



HAL
open science

Les conséquences hydrologiques de l'évolution des usages des sols : mémoire de recherche - Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches

Luc Descroix

► To cite this version:

Luc Descroix. Les conséquences hydrologiques de l'évolution des usages des sols : mémoire de recherche - Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches. Planète et Univers [physics]. université Joseph Fourier de Grenoble, 2003. tel-02157642

HAL Id: tel-02157642

<https://ird.hal.science/tel-02157642v1>

Submitted on 17 Jun 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Joseph Fourier- Grenoble 1
Comité d'habilitation « Sciences de la Planète »

Les conséquences hydrologiques de l'évolution des usages des sols

Mémoire de recherche
Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches
Soutenu le 21 février 2003
par

Luc Descroix

Chargé de Recherche à l'Institut de Recherche pour le Développement

Composition du jury :

Mike Kirkby, professeur à l'Université de Leeds, rapporteur
Jean-Pierre Chollet, professeur à l'Université Joseph Fourier, rapporteur
Pierre Ribstein, directeur de recherche à l'IRD, rapporteur
Benjamin de Leon Mojarro, directeur de recherche , IMTA Cuernavaca,
examineur
Michel Vauclin, directeur de recherche CNRS, LTHE Grenoble, examinateur
Jean-Paul Bravard, professeur à l'Université Lumière Lyon 2, examinateur

Mémoire préparé au sein du
Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
LTHE, UMR 5564 CNRS, INPG, IRD, UJF
Grenoble



Sommaire

	Page
Curriculum Vitae	4
Animation et administration de la recherche	7
Encadrement de stagiaires et jeunes chercheurs	8
Liste des publications et communications	11
Synthèse des travaux sur les conséquences des changements d'usage des sols sur l'hydrologie et l'érosion des versants	21
Chapitre introductif : Pourquoi s'intéresser aux conséquences hydrologiques des changements d'usage des sols ?	23
Chapitre 2 : Bilan et synthèse des recherches sur les conséquences hydrologiques du changement d'usage des sols	29
1^{ère} partie : l'influence du surpâturage et du déboisement sur les états de surface et sur l'érosion	29
2^{ème} partie : Etats de surface, ruissellement, érosion et infiltration	35
3^{ème} partie : ce qui dépend de l'Indice des Précipitations Antérieures (IPA) et de l'effet d'échelle et ce qui n'en dépend pas	42
4^{ème} partie : conséquences hydrologiques du surpâturage et du déboisement au niveau parcelle	50
5^{ème} partie : Conséquences hydrologiques au niveau du bassin	61
Conclusion : et les pluies ??	63
Perspectives scientifiques	65
Références bibliographiques citées dans le texte	73

Curriculum Vitae

Né le 10 août 1960 à Beaujeu (Rhône)
Chargé de Recherches à l'IRD depuis 1992

Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE)
BP 53
38 041 GRENOBLE CEDEX 9
France

Tel. : (33) 476 82 51 19
Fax. : (33) 476 82 52 86
e-mail : descroix@hmg.inpg.fr

Formation

Thèse 3^{ème} cycle spécialité « Géographie » (juillet 1985, Université Lumière Lyon II), mention très honorable
Agrégé de Géographie (1989) ; classé 9^{ème}
Thèse d'Université (Université Lumière-Lyon II, 1994) spécialité « Géographie » :
« L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud ».
(mention très honorable avec félicitations du jury)

Formation permanente

- * 1993 : 2 stages de Télédétection (1 mois en tout) ; ENGREF, Montpellier, la Londe les Maures
- * 1998-2000 : 120 heures de cours d'anglais (niveaux intermédiaires L3 et L4)
- * Séminaire Catch à l'Ecole de Physique des Houches (24-26/3/1999)
- * Formation SIG Idrisi, 2 jours, juillet 1999
- * Séminaire PNRH, Météo-France-Toulouse, 16-17/5/2000
- * Ecole thématique « Les conflits d'usage en environnement : le cas de l'eau » à l'Ecole de Physique des Houches (24-29/9/2000)
- * Séminaires SHF : les crues (Lyon, 15/6/99) et la végétalisation des lits des cours d'eau (Lyon, 9/11/00)
- * Qualifié Maître de Conférence (2000-2004)

Activités professionnelles (hors enseignement)

- 1985 : 2 mois de vacances à l'Orstom ; 2 mois de vacances au Cemagref
- 1985-1987 : 16 mois de service national en coopération à l'Orstom (auj. IRD) à Dakar (Sénégal) : équipement et suivi hydrologique du bassin de la Gambie (projet Orstom/OMVG, Office pour la Mise en valeur du fleuve Gambie)
- 1987-89 : vacances dans la recherche : 6 mois à l'Orstom, 4 mois au SRAE (Service Régional d'Aménagement des Eaux- PACA, Aix en Provence)

- 1987-92 : 4 mois d'emplois contractuels à Latitude (bureau d'étude en info-cartographie) à Lyon.
- 1989-91 : 7 mois d'emplois contractuels à l'Observatoire Européen de Géopolitique, bureau d'étude en Géopolitique (Lyon).

Enseignement

- 1985-89 : plusieurs postes d'enseignant (histoire-géographie) remplaçant dans le secondaire
- 1988-89 : chargé de cours en climatologie, 20 heures ; Université Lyon I
- 1988-89 : animateur-enseignant d'un stage de trois jours pour le GRETA (05)
- 1989-90 : année de stage d'agrégatif
- 1990-92 : professeur de géographie en classes préparatoires Lettres Sup (khâgne);
- 1990-92 chargé de cours en géographie physique (40 heures par an) à l'Université Lyon II
- 1996-1997 : cours de Télédétection (Cenid Raspa, Gomez Palacio, Mexique) : 30 heures de cours et TD ;
- 1999- 2002 : TP « physique du sol », et « hydrologie de terrain » en licence STU, UJF-Grenoble et ENSHMG : 2 jours par an, terrain et TP.

Activités de Recherche et affectations

Chargé de Recherches à l'IRD depuis août 1992 ; CR1 depuis janvier 1999.

Affecté au Nord-Mexique de 1992 à janvier 1998, sur le programme : « Gestion et Usages de l'eau dans un grand bassin du Nord-Mexique ».

Laboratoire d'affectation actuelle : LTHE (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement) depuis début 1998, sur le projet « Hydrologie des versants Agricoles », (HVA, animé par Michel Esteves).

Thèmes de recherches :

- Facteurs spatio-temporels du ruissellement et de l'érosion hydrique en zone de montagnes
- Etats de surface.
- Régionalisation des pluies.
- Géopolitique de l'eau et gestion de la ressource.

Pratique des langues vivantes

- espagnol : lu, écrit et parlé couramment
- anglais : lecture courante, écriture, compréhension assez bonnes, pratique aisée
- italien : lecture courante, pratique aisée
- wolof : conversation

Voyages :

Pays visités (hors France) :

Europe : Italie, Espagne, Portugal, Royaume Uni, Belgique, Suisse ;

Amérique : Mexique, Etats-Unis, Costa Rica, Chili, Guadeloupe (DOM), Cuba

Afrique : Maroc, Mauritanie, Sénégal, Gambie, Guinée, Cap Vert, Niger

Asie : Viet Nam, Laos, Turquie, Chine

Une passion : la Géopolitique et les problèmes de développement

Administration de la recherche

Responsable de 1985 à 1988, avec Jacques Hoorelbeck de la collecte des données et de l'encadrement des stagiaires sur le terrain, sur les bassins PACA (vallée du Buëch) gérés par Jean-Claude Olivry.

Responsable de 1993 à 2000 du volet et du chantier « Sierra Madre Occidentale » du programme « Usage et gestion de l'eau dans un grand bassin du Nord Mexique » animé par Jean François Nouvelot.

Partie prenante d'un projet PNRH sur les risques de crue en milieu périurbain (Grenoble), et d'un projet PNSE sur les risques érosifs liés aux pratiques culturelles en Asie du Sud-Est.

Participant au projet PNRH « Etude et modélisation des mécanismes impliqués dans la formation des crues sur bassins versants torrentiels marneux (*production, stockage et transfert de l'eau et des sédiments*) » soumis en février 2001.

Membre du Réseau RIDES : Réseau de recherches sur le ruissellement, l'infiltration, la dynamique des états de surface et le transfert des sédiments (PNRH)

Animateur d'un projet ECOS-ANUEIS qui a obtenu un financement pour 4 ans au 1/8/2001 (financement de missions France-Mexique et Mexique-France ainsi qu'une bourse doctorale pour un étudiant mexicain).

Membre du Conseil d'Administration de la Revue de Géographie Alpine (2000-2003).

Membre : * du GIS Draix (BVRE de recherches sur l'érosion en montagnes)
 * du Réseau Erosion (IRD).

Participant au programme COST 623 « Erosion des sols et changement global ».

Correcteur d'articles scientifiques pour les revues : Revue de Géographie Alpine (1) et Canadian Journal of Soil Science (1)

Co-éditeur de la collection « Ressources Renouvelables » de l'Harmattan (Ed. Paris)

Encadrement de stagiaires et jeunes chercheurs

- une dizaine de stagiaires africains et français co-encadrés dans le cadre du programme PACA (dirigé par J.C. Olivry), entre 1985 et 1989 : installation de pluviomètres et pluviographes, mesures de la rugosité in situ, jaugeages et échantillonnages des crues sur parcelles et BV.

- tournées et TP de terrain avec étudiants :

Lettres Supérieures (khâgne) : 1990 et 1991 : stages de géomorphologie et commentaires de carte (préparation à l'agrégation de géographie)

Licence STU : 2000 et 2001 : stages de terrain et TP terrain

2^{ème} année HMG, stages de terrain (2002)

DOCTORANTS :

VIRAMONTES, David.(Université Joseph Fourier, 1997-2000, co-encadrement avec Alain Morel, de l'IGA-UJF) :

« Comportement hydrodynamique des milieux dans la Sierra Madre Occidentale : causes et conséquences de leur évolution »

GUTIERREZ Alfonso (INPG-1999-2003; co-encadrement avec Thierry Lebel de l'IRD LTHE)

« Modélisation stochastique des précipitations à l'échelle régionale pour la prévision des crues au Nord-Mexique »

en projet à la rentrée 2002 :

SOLIS MORENO Raul (UJF, Grenoble, 2002-2005), membre du Comité d'épilotage de la thèse, Universidad Autonoma de Nuevo Leon, campus Linares : "Impact du déboisement sur l'hydrologie de la Sierra Madre Occidentale"

DEA :

BOLLERY, Arnaud, DEA de l'Institut de Géographie Alpine, UJF-Grenoble, 2000

CLARET, Jérôme, co-encadrement avec Arona Diedhiou, LTHE-IRD- 2002-2003.

DESS:

GARCIA Coral: DESS Environnement du Sol et Eaux Continentales et marines Rouen Caen , 2002

Jeunes Chercheurs et Stagiaires encadrés principalement avec rapport de stage :

Diplômes d'ingénieurs :

POULENARD, Jérôme : PFE, Institut Supérieur des Techniques d'Outre Mer, Cergy, 1995

GUEDEZ, Pierre Yves : PFE, Institut Supérieur des Techniques d'Outre Mer, Cergy, 1996

HENRY, Olivier : PFE, Institut Supérieur des Techniques d'Outre Mer, Cergy, 1997

DUFEU Raphael : PFE, Institut Supérieur des Techniques d'Outre Mer, Cergy, 1997

En Co-encadrement :

CHAUVEAU, Jean-Philippe, Institut National d'Agronomie Paris Grignon, 1995

GODINOT Clotilde, DAUBORD Camille et VAURY Emilie, 2^{ème} année ENSHMG, 2002

Maîtrise :

JOST Britta, maîtrise de géographie, Université de Frankfort (Allemagne), 1995

BOLLERY Arnaud, maîtrise de géographie, Institut de géographie alpine, UJF-Grenoble, 1999

BOYER, Christelle, maîtrise de géographie, Institut de géographie alpine, UJF-Grenoble 1999

INARD LOMBARD, Béatrice, maîtrise de géographie, Institut de géographie alpine, UJF-Grenoble 2000

En Co-encadrement :

SERT, Jérôme, maîtrise Physique et applications, UJF Grenoble, 2002

Licence :

PIOLAT Florence, Licence Sciences de la Terre et de l'Univers, UJF Grenoble, 2001

Licenciatura mexicana (Bac +5)

RODRIGUEZ CAMARILLO Maria Guadalupe, Instituto de Ciencias Forestales, Universidad Juarez del Estado de Durango, Durango, 1996

GOMEZ VILLEGAS Alejandro, Universidad Autonoma Antonio Narro (UAAAN, Torreon, Coahuila, Mexique), 1997

BUENDIA GONZALEZ, Marco, Universidad Autonoma Antonio Narro (UAAAN, Torreon, Coahuila, Mexique), 1997

PEREZ LAREDO, Cristobal, Universidad Autonoma Antonio Narro (UAAAN, Torreon, Coahuila, Mexique), 1998

BUENDIA GARCIA Alain, Universidad Autonoma Antonio Narro (UAAAN, Torreon, Coahuila, Mexique), 1998

Stagiaires mexicains encadrés dans le cadre de la formation continue (niveau supérieur à la licenciatura) :

PAEZ PEREZ Nelly, 1997, ingénieure forestière

MACIAS GARCIA, Laura, 1995 et 1997, informaticienne (SIG et télédétection)

Liste des publications et communications au 21/02/2003

Thèses :

Descroix, L., 1985. Contribution à l'étude de la dynamique érosive dans les Baronniees Orientales et les Pays du Buëch Moyen : problèmes d'aménagement. Thèse de IIIème cycle, Université Lyon II, 260 p.

Descroix, L., 1994. L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud. Thèse de doctorat, Université Lyon II, 300 p.

Publications dans revues à comités de lecture :

Poulenard, J., **Descroix, L.** et Janeau, J.L., 1996 : « Surpâturage et formation de terrassettes sur les versants de la Sierra Madre Occidentale », *RGA, Revue de Géographie Alpine*, N°2, t.84, Grenoble.

Descroix, L., 1998. L'érosion hydrique dans les terrains peu résistants des Préalpes du Sud. Mesures et variables explicatives sur parcelles et bassins-versants. *RGA*, t.86, n°1, pp.43-58.

Gonzalez B. et **Descroix, L.**, 2000. Bilan et perspectives de la ressource en eau dans la Région Hydrologique n°36 (Nord Mexique). *RGA*, n° 2-2000, t.88, pp.115-128.

Viramontes P, D. et **Descroix, L.**, 2000. Dégradation progressive du milieu et conséquences hydrologiques : étude de cas dans la Sierra Madre Occidentale (Nord Mexique). *RGA*, n° 2-2000, t.88, pp.27-42.

Descroix, L., Viramontes, D., Vauclin, M. , Gonzalez Barrios, J.L. and Esteves, M., 2001. Influence of surface features and vegetation on runoff and soil erosion in the western Sierra Madre (Durango, North West of Mexico). *Catena*. 43-2 :115-135.

Descroix, L., Nouvelot, J.F., Estrada, J. et Lebel, T., 2002. Complémentarités et convergences de méthodes de régionalisation des précipitations ; application à une région endoréique du Nord-Mexique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 14(3) :281-305.

Descroix, L. et Olivry, J.C., 2002. Spatial and temporal factors of hydric erosion in black marls bad lands of the French southern Alps. *Hydrological Sciences Journal*, 47(2) : 227-242.

- Descroix, L.**, Nouvelot, J.F. and Vauclin, M., 2002a. Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western Sierra Madre (North-west Mexico). *Journal of Hydrology*, 263:114-130.
- Descroix, L.**, Gonzalez Barrios, J.L., Vandervaere, J.P., Viramontes, D., Bollery, A., 2002b. An experimental analysis of hydrodynamic behaviour on soils and hillslopes in a subtropical mountainous environment (Western Sierra Madre, Mexico). *Journal of Hydrology*, 266: 1-14.
- Viramontes, D. and **Descroix, L.**, 2002. Variability of overland flow in an endoreic basin of northern Mexico : the hydrological consequences of environment degradation. *Hydrological Processes*, sous presse.
- Descroix, L.**, 2002. Le rôle de l'homme dans l'entretien et la dégradation des sols des régions à faible densité de population ; analyse à travers trois cas de figures. *Revue de Géographie de Québec*, vol. 46, n°128 :215-235.
- Viramontes, D., **Descroix, L.**, Bollery, A. Poulenard, J., 2002. Comportement hydro-érosif des sols de la Sierra Madre Occidentale : processus hydrologiques et évolution d'un milieu soumis à la surexploitation. *Géomorphologie*, .3 (2002) :239-252.
- Viramontes, D. et **Descroix, L.**, 2002. Modifications physiques du milieu et conséquences sur le comportement hydrologique des cours d'eau de la Sierra Madre Occidentale (Mexique). *Revue des Sciences de l'Eau*, 15/2 : 493-513.
- Descroix, L.** and Gautier, E., 2002. Hydric erosion in French Southern Alps : heritage and anthropism. *Catena* 50 : 53-85.
- Descroix, L.** et Mathys, N., 2003. Processes, spatio-temporal factors and measurements of current erosion in French Southern Alps : a review. *Earth Surface Processes and Landforms* (accepté).
- Malet, J.P., Auzet, A.V., Maquaire, O., Ambroise, B., **Descroix, L.**, Esteves, M., Vandervaere, J.P., Truchet, E., 2003. Investigating the influence of soil surface characteristics on infiltration on marly hillslopes : application to callovo-oxfordian black marls landslides in the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Earth Surface Processes and Landforms* (accepté).

Autres Publications :

- Descroix, L.**, 1989. La mesure de l'érosion actuelle dans les Terres Noires des Préalpes du Sud : recherches sur petites parcelles expérimentales. Bull. Labo. Rhod. De Géom., n°23-24, pp. 11-30.
- Descroix, L.**, 1991. Les transports solides dans le Bèz. Bull. Labo. Rhod. De Géom., n°27-28, pp. 55-70.
- Hoorelbeck, J. et **Descroix, L.**, 1992. La mesure de l'érosion actuelle par la méthode de la « règle topographique ». Bull. Labo. Rhod. De Géom., n° 29-30, pp. 35-49.
- Descroix, L.** 1995 : « Application de la Télédétection à l'évaluation des ressources en eau de la Région Hydrologique 36 (Nord Mexique) », atelier Télédétection et gestion des ressources en eau, FAO, Montpellier, 1995.
- Descroix, L.** et Poulénard, J., 1995. Les formes d'érosion dans la Sierra Madre Occidentale (Nord Ouest du Mexique). Bull. Labo. Rhod. Géomorph., 33-34, pp.1-19, Lyon.
- Nouvelot J.F., **Descroix L.**, 1996 - Aridité et sécheresse du Nord-Mexique. Revue Trace. CEMCA, México, déc. 96 n° 30, pp 9-25.
- Descroix, L.**, Guédez, P.Y. et Poulénard, J., 1997. Méthodes de mesure de l'érosion actuelle : applications dans les Préalpes du Sud (France) et la Sierra Madre Occidentale (Mexique). Bulletin du Réseau Erosion n°17 : 239-254.
- Descroix, L.** et Gautier, E., 2000. Causes and consequences of erosion decrease in French Southern Alps. Acts of the COST 623 reunion, Brussels (European Commission), 18-19-nov. 1999, 7 p.
- Descroix, L.**, Viramontes, D., Anaya, E., Poulénard, J et Gonzalez Barrios, J.L., 2000 : L'impact du surpâturage et du déboisement sur l'érosion des sols dans la Sierra Madre Occidentale. Bulletin du réseau Erosion n°20, (IRD), décembre 2000, 218-231.
- Descroix, L.**, Viramontes, D., Gonzalez Barrios, J.L., Nouvelot, J.F., Anaya, E. et Poulénard, J. 2002. Les ressources en eaux de la Sierra Madre Occidentale : variabilité et évolution avec la surexploitation du milieu. *Sécheresse*, 13(4) :235-243.
- Lamachère, J.M., Estrada Avalos, J., **Descroix, L.**, Gonzalez Barrios, J.L., 2002 : Gestion de l'eau et des sols dans la région hydrologique 36 (RH 36). *Sécheresse*, 13(4) :226-234.

Descroix, L., Gautier, E., Olivry, J.C., 2003. L'influence de la végétation et de son évolution dans les processus d'érosion dans les Alpes du Sud. Bulletin du réseau Erosion n°23, (IRD), sous presse.

Articles soumis :

Inard-Lombard, B. et **Descroix, L.** . Du village à Chicago : la migration des paysans de la Sierra Madre Occidentale dans l'Illinois. Soumis au *Bulletin de la Société Neuchâteloise de Géographie*, avril 2002.

Esteves, M., **Descroix, L.**, Mathys, N., Lapetite, J.M. : Field measurement of the hydraulic conductivity of soils in a marly gully catchment. Submitted to *Catena*, 2002.

Mathys N., Klotz S., Esteves M., **Descroix L.**, Lapetite J.M.. Runoff and erosion in the French Alps black marls: observations and measurements at the plot scale. Soumis à *Earth Surface Processes and Landform*, octobre 2002.

Descroix, L. and Ianos, S., 2003. Soil movements on a slope in the South French Alps: A tentative determination of factors and processes of a slow landslide. Submitted to *Earth Surface Processes and Landforms*, janvier 2003.

Ouvrages ou chapitres d'ouvrages

Lamagat, J.P., Albergel, J., Bouchez, J.M. et **Descroix, L.**, 1987. Monographie Hydrologique du fleuve Gambie. Orstom-OMVG, Monographie Orstom, Orstom-Dakar, 246 p.

Descroix, L., 1990. La Loire. Le Nil. Textes pour les panneaux de l'exposition « Vive l'Eau » ; Cité des Sciences de la Villette, novembre 1990.

Descroix, L., 1991. Déprise agricole et risques naturels. In « Les versants du soleil », mémoires et documents de l'Académie de la Val d'Isère, vol. XXI, PIREN-CNRS, pp. 129-146.

Descroix, L., 1992. Les paysages de l'Europe centrale et orientale. In *Fragments d'Europe*, de Michel Foucher, Fayard, Paris, 8 p.

Descroix, L., 1992. La pollution en Europe centrale et orientale. In *Fragments d'Europe*, de Michel Foucher, Fayard, Paris, 7 p.

Descroix, L., Bouvier, Ch., Estrada, J., 1993 : "Hidrometría", ch. (40 p.) in "Estudio de los factores que influncian el escurrimiento y el manejo del agua en la RH36", folleto científico n°1, Cenid Raspa-Orstom.

Estrada, J., Bouvier, Ch., **Descroix, L.**, 1993: "Pluviometría"; ch (50 p.) in "Estudio de los factores que influncian el escurrimiento y el manejo del agua en la RH36", folleto científico n°1, Cenid Raspa-Orstom.

Descroix, L., 1996. Le rôle de l'homme dans l'entretien et la dégradation des sols des régions à faible densité de population. In « Buëch et Patrimoine », actes du colloque de Serres, avril 1996, pp. 58-65.

Descroix, L. et Nouvelot, J.F., 1997. Escurrimiento y erosión en la Sierra Madre Occidental. Folleto Científico n°7, Cenid-Raspa/Orstom, Gomez Palacio, Dgo, Mexico, 50 p.

Descroix, L., Nouvelot, J.F., Estrada, J., 1997 - Geografía de las lluvias en una cuenca del Norte de México : Regionalización de las precipitaciones en la Región Hidrológica 36. Folleto Científico n° 8, CENID RASPA/ORSTOM, 47 p.

Descroix L., 1998 - Hydrographie des lagunes de Mayrán et Viesca : endoréisme et anthropisme. In "Les playas du Nord Mexique", CD Rom, sous la direction d'O. Grünberger éditions, ORSTOM, 20 p.

Descroix, L., Guiguen, R., Anaya, E., Rodriguez, M.G., Macias, L. - Evolution de la végétation dans la Sierra Madre Occidentale. in " Applications de la télédétection en aménagement ", à paraître Didactiques, ORSTOM, 15 p.

Descroix, L., 2000. Le Mexique. In « Les pays du monde et leurs montagnes ». Forum mondial de la Montagne. Chambéry, juin 2000, pp. 50-51, éditions Revue de Géographie Alpine.

Frédéric Lasserre et **Luc Descroix**, 2002. Eaux et territoires : tensions, coopérations et géopolitique de l'eau ; sous presse à l'Harmattan coll. Ressources Renouvelables, 220 p.

Luc Descroix et Frédéric Lasserre, 2002. L'eau dans tous ses Etats, Les territoires de l'eau : tensions, coopérations et géopolitique ; sous presse à l'Harmattan coll. Ressources Renouvelables, 260 p.

Frédéric Lasserre et **Luc Descroix** (sous la direction de), 2003 : « Eaux et territoires » sous presse aux Presses Universitaires du Québec, collection « Géographie contemporaine », 350 pages.

Congrès, colloques et séminaires :

Descroix, L., Estrada, J., 1993 - Modelación de los escurrimientos superficiales para el uso del agua en las grandes cuencas del Norte de México. Proc. of the First Int., Seminar of

Watershed Management. Un. de Sonora - Un. of Arizona, Hermosillo, Sonora, Tombstone, Az., april 1993, pp : 42-51.

Descroix, L., Loyer, J.Y., Estrada, J., 1993 - Water resource in arid regions : the hydrological region 36 in North Mexico. 4th Int. Conf. on Desert Development : sustainable development for our common future, Mexico City, 25-30 July 1993.

Descroix, L., 1994b. Complementarity and contradictions of the gully erosion and the solifluxion in southern French Alps. Int. Soil Sci. Soc. Congress, Acapulco, Mexico. Proc. Vol. 7b: 265.

Descroix, L., Sanchez, V., Loyer, J-Y. et Estrada, J., 1994 - Uso y manejo del agua de los presones del Norte de México. Reunión académica de limnología, UAM- Iztapalapa, México, 12 p.

Descroix, L. et Moriaud, S , 1995 : « Evolución de la cobertura vegetal en la Sierra Madre Occidental (Norte de Mexico), de 1972 a 1992 »; VII Congreso de la SELPER, Sociedad Latinoamericana de Expertos en Percepción Remota, Puerto Vallarta, Mexico, nov. 1995.

Descroix, L. - 1997 - Impacto del sobrepastoreo y de la deforestación sobre el escurrimiento y la erosión en la Sierra Madre Occidental. Actos 25 aniversario del CENID RASPA. INIFAP Produce, pp 101-114.

Descroix, L., 1998 – Projet « Gestion et usages de l'eau dans un bassin du Nord-Mexique, la région hydrologique n°36 ». Séminaire LTHE, Grenoble, 18 juin 1998.

Descroix, L., 1999 – Variabilité spatio-temporelle des conditions de ruissellement et de l'érosion dans la Sierra Madre Occidentale (Mexique) : précipitations, conductivité hydraulique, états de surface. Séminaire doctoral « Erosion et mutation des milieux de montagne », Institut de Géographie Alpine UJF, 21/5/1999.

Descroix, L., 1999 – Variabilidad espacial de las características hidrodinámicas del suelo. Séminaire Cenid-Raspa-IRD, Gomez Palacio, 16-17/6/1999.

Viramontes, D., **Descroix, L.**, Nouvelot, J.F., Gonzalez Barrios, J.L., 1999. Variabilité des apports liquides et solides dans un grand bassin endoréique du Nord-Mexique : le bassin Nazas-Aguanaval (92 000 km²). Comm. au symposium international Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins, Manaus, nov. 1999.

Viramontes, D., **Descroix, L.**, Gonzalez, J.L., 2000. Impact of soil-vegetation reservoir degradation on the water balance of watersheds in Sierra Madre Occidental (Northern

Mexico), soumis et accepté au IIIème congrès de l'ESSC (European Society for Soil Conservation), Valencia, Espagne, mars 2000.

Schipman, A.J., Vandervaere, J.P., **Descroix, L** et Boubkraoui, S, 2000. An experimental study of flood flows generation on an alpine hillslope : small scale surface and sub-surface flows variability. International symposium « Hydrological modelling », Leuven, Belgique, 11-15/4/2000.

Descroix, L., Digonnet, S., Gonzalez B., J.L., Viramontes, D. et Bollery, A., 2000. Local factors controlling gully or areal erosion in the Western Sierra Madre (Northern Mexico). International Symposium « Gully erosion under global change », Leuven, 15-19/4/2000.

Descroix, L., Gonzalez B., J.L., Viramontes, D., 2000. Influence of land use changes on a basin water balance in the Western Sierra Madre (Mexico). XXVth General Assembly of European Geophysical Society , Nice, France, april 2000.

Schipman, A.J., Vandervaere, J.P., **Descroix, L** et Boubkraoui, S, 2000. Variabilité spatio-temporelle du ruissellement d'un versant. Poster au Colloque PNRH, Toulouse, 16-17/5/2000.

Descroix, L., Nouvelot, J.F et Estrada, J., 2000. Regionalización de las lluvias en la Región Hidrológica n°36. Seminario internacional « Uso y manejo del agua en las cuencas hidrográficas del Norte de México » IRD-Cenid Raspa, 29/5-3/6/2000, Gomez Palacio, Dgo, México.

Descroix, L., Gonzalez B., J.L., Nouvelot, J.F., Viramontes, D. et Bollery, A., 2000. Comportamiento hidrodinámico y procesos hidrológicos en la cuenca alta del río Nazas. Seminario internacional « Uso y manejo del agua en las cuencas hidrográficas del Norte de México ». mai-juin 2000. Version informatique sur CDrom. INIFAP-CENID RASPA, IRD, COCYTED. Gómez Palacio, Dgo. México.

González Barrios, J.L., **L. Descroix**, J. Poulenard, D. Viramontes, C. Boyer, A. Bollery, B. Inard-Lombard, S. Digonnet. 2000. Los suelos de la sierra. Implicaciones en el transporte y el almacenamiento del agua. Memorias del Seminario internacional "Uso y manejo del agua en las cuencas hidrográficas del norte de México. Mai-juin 2000. Version informatique sur CDrom. INIFAP-CENID RASPA, IRD, COCYTED. Gómez Palacio, Dgo. México.

Descroix, L., 2000. Les conflits d'usage de l'eau au Nord-Mexique : une problématique multi-scalaire. Actes de l'Ecole thématique « Les conflits d'usage en environnement : le cas de l'eau », Les Houches, 24-29/9/2000, pp.129-144.

Malet, J.P., Ambroise, B., Auzet, A.V., **Descroix, L.**, Estèves, M., Maquaire, O., Vandervaere, J.P., Gay, P., Marques, M., Remaître, A., Ritzenthaler, A., Skubizewski, T. et Truchet, E., 2000. Effets des états de surface sur l'entrée de l'eau dans les marnes noires de la coulée de Super-Sauze (Alpes de Haute-Provence, France). Premiers résultats expérimentaux associant descripteurs, simulation de pluie et infiltrométrie TRIMS. Réunion du programme RIDES-PNRH, Grenoble, 14-15/09/2000.

Descroix, L. 2001. Quels sont les échelles et les territoires pertinents en matière de gestion de l'eau et de gestion du territoire ? Animateur d'atelier au Colloque International Politique de l'eau et développement local, De la réflexion à l'action en milieu méditerranéen, Montpellier 1^{er} et 2 mars 2001, Agropolis International.

Descroix, L. et Viramontes, D., 2001. Impacts du déboisement et du surpâturage sur le régime des cours d'eau et le bilan de l'eau des bassins : application au Nord Mexique. Communication Colloque « Hydrosystèmes, paysages et territoires, Lille, 6-8 septembre 2001.

Descroix, L., Estrada, J., Viramontes, D., Gonzalez Barrios, J.L., Anaya, E., Esteves, M. : Petits barrages en zone arides : conflits d'eau et de territoire en situation de pénurie au Nord du Mexique. Poster Colloque « Hydrosystèmes, paysages et territoires, Lille, 6-8 septembre 2001.

Malet, J.P., Auzet, A.V., Maquaire, O., Ambroise, B., **Descroix, L.**, Esteves, M., Vandervaere, J.P., Truchet, E., 2001. Soil surface characteristics effects on infiltration on black marls hillslopes. The Super-Sauze earthflow (Alpes de Haute Provence, France). Poster au colloque COST 623 « Erosion and Global Change », Strasbourg, 19-22/9/2001.

Schipman, A.J., Vandervaere, J.P., **Descroix, L.**, 2001. An experimental study of Flood flows generation on an alpine hillslope. Comm. Interdisciplinary Mountain Research-Young Scientists Conference, Stelvio National Park, Italie, 26-28/9/2001.

Viramontes, D. et **Descroix, L.** : Physical changes of environment and hydrologic consequences in the Western Sierra Madre (Mexico) : experimental results and regional impacts. Communication, colloque « Michel Rieu », Paris, 8-10 octobre 2001.

Gutierrez, M.A., **Descroix, L.** and Lebel, T., 2002. Rainfall regionalisation in North Mexico generating regional vectors. Accepté ASCE Environmental and Water Resources Institute conference, mai 2002, Roanoke, Virginie, Etats Unis.

Descroix, L., González Barrios, J.L., Viramontes, D., Esteves, M., 2002. Gully erosion and Land use changes on the hillslopes of the Western Sierra Madre. 2nd International symposium on Gully erosion under Global Change; 22-25 mai 2002, Chengdu, Sichuan, Chine.

Descroix, L., Olivry, J-C., Mathys, N., 2002. Factors controlling gullying processes and erosion rates in the French Alps black marls. (poster) 2nd International symposium on Gully erosion under Global Change; 22-25 mai 2002, Chengdu, Sichuan, Chine.

Esteves, M., **Descroix L.**, Mathys N., Lapetite J. M., 2002 :Field measurement of the hydraulic conductivity of soils in a marly gully catchment. 2nd International symposium on Gully erosion under Global Change; 22-25 mai 2002, Chengdu, Sichuan, Chine.

Mathys, N., Klotz, S., Esteves, M., **Descroix, L.**, 2002. Runoff and erosion in the French Alps black marls : observations and measurements at the plot scale. 2nd International symposium on Gully erosion under Global Change; 22-25 mai 2002, Chengdu, Sichuan, Chine.

Gutierrez, M.A., Lebel, Th. and **Descroix, L.**, 2002. Statistical analysis for modeling the hydrological risks in Northern Mexico. International Symposium "Hydraulic and Hydrological aspects of reliability and safety assessment of hydraulic structures. St Petersburg, 28 mai/ 1er juin 2002.

Gonzalez Barrios, J.L., **Descroix, L.**, Viramontes, D. et Anaya, E., 2002. Soil degradation and desertification in the western Sierra Madre of Mexico. Actes du 17^{ème} Congrès Mondial des Sciences du Sol (résumé p.1418), Bangkok, Thaïland, 14-21/8/2002.

Viramontes, D. et **Descroix, L.**, 2002. Factores explicativos de escurrimiento y erosión hídrica en suelos de la Sierra Madre Occidental. XVII Congreso Nacional de Hidraulica, nov 2002, Monterrey, Mexique.

Notes et rapports techniques

Descroix, L., 1988a. Les formes d'érosion dans les Alpes du Sud. In Revégétalisation des espaces ravinés. Rapport technique Cemagref, 55 p., Grenoble.

Descroix, L., 1988b. La revalorisation des adrets défavorisés au voisinage du Parc National de la Vanoise. Comité scientifique du Parc National de la Vanoise, Bourg St Maurice, 54 p. + annexes.

Descroix, L., 1990. Les relations Rhône-Alpes /Genève. Observatoire Européen de Géopolitique, Lyon, 110 p.

Descroix, L., 1990. Estimation de la vitesse de colmatage de la retenue du torrent de Vaulouve (Alpes de Haute Provence). Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie

(Lyon)/SRAE Service régional d'aménagement des eaux, Aix en Provence; 24 p. + annexes.

Descroix, L., 1991. Les transports solides dans le Bèz (Drôme), rapport définitif. Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie URA 260 CNRS/ SMARD (Syndicat Mixte d'Aménagement Rural de la Drôme, 42 p, Lyon.

Descroix, L., 1997 – Petits barrages et presones dans la Sierra Madre Occidentale : traditions et nouvelles stratégies dans la gestion de l'eau. Orstom/Cenid-Raspa, note technique, 8 p.

Descroix, L., Estrada, J., Nouvelot, J.F., Thiébaux, J.P., 1997 - L'hydrologie du bassin de La Ventana (Coah), rapport technique, 20 p.

Schipman, A.-J., Vandervaere, J.-P., **Descroix, L.** and Boubkraoui, S. 2000. Fonctionnement hydrodynamique et écoulements de crue sur versants: variabilité, agrégation et passage à l'échelle du bassin. Rapport de synthèse, octobre 2000. Pôle grenoblois d'étude et de recherche pour la prévention des Risques Naturels.

Allignol, F., Esteves, M., **Descroix, L.** et Boubkraoui, S., (2001). Développement de l'outil SIG pour le diagnostic de l'aléa hydrologique en milieu périurbain sur un bassin versant pilote : le Verderet. Rapport de synthèse au Pôle grenoblois d'étude et de recherche pour la prévention des risques naturels.

Descroix, L., 2001. L'éboulis englacé de Laux Montaux (Baronnies, Drôme). Revue de Géographie Alpine, t.89, 3 : 90-94.

Membres de comité scientifique d'organisation des séminaires

Séminaire Cenid-Raspa-IRD, Gomez Palacio, 16-17/6/1999.

Seminario internacional « Uso y manejo del agua en las cuencas hidrográficas del Norte de México » IRD-Cenid Raspa, 29/5-3/6/2000, Gomez Palacio, Dgo, México.

Conférence invitée

Descroix, L., Esteves, M., Viramontes, D. Gonzalez Barrios, J.L., Duwig, C., Lapetite, J.M., 2002. :L'importance des régions de montagne pour la ressource en eau en zone tropicale : menace sur les châteaux d'eau naturels du Mexique. Colloque International « L'eau en montagne, gestion intégrée des hauts bassins versants », organisé par l'Office International de l'Eau, la FAO et la Société d'Economie Alpestre de la Haute Savoie. Megève, 5-6 septembre 2002.

**Synthèse des travaux sur les conséquences
des changements d'usage des sols
sur l'hydrologie et l'érosion des versants**

Chapitre introductif :

Pourquoi s'intéresser aux conséquences hydrologiques des changements d'usage des sols ?

On constate dans la plupart des milieux dits « anthropisés » (y-a-t'il des milieux qui ne le soient pas ?) que les paysages sont en grande partie « construits par l'homme », qu'ils doivent beaucoup, bien sûr, au Milieu naturel et aux conditions géologiques et climatiques, ainsi qu'à l'histoire, l'histoire agraire et culturelle, mais aussi l'histoire sociale et culturelle, l'histoire démographique et économique.

Comment les sols et les eaux ne ressentiraient-ils pas le poids de cette empreinte s'ils sont eux-mêmes tant liés aux paysages qu'ils façonnent et conditionnent ?

L'occasion m'a été donnée dès mes premiers travaux de recherche de licence et de maîtrise, sur les versants érodés des Alpes du Sud, de remarquer sur le terrain quelles pouvaient être les conséquences de l'occupation humaine sur les paysages, l'utilisation de sols, et combien, en zone de montagne, il était rapide de passer d'une situation où la couverture végétale permet de conserver les sols et de limiter le ruissellement à l'apparition de ravines et de glissements de terrain liés à une surexploitation ou à une mauvaise exploitation des versants.

Le processus de colonisation et mise en valeur des sols de montagne s'accompagne presque toujours de pratiques culturelles ou péri-culturelles destinées d'une part à s'adapter au milieu (pentes, pluviométries plus élevées, ruissellement et érosion facilités par la gravité), à en tirer profit, mais aussi à s'en protéger. Le paysage y est « construit » plus lentement et laborieusement qu'en plaine. Cette occupation nécessite plus de travaux par unité de surface mise en valeur que dans les terrains plans. Les ouvrages d'hydraulique et de génie civil (canaux, barrages, seuils, terrasses de culture, drains) y sont à la fois plus nombreux et plus fragiles, du fait de la pente et de l'activité morphogénique plus forte, en particulier dans les montagnes jeunes et escarpées.

Comme partout, la surexploitation des terrains de montagne conduit au franchissement de seuils en terme de ruissellement ou de concentration d'eau dans le sol ou le sous-sol, qui produisent des déséquilibres (phases d'incision ou déclenchement de phénomènes de solifluxion), mais ici plus qu'ailleurs, ces déséquilibres ont des conséquences fâcheuses pour le maintien de l'activité anthropique et parfois pour le simple maintien de l'équilibre des versants.

Cela a aussi pour conséquence que le moindre défaut d'entretien de ce paysage « construit » (destruction d'une terrasse, bouchage d'un drain, obturation d'un canal, etc) peut conduire aussi à des déséquilibres graves (apparition d'une ravine, d'un glissement, etc). Or, si de nombreuses montagnes sont chaque jour plus surexploitées dans les pays du Sud, aggravant les problèmes de gestion de l'eau en aval, le phénomène inverse apparu dans les Alpes du Sud depuis un siècle environ, comme dans de nombreuses régions d'Europe du Sud, à savoir la très rapide déprise rurale, a provoqué en de nombreux endroits des reprises d'érosion ou des formes de solifluxion liées au défaut d'entretien des paysages « construits ».

On a pu résumer sommairement ce type d'évolution en comparant :

- une région à très forte déprise humaine (les Préalpes du Sud), où la forêt et les broussailles envahissent très vite le paysage, et où le paysage construit est en voie de destruction rapide ;

- une région où la population vient de commencer à décroître, très rapidement, mais où la surcharge pastorale se maintient (le haut Nazas dans le Nord Ouest du Mexique) ; la couverture végétale s'y dégrade à très grande vitesse malgré le départ de la population ;

- et une région du Sénégal Oriental où la pression anthropique sur le Milieu continue à croître rapidement (Descroix, 2002), obligeant les paysans à réduire les jachères, faisant baisser significativement les rendements déjà très amoindris par la baisse généralisée de la pluviométrie.

Cette dernière situation est également celle qui prévaut dans notre nouveau chantier du haut bassin du Cutzamala, où cette « faim de terre » pousse les agriculteurs à déboiser des versants où la pente dépasse les 100 % afin de trouver la nourriture nécessaire à leur simple survie. C'est aussi le contexte que l'on a pu rencontrer fin 2001 dans les versants pentus proches de Luang Prabang où les défrichements sur pente raide n'ont d'autre but pour ceux qui les pratiquent, que de se procurer leur nourriture.

Si tous les sujets qui traitent de l'interface Homme-Nature sont éminemment géographiques, ils constituent un des défis scientifiques posés à l'hydrologie, surtout lorsqu'ils traitent cette problématique en zone montagneuse. En effet, les montagnes sont en général les zones de fourniture d'eau pour les régions avoisinantes. C'est d'autant plus vrai sous les tropiques secs où seules les montagnes connaissent le ruissellement et les excédents hydriques : les modifications de l'espace y ont de ce fait, certes un impact local, mais aussi des répercussions régionales, du fait de modifications possibles dans le régime des écoulements. Ainsi, la surexploitation des pâturages et la disparition des forêts dans certains secteurs de la Sierra Madre Occidentale ont-ils déjà provoqué des modifications dans les régimes des rivières. Ceci peut à terme entraîner de graves conséquences en aval sur l'alimentation en eau de la dizaine de grands périmètres irrigués situés tant sur la plaine littorale du Pacifique (de plus en plus sèche vers le Nord aux abords des déserts du Sonora et de Basse Californie) que sur les altiplanos nord-centraux mexicains. L'existence même de ces oasis complètement artificielles est aujourd'hui menacée.

Les travaux dont il est question ici ont été réalisés dans le cadre du programme PACA de l'ex-Orstom et au sein du Laboratoire rhodanien de géomorphologie de 1982 à 1992, pour ce qui concerne les Alpes du Sud, mais on n'abordera ici que ce qui a été l'objet de recherches postérieures à 1994, et dans le cadre du programme « Gestion et usages des eaux dans un grand bassin du nord-Mexique » pour ce qui concerne la Sierra Madre Occidentale.

Dans cette introduction, on résumera à titre d'exemple l'histoire des problèmes de torrentialité dans les Alpes du Sud, qui sont d'autant plus instructifs que la dynamique actuelle est l'inverse de celle connue dans les siècles passés, montrant combien l'action humaine, si elle provoque le franchissement de « seuils hydrologiques » notoires, peut aussi agir efficacement contre crues et érosion non sans avoir d'autres effets parfois pervers. On s'intéressera ensuite à la question scientifique posée par ce travail à savoir le rôle de la végétation dans le cycle continental de l'eau, avant une conclusion qui veut introduire le volet prospectif présenté en dernière partie.

1- Historique des problèmes d'Eaux et Forêts dans les Alpes du Sud

L'un des éléments les plus marquants des paysages des Alpes du Sud est l'omniprésence des « bad-lands », ces zones de ravinements généralisés héritées des siècles passés. S'il y a toujours des incertitudes quant à la date exacte de leur apparition, on peut à présent se faire une idée relative de leur chronologie. En effet, l'apport de la géomorphologie permet de parfaire l'analyse de la succession de phases érosives liées à une accélération du déboisement (et mises en évidence par des accumulations de matériaux grossiers dans les bas de versants,

les fonds de vallées, voire le fond des lacs) et de phases de reconquête de la végétation du fait de la diminution de la pression humaine et sociale sur les terrains. A cela se conjuguent des phases de changement climatique, qui viennent compliquer l'interprétation des dépôts alluviaux car les différents climats qui se sont succédés ne produisent pas les mêmes types de météorisation des matériaux et n'induisent pas les mêmes types ou capacités de transport des sédiments. Les phases d'optimum climatique (comme l'Age de Bronze, la période romaine, les 11^{ème} et 12^{ème} siècles) correspondent parfois à des poussées démographiques, car elles autorisent une extension des terroirs de cultures et sont souvent synonymes de meilleures récoltes.

Mais les premiers bad-lands de l'ère post-glaciaire sont probablement apparus peu de temps après la fonte des glaciers de vallée dans les Alpes du Sud, du fait que les pluies tombaient sur des versants non encore boisés (Descroix et Gautier, 2002). Si, par la suite, on peut effectivement à peu près faire correspondre phases d'érosion et phases de poussée démographique (pour cause de mise en valeur des versants, déboisement, essartage, etc), on observe à partir du début du 16^{ème} siècle la concordance d'une poussée démographique, lente mais longue et qui s'est traduite par des défrichements d'autant plus importants que le Petit Age Glaciaire, amorcé également au début du 16^{ème} siècle (après une première poussée au début du 14^{ème} siècle), a obligé les paysans à accroître les surfaces emblavées pour compenser la baisse des rendements liée à la péjoration climatique (Le Roy Ladurie, 1983). L'extension des terroirs s'est faite le plus souvent, dans les Alpes du Sud, vers le haut des versants encore peu exploités, et s'est traduite par :

- un déboisement accéléré dû aux essartages, à la mise en place de pâturages et à la vente de bois (pour la Marine, et pour les besoins locaux), ces deux dernières activités rapportant des revenus supplémentaires aux paysans de la région ;

- pour la même raison, le nombre de troupeaux admis à pâturer sur les nouveaux pâturages ainsi que, plus haut, dans les alpages, s'est accru très rapidement entre le 16^{ème} et le 19^{ème} siècle, provoquant un surpâturage qui a mis à nu de grandes superficies de terrains en pente, y accroissant sensiblement les coefficients de ruissellement.

Cette conjonction de la surexploitation des versants et d'une phase de climat plus rude a provoqué une grande extension des zones ravinées dans les Alpes du Sud. Cela s'est traduit par :

- l'apparition de la torrentialité dans des secteurs où elle n'était plus présente depuis plusieurs milliers d'années ;

- un accroissement du nombre des crues ;

- une augmentation de la quantité d'alluvions à évacuer par les cours d'eau ;

- l'exhaussement des lits des cours d'eau intra-alpins et l'aggravation du risque d'inondation par déversement.

Les documents historiques, comme les recherches géomorphologiques et archéologiques confirment le grand impact hydrologique de cette surexploitation des bassins versants. Le lien entre le bassin et le cours d'eau, son régime et son débit sont connus depuis le 16^{ème} siècle si l'on se réfère aux archives paroissiales : les habitants des montagnes ont très vite fait la relation entre le déboisement et ses conséquences hydrologiques.

Aujourd'hui on est confronté au problème du manque de sédiments et à l'enfoncement des rivières dans les Alpes. Mais c'est un contexte particulier et un problème de pays du Nord, touché par la déprise rurale.

La majorité des espaces ruraux des pays du Sud sont actuellement soumis à des pressions qui s'apparentent à celles qu'ont connu les régions du sud de l'Europe il y a à peine plus d'un siècle. Et l'équilibre alimentaire de millions de personnes dépend de récoltes à obtenir sur des terrains de plus en plus pentus, sur des sols de plus en plus pauvres et fragiles, aux rendements souvent dérisoires, et qu'il faut abandonner très vite du fait de l'érosion ou de la trop grande

quantité de travail à fournir par rapport aux résultats. C'est une des questions que la science hydrologique peut difficilement éluder dans les pays en développement, en particulier ceux où les ressources en eau sont d'ores et déjà limitées.

Dans ce qui suit, je ne parlerai, concernant les Alpes du Sud, que des éléments qui n'ont pas été traités dans ma thèse.

2- La question scientifique de l'impact hydrologique des changements d'usage du sol.

L'impact des changements d'usage des sols sur le comportement hydrologique des bassins versants est actuellement un des problèmes majeurs des responsables de la gestion des ressources en eau. Ces changements sont d'ordre très divers :

- la construction de barrages ou d'ouvrages hydrauliques peut influencer très vite le régime et le bilan de l'eau d'un bassin ;
- l'urbanisation, comme l'ont récemment montré Rose et Peters (2001) en Georgie (Etats-Unis), peut ne pas modifier significativement les coefficients d'écoulement, mais peut exagérer crues et étiages des cours d'eau ;
- le surpâturage et le déboisement peuvent avoir un impact, et c'est la question sur laquelle nous allons nous centrer ici.

Ce que les habitants du Dauphiné ou de Haute Provence ont observé dès les premiers défrichements (la hausse du nombre de crues et de leur gravité), a fait l'objet de multiples spéculations et querelles d'experts avant d'être étudié scientifiquement. Si l'administration des forêts s'est appelé dans différents pays « Eaux et Forêts » c'est bien que le lien entre les deux semble établi. Aux Etats-Unis, dès 1909, le bassin expérimental de Wagon Wheel Gap (Colorado) a été équipé pour étudier l'influence hydrologique des usages du sol (Hewlett et al., 1969).

Les études expérimentales supposent une comparaison entre des bassins relativement similaires mais dont la gestion forestière est différente. Des études de ce type sont nombreuses, mais elles s'intéressent le plus souvent aux débits totaux et aux coefficients d'écoulement. Les études sur parcelles et bassins versants expérimentaux dans différentes régions climatiques du globe montrent une augmentation des écoulements lors des coupes forestières et des compactages des sols, surtout s'ils ont lieu sur de grandes superficies.

Les nombreuses études qui ont porté sur ces interactions ont démontré ces faits : sous climat tropical humide, (Fristch, 1990 ; Calder *et al.*, 1995 ; Woo *et al.*, 1997 ; Scott Munro et Huang, 1997), méditerranéen (Kosmas, *et al.*, 1997 ; et Sorriso *et al.*, 1994), tempéré (Cosandey *et al.*, 1990 ; Galea *et al.*, 1993 ; Hudson et Gilman, 1993 ; Caugant, 1998 ; Andreassian, 1999 ; Croke *et al.*, 1999) ; ou encore sous climat semi-aride et aride (Snelder et Bryan, 1995 ; Bergkamp, 1998).

Malgré cette uniformité des réponses, les chercheurs intéressés par les processus explicatifs avancent une diversité importante d'explications (Ambroise, 1998) ; celles-ci évoquent la part de la végétation, des sols, et des modifications du milieu elles-mêmes, tous facteurs qui interagissent dans le milieu naturel. Le cheminement de l'eau peut varier et les flux fonctionnent de façon diverse dans le temps et dans l'espace.

Hibbert (1967) a produit l'une des premières synthèses de données expérimentales sur cette question ; à partir du comportement de 39 bassins, il conclut que la réduction du couvert forestier conduit à une augmentation des débits, et qu'inversement, la re-végétalisation de sols dénudés diminue les écoulements.

Bosch et Hewlett (1982), ont synthétisé les résultats des expérimentations sur 94 bassins versants de différentes régions du monde. Leurs résultats ont confirmé l'augmentation des coefficients d'écoulement avec le déboisement. Ils ont également mis en évidence les faits suivants :

- les réponses de l'écoulement aux changements des couverts végétaux du bassin sont sensiblement plus importantes sous les climats humides ;

- les formes des massifs végétaux ont une grande influence sur le ruissellement : les conifères réduiraient plus les écoulements que les feuillus, les formations buissonnantes ayant peu d'impact ;

- cependant, ils ont constaté que dans l'ensemble des résultats, la corrélation entre le taux de progression du boisement et la réduction de l'écoulement est médiocre.

Le premier point est parfaitement illustré par Hudson and Gilman (1993) au Plynlimon (Ouest de l'Angleterre) et par Cosandey (1995) au Mont Lozère : dans ces deux cas, la pluviométrie annuelle moyenne dépasse les 2000 mm et les forêts de reboisement réduisent la lame écoulee annuelle de plusieurs centaines de mm par comparaison aux prairies naturelles pré-existantes.

Une autre synthèse plus récente a été réalisée par Stednick (1996), qui a actualisé les données de Bosch et Hewlett, et qui, tout en confirmant le lien entre coupe forestière et augmentation des écoulements, fixe un seuil de déboisement de 20 % du bassin en deçà duquel aucune modification n'intervient. L'auteur conclut que « la variabilité des réponses des débits annuels aux coupes forestières suggère des comportements complexes et non-linéaires ». Cette synthèse intègre des bassins de régions très différentes des Etats-Unis, et ceux de l'Oregon qui reçoivent aussi plus de 2000 mm par an, voient les lames écoulées annuelles augmenter de 200 à plus de 400 mm en cas de coupe.

Mais dans les secteurs moins pluvieux, les coefficients d'écoulement ne sont pas toujours suffisamment modifiés par les changements d'usage du sol pour qu'on puisse les trouver significatifs ; c'est la raison pour laquelle il est plus pertinent dans ces cas de noter, plutôt que des variations de débits, celles d'indices mis au point pour cela ; Tallaksen (1995) en propose quelques uns qui sont utilisables dans les pays tropicaux secs.

S'il est vrai que les écoulements augmentent après les coupes ou bien après les transformations de forêts en prairies ou en zones de culture, les résultats montrent une grande diversité d'explications qui évoquent la part de la végétation, des sols, et des modifications du milieu lui-même. **Les seules données d'entrée (pluie) et de sortie (écoulement) de l'eau dans le bassin versant ne montrent pas la forte complexité du cheminement de l'eau parcouru dans le système.** Dans un secteur aride du piedmont andin, Braud et al. (2001) ont observé des résultats inattendus : un bassin largement couvert de broussailles et peu pentu produit deux fois plus de ruissellement et 10 fois plus de sédiments qu'un autre bassin peu végétalisé et très pentu ; dans ce même secteur, les mêmes auteurs avaient montré auparavant que « la variabilité de la pluie et des types de sols avaient une influence sur le ruissellement d'un ordre de grandeur supérieur à celui de la variabilité spatiale de la végétation » (Braud et al., 1999).

À l'échelle de la parcelle expérimentale, comme plusieurs auteurs qui ont travaillé sur des parcelles expérimentales en différentes forêts du globe (Fristch, 1990 ; Sorriso *et al.*, 1994 ; Scott Munro et Huang, 1997 ; Croke *et al.*, 1999), on a constaté que les arbres et la litière constituent un régulateur des écoulements et un écran protecteur contre l'impact des gouttes de pluies sur la surface du sol.

En conclusion, il semble bien que la forêt retient l'eau, c'est-à-dire que sa présence diminue les écoulements (par rapport à d'autres types de végétation ou d'usage du sol). Elle a surtout indéniablement un rôle régulateur : sa capacité à retenir l'eau lui permet aussi d'en restituer une partie sur le long terme, longtemps après l'épisode pluvieux ; **cela fait qu'un bassin boisé aura des étiages et des crues moins marqués qu'un bassin cultivé ou pâturé.**

La coupe des forêts et le sur-piétinement des pâturages entraînent l'apparition de nouveaux états de surface, et ce sont ces états de surface, en plus de la disparition progressive des systèmes racinaires, qui modifient les conditions de l'écoulement, de l'infiltration, et l'ensemble du bilan de l'eau y compris des eaux de recharge des nappes, les chemins de l'eau pouvant être drastiquement modifiés.

Contrairement à la litière, l'encroûtement des sols détermine en grande partie l'ampleur du ruissellement. Cela concorde avec les observations déjà faites dans le monde sur l'effet des croûtes superficielles du sol (Valentin et Casenave, 1992 ; Janeau et Ruiz, 1992 ; Tarin, 1992 ; Vandervaere, 1995 ; Janeau *et al.*, 1999). Le rôle des sols à surface caillouteuse a un impact ambivalent (Ruiz Figueroa et Valentin, 1983). D'une part, les pierres peuvent empêcher l'infiltration directe des gouttes de pluie et d'autre part, elles peuvent aussi augmenter les valeurs d'infiltration car elles absorbent l'énergie cinétique de la pluie (Poesen et Lavee, 1994 ; Valentin, 1994). Les pierres de la superficie du sol absorbent l'impact des gouttes des précipitations et permettent une diminution de l'effet de splash sur les sols en protégeant la matrice. De plus, l'ensemble des éléments grossiers de la matrice du sol permet l'infiltration de l'eau tombant directement ou provenant d'une lame d'eau ruisselée du haut du versant

La question très controversée de **l'impact de la végétation sur la pluviométrie** ne sera qu'abordée ici, dans la mesure où aucune étude systématique n'a encore été réalisée ; elle devrait faire l'objet de recherches à venir dans un autre contexte climatique.

3- Après les montagnes, les tropiques secs...

Les montagnes sont certes les châteaux d'eau de la Planète et les modifications de l'usage de l'espace y ont des conséquences sur place mais aussi en aval dans les régions plus basses qui comptent sur les ressources plus abondantes d'amont.

Mais après une région désertée et une autre en voie de désertification, il me paraît important, en tant que chercheur de l'IRD, de mener des recherches dans un secteur où l'eau ne peut venir de la montagne proche, et où les seules ressources sont celles de la pluie et celles des nappes qu'elle alimente.

C'est pourquoi la partie prospective de ce travail s'appuiera sur les projets que je souhaite développer sur mon prochain chantier de recherches dans le cadre du projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine).

Le Sahel est une région où se sont exacerbées les conséquences de la surexploitation de l'espace, menaçant les perspectives de développement et tout simplement les disponibilités alimentaires par habitant.

Cela me permettra aussi d'être confronté en plus des problèmes de surpâturage et de déboisement, à l'accélération de la rotation des jachères et à l'impact des cultures sur le comportement hydrologique des bassins.

De plus, le contexte humain et géopolitique est bien différent de celui des conflits de gestionnaire de l'eau des pays riches comme de celui des solidarités amont-aval qui a été celui de mes travaux mexicains, tant dans la Sierra Madre Occidentale, que sur le chantier du bassin du Cutzamala.

Chapitre 2

Bilan et synthèse des recherches sur les conséquences hydrologiques du changement d'usage des sols

Les recherches que j'ai menées jusqu'à présent ont eu pour thème principal l'hydrologie et l'érosion des zones de montagne. Dans ce cadre, les deux principales causes de modification des usages des sols qui étaient à la fois le contexte de mes recherches et le problème majeur posé à l'hydrologie de surface, sont le surpâturage et le déboisement, étant entendu que dans le cas alpin, il s'agit de dynamiques révolues et qu'on est confronté aujourd'hui à d'autres problèmes, et que dans le cas mexicain, on est au contraire en pleine phase de dégradation de la végétation du fait de ces deux processus.

Le pastoralisme et la sylviculture ne sont pas en temps normal des activités qui dégradent les sols et la couverture végétale ; ce n'est que lors de phases de crise environnementale, en fait de surexploitation de l'espace, que sol et végétation sont menacés. On observe alors, assez rapidement, une évolution des **états de surface**, due à la mise à nu d'étendues plus ou moins importantes des sols, ce qui bouleverse complètement leur comportement vis à vis des précipitations, du ruissellement, de l'évapotranspiration et de l'infiltration, et ce qui provoque de très préoccupants problèmes de conservation des ressources sol, végétation et eau.

1^{ère} partie : l'influence du surpâturage et du déboisement sur les états de surface et sur l'érosion :

de la surexploitation....

Les paysages des Alpes du Sud montrent sur de grandes étendues les traces de phases d'érosion passées. Le ravinement généralisé des terrains tendres, en particulier des marnes, a laissé les paysages de bad-lands, les fameuses « terres noires ».

Celles-ci ont été formées à diverses époques, mais la plupart sont apparues après la dernière glaciation ; le creusement a été facilité soit parce que la végétation n'était pas encore installée après la période froide, soit plus tard, parce que la surexploitation des forêts et des pâturages a laissé le sol à nu.

La géomorphologie, l'étude des formes d'érosion et l'analyse des dépôts alluviaux dans les fonds de vallée ont permis de dresser un historique des phases d'érosion, liées à l'extension des terroirs agricoles, et des phases de progression de la végétation, où l'érosion est moindre, du fait de recul des activités agro-pastorales (Descroix et Gautier, 2002). Un débat animé a pendant plusieurs décennies opposé, parmi les scientifiques et les ingénieurs forestiers, les tenants d'une cause purement anthropique des regains d'érosion aux tenants d'une position « naturaliste » et climatique convaincus que les seuls facteurs déterminants étaient les péjorations climatiques et les dégradations qu'elles occasionnaient sur la végétation. On considère actuellement le plus souvent que c'est la combinaison des deux séries de facteurs qui a pu, par plusieurs fois dans le passé, permettre le franchissement de seuils en terme de ruissellement et d'érosion, pour provoquer ces crises torrentielles qui ont marqué la mémoire collective et dont les preuves sont nombreuses dans les archives.

Le processus de formation des bad-lands est simple :

- la disparition progressive de la couverture végétale et de la litière laisse à nu des surfaces importantes ;

- le splash (rejaillissement lié à l'impact des gouttes d'eau) et la concentration du ruissellement autorisent l'incision de la matrice du sol ;

- les rigoles se creusent en ravines, et lorsque celles-ci deviennent coalescentes, on arrive à un paysage de bad-lands.

Ceux-ci sont très fréquents dans les marnes noires du Toarcien (Jurassique Inférieur), celles du Jurassique Moyen (Oxfordo-Callovien et Bathonien supérieur) (Fig. 1) qui ont comblé la Fosse Vocontienne, ainsi que dans les marnes bleues du Crétacé (base du Cénomaniens, Albien et Gargasien).

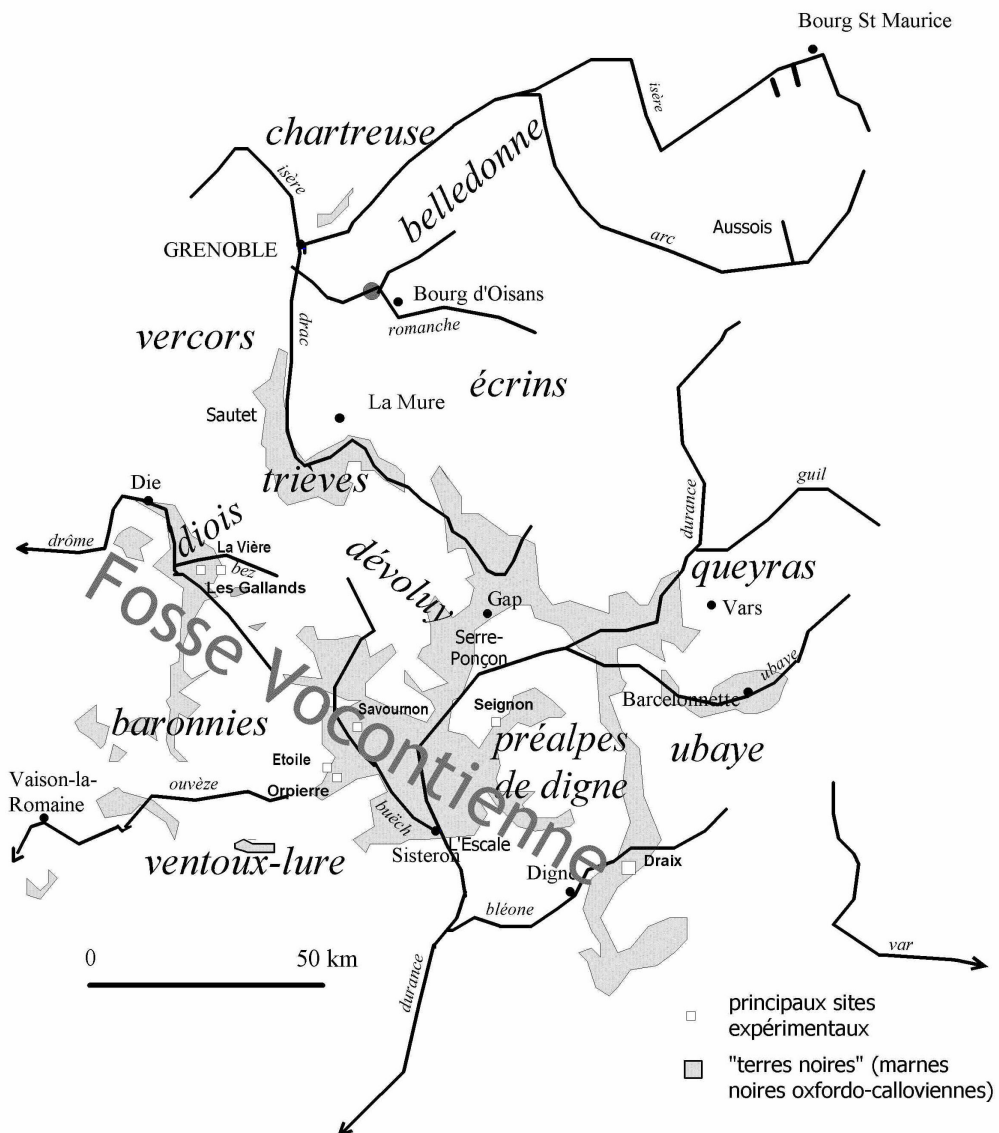


Figure 1. Localisation des sites expérimentaux et des « terres noires »

Les surfaces des marnes laissées à nu par l'érosion paraissent a priori relativement homogènes et sont couvertes d'un manteau d'altérites épais de 3 à 20 cm. Pourtant, la roche saine mise brusquement au contact de l'air est très compacte, résistante au choc et pratiquement imperméable comme cela peut s'observer lors d'un écroulement ou lors de travaux de terrassement, comme en 1985 lors du creusement de la tranchée du chemin d'accès à la station de Laval dans les bassins versants expérimentaux du Cemagref à Draix dans les Alpes de Haute Provence (voir Photo 1, Descroix et Mathys, 2002).



Photo 1. Ecoulement marneux barrant le chemin d'accès au Laval (1987) : il s'est produit quelques jours avant la photo, la marne n'est pas encore altérée.

Par contre, dès l'instant où elle est soumise aux alternances gel-dégel et humectation-dessiccation, elle subit très rapidement une météorisation qui la transforme en « frites » de quelques centimètres de plus grande longueur, puis en paillettes de quelques millimètres qui à l'état sec, sont susceptibles d'être déplacées par des rafales de vent sur les versants.

Une expérimentation a été réalisée en armoire climatique au Laboratoire rhodanien de géomorphologie (URA 260 CNRS-Lyon 2) ; des cubes de marnes de 7 cm d'arête ont été soumis aux cycles climatiques moyens que connaît annuellement le centre des Alpes du Sud, en l'occurrence la station de Laragne. Chaque jour, la température de l'armoire passait de $+15^{\circ}$ à -15° puis à nouveau à $+15^{\circ}$ en 24 heures ; tous les 7 jours, les cubes étaient immergés pendant 12 heures pour simuler une humectation (Descroix et Olivry, 2002). L'altération et la fragmentation des blocs est très rapide. En une saison simulée (100 cycles gel-dégel), les blocs de marne noire ont été complètement désagrégés (aucun fragment supérieur à 5 mm), ceux de marne bleue l'ont été à plus de 40 % ; en deux saisons simulées (200 cycles), ces derniers étaient à leur tour entièrement altérés. Soumis au même traitement, des cubes de calcaire tithonique (du Jurassique supérieur) n'ont perdu que moins de 0.1 % de leur poids en fragments. Cette très forte susceptibilité au gel est aisée à constater sur le terrain : les blocs de marne saine qui jonchent le fond des ravines après un écoulement (phénomène fréquent du fait des fortes pentes) sont complètement pulvérisés après un hiver passés à l'air libre, comme on a pu l'observer au centre du bassin du Laval après le grand écoulement de 1999.

Une campagne d'observation réalisée en 2001 avec les collègues du Cemagref a permis de constater que l'homogénéité des paysages n'était plus aussi claire au niveau des états de surface ; on a ainsi pu opposer les crêtes aux versants, les versants où pente et pendage sont parallèles à ceux où ils sont perpendiculaires, les versants avec cailloux à ceux qui en sont dépourvus, etc. Cette homogénéité est encore plus battue en brèche en terme de conductivité hydraulique, celle-ci faisant preuve d'une très grande variabilité spatiale (travaux en cours, non encore publiés, en collaboration avec Michel Esteves et Nicolle Mathys).

Comme les montagnes du sud de l'Europe jusqu'à il y a quelques décennies, ou comme celles d'Afrique du Nord actuellement, les montagnes d'Amérique Latine font face actuellement à une surexploitation qui y accentue les phénomènes de dégradation des sols et de la végétation. La Sierra Madre Occidentale ne fait pas exception à la règle, et le bassin du Nazas, dans l'état de Durango, a fait l'objet de recherches portant sur la dégradation de la couverture végétale du fait du déboisement (Rodriguez, 1997) et du surpâturage (Poulenard et al., 1996), sur les états de surface créés par cette surexploitation (Descroix et al., 2001), ainsi que sur les conséquences hydrologiques de cette dégradation à l'échelle du bassin (Viramontes, 2000 ; Viramontes et Descroix, 2002 (a) et (b)).

Il faut bien mesurer l'ampleur du problème. Dans le secteur du haut Nazas, qui est représentatif de l'essentiel de la Sierra Madre, la forêt a perdu les deux tiers de sa surface depuis le début des années 1970, du fait d'une exploitation officielle et clandestine obéissant à une logique purement « minière ». Par ailleurs, le surpâturage est extrêmement prononcé, et on a mesuré des charges pastorales trois à quatre fois supérieures à celles autorisées par la qualité des herbages (Viramontes et Descroix, 2002 (b)). Les tableaux 1 et 2 montrent bien l'ampleur de la surexploitation de l'espace dans cette région.

Tableau 1. Evolution des formations végétales entre 1972 et 1992 dans la Sierra Madre Occidentale.

Formation végétale	1972 (Km ²)	1992 (Km ²)	Evolution en %
Forêt dense de pins	662	220	- 66%
Forêt mixte pins-chênes	1537	672	-54%
Forêt claire de chênes	1967	1203	-39%
Savane arborée	1417	1805	+27%
Pâturages	1591	1614	+0.2%
Sols nus et cultures	758	905	+19%

Tableau 2. Charge bétailière observée et souhaitable dans deux communautés rurales du haut Nazas (en hectare par UGB, Unité de Gros Bovin)

Communauté rurale	Pâturage disponible 1994	Pâturage nécessaire, 1994	Pâturage disponible, 1997	Pâturage nécessaire, 1997
Posta de Jihuites	2,25	10,50	3,75	9,67
Boleras	3,95	19,40	5,26	17,14
Ensemble	3,38	16,34	4,83	14,64

C'est surtout ce surpâturage qui conduit à la dégradation des sols telles qu'on l'observe actuellement.

Dans la Sierra Madre Occidentale, le paysage porte aussi, presque partout, les traces d'une phase d'érosion antérieure à l'actuelle. Du moins, en de nombreux sites, les versants ont des états de surface qui sont hérités dans la mesure où, formés par une phase d'érosion intense, ils sont devenus si caillouteux que le pavage y limite très sensiblement l'érosion par rapport aux secteurs avoisinants. En effet, il est difficile de parler de phase d'érosion passée, dans la mesure où la couverture végétale et les sols sont de plus en plus dégradés, et les conditions climatiques n'ont pas changé. Mais si, dans un premier temps après la mise à nu du sol, ruissellement et érosion sont favorisés par la disparition des horizons de surface du sol structurés par les plantes et leur système racinaire, une fois la matrice érodée, la pierrosité est telle que ce qui reste du sol est protégé du splash, et l'infiltration est favorisée, en particulier

sous les pierres. On traitera de ces états de surface spécifiquement « anthropiques » dans la deuxième partie.

La pression bétailière est telle qu'elle a entraîné la formation de versants entiers de « terrassettes » ces formes spécifiques au surpâturage en montagne, déjà observées dans les Alpes et les Andes (Serrate, 1978). En effet, les vaches en circulant dans les herbages forment (ici sur les pentes supérieures à 17°) des replats en repassant toujours sur les mêmes passages ; les replats se succèdent tous les mètres ou tous les deux mètres environ, formant de véritables échelles de petites terrasses ; comme le montrent les photos 2 et 3, celles-ci se forment autant dans les savanes d'altitude (en haut) que sur des pâturages sans arbres (en bas). (photo 2-3).



Photo 2. Terrassettes dans un versant de savane arborée d'altitude



Photo 3. Terrassettes dans des pâturages dégradés

Paradoxalement, l'actuelle dépopulation rapide des villages de la Sierra Madre (dont la population jeune émigre aux Etats Unis) ne résout absolument pas le problème. En effet, si 50 à 95% de la population s'en va, les vaches, elles, restent, et le problème du surpâturage est vite accentué par deux processus :

- il y a de moins en moins de main d'œuvre jeune pour mener les troupeaux vers les pâturages éloignés, souvent les moins dégradés ; les herbages situés près des villages sont encore plus sollicités qu'auparavant ;
- les habitants qui restent reçoivent des membres de leur famille résidant aux Etats Unis de l'argent qui leur permet d'acquérir des bovins de variétés sélectionnées ; or, celles-ci sont peu marchandes et restent dans les environs des points d'eau, y aggravant encore le surpiétinement.

Si le surpâturage et le déboisement semblent bien être les causes principales de la dégradation de la végétation et des sols tant dans les Alpes du Sud que dans la Sierra Madre Occidentale, les formes d'érosion qui en ont découlé sont extrêmement différentes ; les mêmes causes n'ont pas du tout produit les mêmes effets :

On peut nettement opposer :

- un ravinement généralisé dans les terrains peu résistants des Alpes du Sud ;
- une érosion laminaire, appelée érosion aréolaire, dans la Sierra Madre Occidentale, avec apparition de ravines seulement dans une configuration précise : des sols profonds, des versants longs et peu raides.

En effet, ici, à la grande différence des dépressions de l'axe durancien et de ses environs, le substratum est résistant, voire très résistant : il s'agit le plus souvent d'ignimbrites rhyolitiques qui forment des reliefs massifs et tabulaires, bordés de falaises et d'affleurements rocheux visibles presque partout dans le paysage. De fait on ne voit que peu de ravines dans les dépressions (tectoniques en général) où se sont accumulés les matériaux détritiques provenant des massifs rhyolitiques. La Sierra Madre Occidentale est le plus grand massif rhyolitique au Monde (presque 2000 km du nord au sud, et plusieurs centaines de km de largeur) ; du fait de sa proximité avec la zone de subduction circum-pacifique, elle est très faillée dans le sens du contact de plaques (NNO-SSE), et les plateaux sont cassés par de longs grabens dans lesquels coulent les principaux cours d'eau ; le haut Sextin et ses affluents, de même que le Tepehuanes et le Santiago coulent dans ce type de dépressions allongées.

L'érosion des terres du haut Nazas se fait de manière progressive et insidieuse sans ravinement spectaculaire, mais en appauvrissant l'ensemble des sols. La végétation herbacée est tout d'abord tondue au point de ne plus couvrir que peu le sol. Peu à peu, les particules fines du sol sont mobilisées et transportées vers les bas de versants puis les cours d'eau. Les cailloux sont de plus en plus nombreux, et finissent par couvrir une telle proportion de l'espace que le système d'érosion s'auto-freine, le peu de sol restant étant protégé par ce pavage. Les phaeozems amincis de la sorte couvrent pratiquement la totalité de l'espace entre 1800 et 2500 mètres, c'est à dire l'étage des pâturages et des savanes d'altitude. Au dessus de 20% de pente, comme on l'a vu, se forment vite des terrassettes. Nous ne disposons que de peu de preuves géomorphologiques de ce processus, qui a été surtout reconstitué à partir des paysages actuels, et des profils de sols observés par place, sur des sites protégés, et d'autres sites ayant subi des dégradations plus ou moins fortes. Par ailleurs, les témoignages des agriculteurs, pour sujets à caution qu'ils soient comme partout, concordent pour estimer que la dégradation des sols et des pâturages avait commencé peut-être au temps des haciendas (avant 1948 ici) mais que c'est surtout après le partage des terres que la gestion des pâturages a laissé à désirer et que le surpâturage s'est généralisé, menant à la situation actuelle. Dans Descroix et al. (2001) (article joint), la figure 6 montre les deux stades de dégradation celui (en haut) où une herbe rase couvre encore le sol, et en bas, celui où les cailloux dominant nettement. Il est

important de noter, comme l'a fait Viramontes (2000) qu'on assiste en même temps à une « dégradation verte des pâturages », ceux-ci étant envahis par des ligneux non-appétants, principalement des pins ; toujours dans la même figure, sur la photo du haut, où quelques chênes parsèment la prairie, on ne voit aucun arbre jeune ; sur celle du bas, les rares arbres sont des pins, et ils sont jeunes.

Enfin, au Sénégal, la croissance démographique déstabilise le système de culture traditionnelle sur brûlis, où les rotations s'accroissent et où les jachères se raccourcissent, entraînant une diminution des rendements. C'est le principal problème du paysan comme du technicien agronome. Mais les régions sahéliennes sont aussi des régions d'élevage, et la sécheresse (en particulier les années 1973 et 1984) y a certes décimé les troupeaux ; mais ils ont été en grande reconstitués ; quoiqu'il en soit, malgré le peu de relief du Sénégal Oriental (région de Goudiry) où ont été menées des recherches (Descroix, 2002), la comparaison des photos aériennes de 1953 et 1982 montre une très forte progression des zones de sol nu et des ravines sur les bords des plateaux proches des points d'eau (figure 4 de la végétation de Goudiry, voir Descroix 2002 –article joint).

...à la déprise rurale

A l'heure actuelle, après avoir souffert durant des siècles de la surexploitation de leurs versants, les Alpes sont plutôt victimes de l'abandon de l'exploitation agro-pastorale. En effet, la reconquête de la forêt est générale : la surface boisée a doublé en un siècle et demi dans les 3 départements sud alpins (Drôme, Hautes Alpes, Alpes de Haute Provence ; voir Descroix et Gautier, 2002, tableau 5 –article joint). De plus, là où la forêt n'a pas encore repris, l'embroussaillage est rapide et les champs et les prés sont envahis d'amélanchiers, de genêts, de genévriers, puis de petits pins qui en abaissent la qualité pastorale. On est arrivé localement à une situation de pénurie d'herbages (Descroix, 1994).

Cette déprise rurale se traduit par un abandon de certains éléments qui structurent le paysage mais nécessitent un entretien constant de la part des agriculteurs en particulier ; le recul net de l'économie agro-pastorale fait que drains, murets, canaux, fossés ne sont plus entretenus, entraînant une désorganisation de la circulation des eaux. Comme par ailleurs, la part de l'eau des pluies qui s'infiltre augmente du fait de la progression de la couverture végétale, le risque de saturation en eau de certains espaces s'accroît. On note une très forte augmentation des glissements de terrain ainsi que du nombre des versants soumis à une solifluxion lente (Descroix et Ianos, soumis). Ce phénomène n'est pas l'apanage des Alpes du Sud, celles du Nord sont soumises au même problème (cf. Descroix 1991).

On est passé en quelques décennies d'un système et d'un paysage marqués par le ruissellement et le ravinement à un autre type de fonctionnement où l'infiltration prend le dessus et augmente l'occurrence des phénomènes de solifluxion.

2^{ème} partie : Etats de surface, ruissellement, érosion et infiltration :

Tout d'abord, il est important de signaler que j'ai eu la chance de pouvoir suivre des pluies naturelles tant dans les Alpes du Sud (220 événements de 1988 à 1991) que dans la Sierra Madre Occidentale (180 pluies de 1994 à 1998), ce qui permet de s'affranchir de l'utilisation du simulateur de pluie et disposer de données d'entrée «réelles». Les parcelles de mesures, par contre, introduisent forcément un biais, puisque leur seule installation est une perturbation des conditions de ruissellement et d'infiltration naturelles ; j'ai donc autant que faire se peut, installé des parcelles en fonction de la topographie et en perturbant le moins possible les états

de surface préalables. Mais il est clair que les seules données complètement « non biaisées » sont celles obtenues à l'exutoire de bassins versants.

Par ailleurs, des études assez fines des états de surface des bad-lands marneux des Alpes du Sud ont été faites avec l'aide des stagiaires du programme PACA (1984-1989), la classification s'appuyant surtout sur la taille des particules de surface, et prenant en compte aussi l'épaisseur des altérites. Une classification légèrement différente est en cours suite aux travaux réalisés à Draix dans le cadre de HVA avec la collaboration du Cemagref.

Nous nous intéresserons dans cette partie essentiellement aux états de surface définis dans la Sierra Madre Occidentale.

Il est difficile de se faire une idée des formes du ruissellement et de ses seuils de déclenchement dans l'espace à partir des débits observés à l'exutoire, dans des bassins de plusieurs milliers de km². C'est pourtant la seule information dont on dispose sur une longue durée dans les études hydrologiques au Nord-Mexique. En l'occurrence, la station El Palmito a été mise en service en 1929 sur l'emplacement du futur barrage (mis en eau en 1946) ; les stations Sardinias (sur le Sextin) et Salome Acosta (sur le Ramos), contrôlant les deux principaux tributaires du Nazas ont été mises en service en 1970 et ont fonctionné correctement sauf lors de la grande crue de 1991-92.

Des états de surface « jeunes »

Dans les bassins expérimentaux du haut bassin du Nazas, où des relevés hydro-pluviométriques ont été réalisés de 1994 à 1999 (Fig.2), on a constaté que toutes les zones situées au-dessous de 2400 mètres d'altitude avaient été transformées en pâturages durant les dernières 50 années, et ce à partir des haciendas et des villages qui ont succédé, au moment de la réforme agraire, aux campements où les employés des grands propriétaires gardaient les troupeaux. Peu à peu, tout cet espace a été dévolu à l'élevage. Les secteurs situés au-dessus de 2400 mètres sont aussi avant tout pastoraux ; mais les forêts y couvrent encore un certain pourcentage de l'espace : plus de la moitié au-dessus de 2700 mètres, et plus de 80% sur les plus hauts plateaux, aux alentours de 2900-3000 mètres. Donc, plus l'on monte, et moins le surpâturage a modifié les conditions de surface du sol, puisque la forêt a peu été coupée pour les besoins des pâtures. Par contre, ces secteurs les plus élevés sont ceux où les coupes se font dans un but d'exploitation forestière ; la plus forte pluviométrie et la présence de nombreux arbustes et des résidus d'exploitation de la forêt y protègent pour le moment les sols d'un trop fort impact du piétinement.

De la récente dégradation de la couverture végétale et du piétinement du bétail ont découlé trois types principaux d'états de surface spécifiques, caractérisés pour les uns par un encroûtement généralisé et le dernier par un empierrement progressif de la surface ; ces trois états de surface couvrent plus de 95 % de l'espace dans la zone consacrée exclusivement à l'élevage. Les trois sont récents et leur formation est liée au surpâturage (Descroix et al., 2001) :

- **GC (graviers croûte ou gravel-crust)** : cet état de surface est typique des zones de pâturage de pente comprise entre 2 et 20° ; il s'agit (fig. 3a) d'une mince croûte de particules fines de sols dans laquelle les graviers sont incrustés, limitant sérieusement l'infiltration de l'eau et favorisant donc le ruissellement. Sa formation est liée à l'impact du splash sur les plages de sol dénudé de plus en plus étendues ; ce processus déplace les plus fines particules du sol, qui viennent boucher les pores et fixer les graviers (< 20 mm) dans la matrice. Ce type de croûte correspond aux secteurs connaissant de forts coefficients de ruissellement et des pertes en sols élevées et on le trouve dans tous les endroits sur-pâturés où s'accroissent les

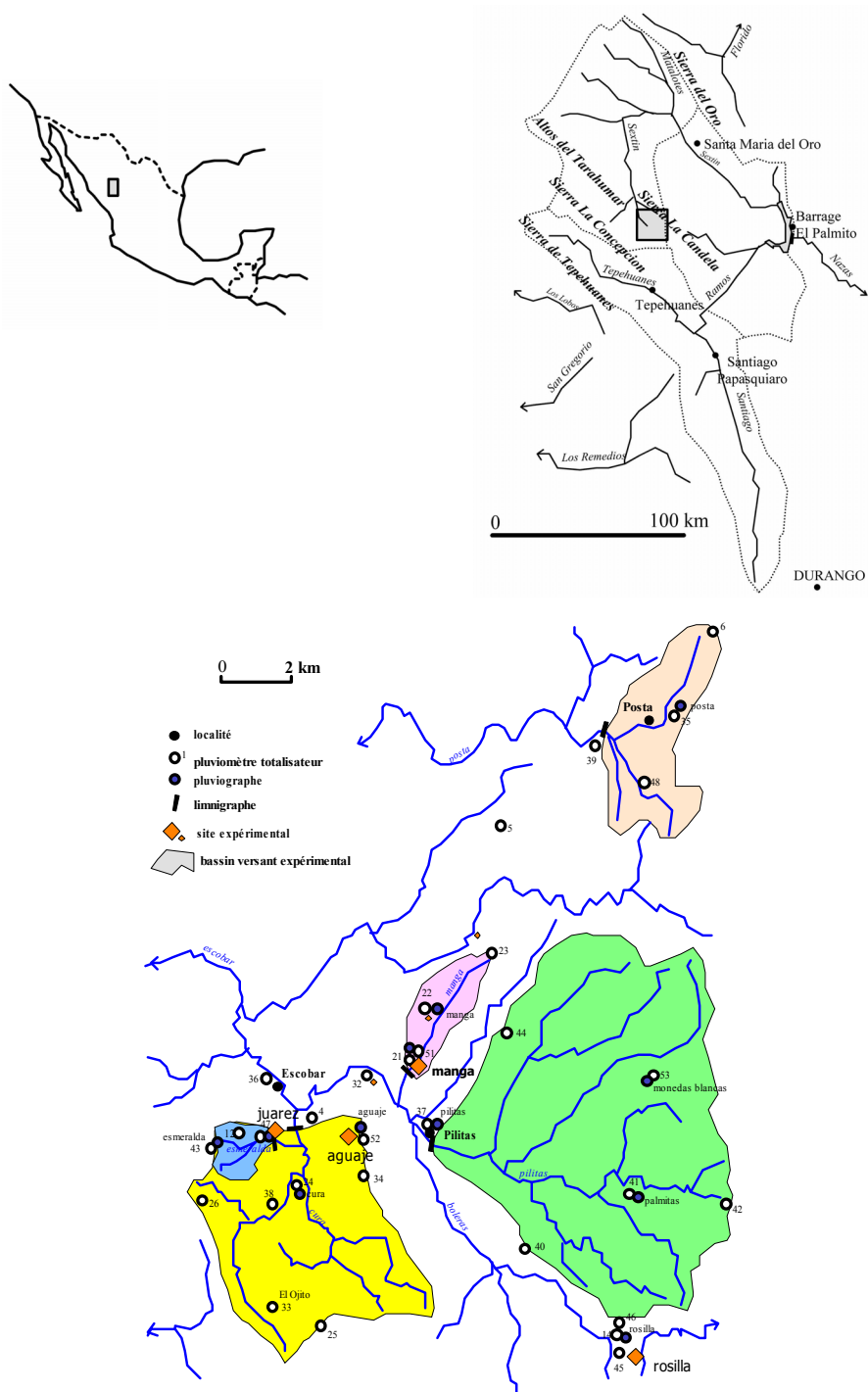


Figure 2. Localisation et équipement des bassins-versants de la Sierra Madre Occidentale

zones de sol nu. Il correspond aux croûtes définies aussi sous ce nom là par Casenave et Valentin (1989) ; comme l'ont observé Poesen et al. (1990), l'incrustation des graviers dans la croûte explique les hauts coefficients de ruissellement.

- INT (**I**ndurated **T**opsoil, **S**ols encroûtés) : ce type de surface se trouve dans tous les types de milieu sur pentes faibles (moins de 10°) ; la localisation la plus fréquente est l'interfluve ou le bas des versants (là où l'argile n'a pas encore été mobilisée ou bien là où au contraire, elle s'est accumulée), sous pâturages. Il se caractérise par une induration des horizons superficiels (sur 20 ou 40 cm) des phaeozems rouges. Ces

horizons sont sérieusement compactés du fait de fortes teneurs en argile (contrairement au « GC ») et le piétinement incessant du bétail, mais ne représentent que 5 à 10 % de la surface des pâturages (Fig 3b). En zone tropicale, ce type de surface évoluerait vers une croûte ferrugineuse.

- **FPB (Free pebbles and blocks, pierres et cailloux libres)** : on trouve ce type de surface sous forêt mais surtout dans les pâturages, là où les pentes dépassent 20°. Il est caractérisé par une forte proportion de blocs, pierres et cailloux (> à 20 mm), non encastrés dans la matrice (Fig 3c). Si la charge bétailière excessive se maintient après la formation du pavage, les terrassettes apparaissent du fait du piétinement. Le fait que les cailloux ne s'encastrant pas dans la matrice est dû à leur grand nombre, à leur taille, mais surtout à la conjonction de la pente et du passage incessant des troupeaux, qui les déplacent constamment.

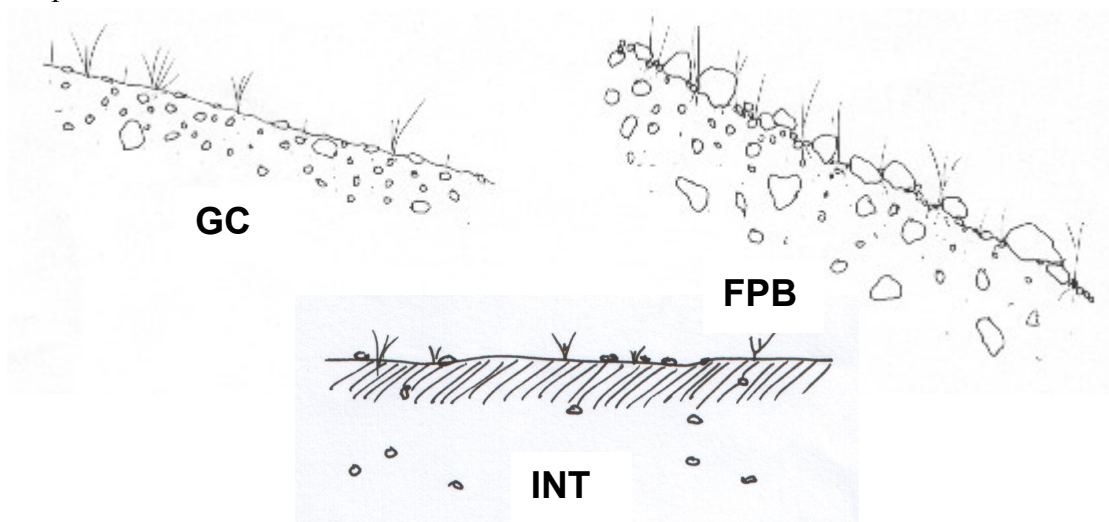


Figure 3. Profil des trois principaux états de surface décrits

Une cartographie (Boyer, 1999) des états de surface sur deux des bassins expérimentaux a montré la logique de leur distribution spatiale, en fonction des pentes et de la localisation sur le versant.

Pierrosité et infiltration

De ce qui précède, l'élément à retenir est que la **pierrosité des sols joue un rôle primordial dans la formation du ruissellement** dans la Sierra Madre Occidentale. Les sols sont en grande partie peu épais (40 % de phaeozems de moins de 20 cm ; et 54% de phaeozems de 20 à 60 cm d'épaisseur) et contiennent du fait de la proximité de la roche mère une grande quantité de cailloux, pierres et blocs.

Sur les pentes inférieures à 20°, les pierres sont le plus souvent enchâssées dans la matrice et contribuent à rendre le sol peu perméable. Sur les pentes plus fortes, les pierres sont le plus souvent libres (pour les raisons citées plus haut) et contribuent au contraire à favoriser l'infiltration ; dans ces conditions, lorsqu'on soulève une pierre, on constate souvent que le sol est bien plus meuble dessous, et on note une forte activité faunique ; ce qui n'est pas le cas sur les versants peu pentus où les pierres sont scellées dans les croûtes superficielles.

Etats de surface et comportement hydro-dynamique des versants

1- Un comportement hortonien ?

On prend ici comme exemple les hydrogrammes de la station El Cura pour les années 1995 et 1996 (fig. 4). Le bassin-versant (voir fig.2) mesure 21.8 km² ; il est creusé dans les rhyolites et boisé à 43 %, et enfin il est assez peu escarpé (pente moyenne 6.6°).

L'observation de la pluviométrie et des débits de l'année 1995, représentative des années de mesures 1994-1999, montre un retour rapide à 0 des écoulements après les précipitations, caractéristique des ruissellements hortonien, dus à une intensité des pluies dépassant la capacité d'infiltration des sols. Si l'on se réfère à l'année 1996, la seule qui ne soit pas représentative des années de mesure, on remarque que jusqu'au 18 août, le comportement des écoulements est conforme à celui de 1995. Puis, on a l'apparition d'un débit de base sur le cours d'eau, de quelques centaines de litres par secondes, et ce durant trois semaines, du fait d'une pluviosité abondante.

L'apparition d'un débit de base n'a été observée par la suite qu'à deux occasions : en 1997 durant quelques jours en fin de saison, du fait de précipitations assez abondantes et rapprochées, et du 15 au 20 juin 1998, c'est-à-dire avant l'arrivée des pluies de « mousson », du fait du passage d'une queue de cyclone (60 mm en 4 jours).

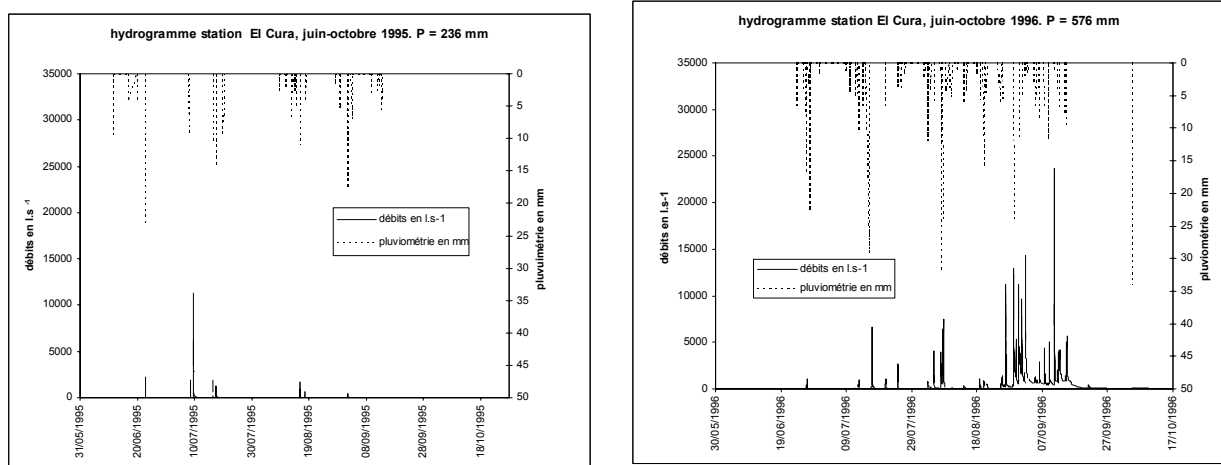


Figure 4. Comparaison des hydrogrammes de la station de l'arroyo El Cura pour 1995 et 1996

2- Des états de surface de zone semi-aride dans un secteur de montagne subtropical

Les états de surface actuels, dont on a postulé qu'ils étaient le résultat d'un stade d'érosion antérieur, font penser à ceux de secteurs plus arides. Les surfaces « GC » et « INT » se retrouvent par exemple dans le bassin expérimental d'Atotonilco, en zone semi-aride, au centre de l'Altiplano nord-central mexicain. Dans cet autre site d'observation et de suivi hydrologique du programme « Gestion et Usage de l'eau dans un bassin du Nord-Mexique », la pluviométrie annuelle est de 400 mm (contre 600 mm en moyenne sur les bassins de la Sierra Madre) et les pâturages, même s'ils sont mieux gérés (le site expérimental est installé dans un ranch privé de 40 000 hectares, dont les propriétaires ont eu les moyens de creuser une cinquantaine de puits, et peuvent acheter du soja importé les années où les pâturages sont trop peu productifs) (Estrada, 1999), laissent apparaître de grandes plages de sol nu entre les touffes de graminées. Ceci autorise dans un site comme dans l'autre la formation d'organisations pelliculaires superficielles et de sols indurés sur des proportions significatives de la superficie des versants. En gros, on retrouve des surfaces de zones semi-arides et

sahéliennes dans un milieu défini comme sub-humide où la pluviométrie autorise normalement la présence de pâturages très denses sous chênes.

Si 95 % de l'espace non forestier est surpâturé et comprend un des types de surfaces que l'on considère ici comme découlant de la surexploitation des herbages, il est difficile d'imaginer que cela n'a pas d'impact hydrologique. Nonobstant le fait que sur les pentes fortes, le processus de dégradation semble « auto-freiné » par le pavage de la surface, ce type de formations superficielles est bien plus enclin au ruissellement que les rares sites protégés et enclos depuis longtemps où l'on peut encore observer les profils du sol avant dégradation. Le tableau 3 ci dessous montre les différences de propriétés physiques entre deux pâtures séparées par un barbelé, et dont l'une est enclose et non pâturée depuis 10 ans au moins, l'autre complètement dégradée par le piétinement des vaches.

Tableau 3. Caractéristiques physiques des horizons de surface (0-5 cm) d'un sol sur deux sites voisins

Type de site	Ks (cylindre) mm/h	Densité apparente	Espace poral (%)	Capacité au champ (%)	Carbone total (%)
Non pâturé (sites PIL32 et PIL 33)	77	1.21	49	10.5	1.4
Sur pâturé (sites PIL 31 et PIL 34)	24	1.55	35	8	0.9

3- Sécheresse des années d'observation

Mais l'observation des séries de précipitations connues dans la Sierra (voir figure 5) montre que les années 1994-1999 sont des années sèches voire très sèches, et qu'inversement, 1996 est par contre dans la moyenne des années 1970-2000. Peut on en déduire que l'année 1996, peu représentative de la période d'observation, est en fait tout à fait représentative de la série « longue », donc d'une situation « normale » ou « moyenne » ?.

A priori oui, mais le manque d'observation à l'échelle parcelle ou petit bassin nous oblige à nous référer aux grands bassins (Ramos et Sextin) qui eux, confirment que 1996 est plus proche des années antérieures à 1993, et qu'elle est possiblement la seule année « représentative » dans les années de mesure. Le tableau 4 fait le point sur les données de pluie des années de mesure.

Tableau 4. Pluviométrie des sites de mesure , 1994-1999 (années des observations hydrologiques)

Site expérimental	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Rosilla				345	360	612	339	365		
Aguaje				295	324	690	298	320		
Manga				234	284	602	322	272		
BV expérimental										
Manga				245	321	578	281	260	300	
Cura				295	330	643	290	360	340	
Esmeralda				315	340	652	310	390	380	
Pilitas				312	310	620	315	280	310	
Station de Cienega de Escobar*	428	432	512	370	490	694	460	410	365	445

* Il s'agit de la station la plus proche du réseau national de mesure mexicain (CNA). Elle est située à 10 km à l'ouest du centre du dispositif expérimental ; sa pluviométrie annuelle moyenne (1965-1998) est de 584 mm (écart type 141 mm).

Cela est confirmé par un témoignage oral (mais bien sûr sujet à caution et soumis à une subjectivité incontrôlable) des habitants des villages de la Sierra, qui nous ont affirmé en voyant un écoulement semi-pérenne se rétablir dans les petits cours d'eau après le 20 août 1996, qu'en fait cela était la situation normale, du moins celle à laquelle ils étaient habitués.

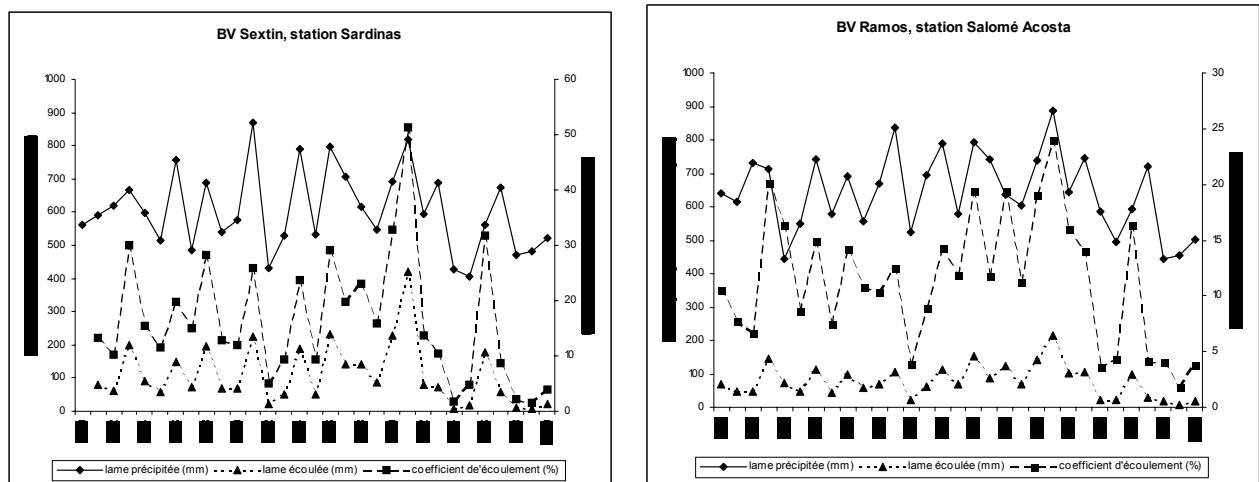


Figure 5. Pluviométrie, débits observés et coefficient d'écoulement pour les bassins du Sextin (gauche) et du Ramos (droite) de 1970 à 2000

4- Le comportement hortonien des ruissellements mesurés est-il dû à la dégradation des sols ou à des mesures effectuées durant des années sèches ?.

La figure 5 nous apporte des renseignements sur la réponse hydrologique des bassins à la pluviométrie, et à la succession d'années sèches qui a prévalu durant la période de mesures. Tout d'abord on remarque que le déficit pluviométrique, à l'échelle des grands bassins (4660 km² pour le Sextin ; 7130 km² pour le Ramos) est moindre que sur les bassins expérimentaux (déficit de 20-25 % au lieu de 30-35 % à la Cienega de Escobar, voir tableau 3). Malgré cela, les coefficients d'écoulement et les lames écoulées ont beaucoup diminué après 1993 (sauf pour l'année 1996) dans chacun des bassins. La faiblesse des écoulements depuis 1994 rappelle celle que l'on observe sur le bassin du Cura en 1995 (comme en 1994, 1997, 1998 et 1999) (fig.4). Par contre, la figure 5 montre que l'année 1996 se rapproche par sa pluviométrie comme par ses écoulements aux années antérieures à 1991. L'année 1997 a un comportement spécial, avec une pluviométrie élevée et peu d'écoulement. En effet, c'est une année chaude en terme de El Niño, ce qui fait qu'il y a eu d'abondantes précipitations d'hiver ; toutefois celles-ci n'ont pas atteint le volume de l'hiver 1991-92 et surtout n'ont pas eu le même effet en terme de ruissellement ; en effet, les pluies de décembre 91 et janvier 92 ont rempli le réservoir du barrage El Palmito, et même provoqué des inondations dans la Laguna, 150 km en aval, du fait de l'ouverture brutale du déversoir de trop plein du barrage lié à une mauvaise prévision des apports (c'est cette erreur des autorités compétentes qui aurait entraîné la destruction volontaire des archives des deux stations pour les années 1991 et 1992).

On peut imaginer, au vu des données des longues séries sur les grands bassins et des 6 années de mesure sur les petits, que le ruissellement dans les pâturages de la Sierra Madre Occidentale est mixte, avec un fonctionnement principalement hortonien les années sèches et quoiqu'il en soit, durant les premières semaines des saisons des pluies, et un ruissellement cappusien lors des cyclones, des hivers d'années « chaudes » (c'est-à-dire avec El Niño) et

lors des années de pluviométrie normale, à partir d'une pluviométrie cumulée de 200 mm en un mois de saison des pluies.

Pour résumer à la fois spatialement et temporellement cette variation de faciès hydrologique, on peut estimer qu'il existe un **seuil de 500 mm de pluviométrie annuelle** au dessous duquel tout le ruissellement est hortonien, et au dessus duquel apparaît un ruissellement cappusien. On peut estimer que celui-ci apparaît quand 200 mm de précipitation se sont produits en quelques semaines, remplissant ainsi, dans une grande partie de l'espace, la capacité d'absorption en eau des sols, telle qu'elle a été calculée (Descroix et al., 2002b – article joint) : elle est de 32 mm en moyenne dans les phaeozems d'une épaisseur de 0 à 20 cm, et de 135 mm lorsqu'ils ont de 20 à 60 cm de profondeur ; ces deux catégories représentent 94% de l'espace dans les pâturages et les forêts de la Sierra Madre Occidentale. La faible profondeur de ces sols et l'imperméabilité totale des ignimbrites rhyolitiques sous-jacentes expliquent ce rapide passage à un fonctionnement en zone contributive saturée, que nous n'avons pu observer qu'en 1996 de façon notoire, du fait de l'indigence des précipitations lors de la période d'observations.

Conclusion : l'effet de la durée de l'événement quand le réservoir est petit !

Les pluies d'hiver et les pluies de queues de cyclones ont un enseignement intéressant : elles ruissellent, au bout de quelques heures ou de quelques jours, malgré des intensités bien plus faibles (0.5 à 2 mm.h^{-1}) que les conductivités hydrauliques observées sur le terrain. En effet, celles-ci sont en moyenne (avec un très forte variabilité spatiale, dont il sera question à la fin du chapitre 4) de :

- 11 mm.h^{-1} sur les surfaces de type « INT »
- 14.5 mm.h^{-1} sur les surfaces « GC »
- de 29 mm.h^{-1} sur les « FPB ».

Or, si ces pluies sont peu intenses, elles peuvent durer plusieurs jours d'affilée, arrivant à remplir le réservoir sol : si 40% de la surface a une contenance de 32 mm d'eau, même si ce réservoir est vide au début des précipitations (ce qui est toujours le cas des pluies d'hiver, et des cyclones se produisant avant la saison des pluies), et étant donné que ces pluies se produisent souvent à un moment où l'évapotranspiration est faible (cas des pluies d'hiver), le sol peut être rapidement saturé sur cette proportion d'espace : en deux jours de précipitation à 1 mm.h^{-1} par exemple, le réservoir peut « déborder » et les versants fonctionner en surface contributive saturée. Alors qu'il faut 20 mm de pluie en début de saison et de 5 à 15 en fin de saison pour qu'un orage d'une heure ne ruisselle. Cet effet de la durée a aussi été observé sur le site semi-aride d'Atotonilco (communication orale de Juan Estrada).

3^{ème} partie : ce qui dépend de l'Indice des Précipitations Antérieures (IPA) et de l'effet d'échelle et ce qui n'en dépend pas

Les observations pluvio-hydrométriques réalisées sur les parcelles et bassins de la Sierra Madre Occidentale n'ont pu, faute de crédits suffisants, être complétées par des mesures d'humidimétrie. Aucune sonde à neutrons n'étant disponible sur place, il aurait convenu d'installer des tensiomètres, mais la fiabilité des capteurs semblait encore douteuse en 1994 et par ailleurs ils « décrochent » facilement après quelques jours sans pluie. Les données recueillies pèchent donc par l'absence de données d'humidité des sols.

C'est cette lacune qui nous a conduit à utiliser abondamment l'IPA (Indice des Précipitations Antérieures).

Les apports de l'IPA

L'IPA est un élément qui permet d'estimer à un moment donné et pour un sol, un milieu ou un bassin donné, la contenance en eau du réservoir « sol ». Il est une hauteur d'eau en mm, comme les précipitations ou les lames ruisselées et écoulées, et peut donc entrer dans un bilan de l'eau à quelque échelle que ce soit. Il est formulé comme suit (Kohler and Linsley, 1951 ; Chevallier, 1983) :

$$IPA_n = (IPA_{n-1} + P_{n-1}) * e^{-\alpha t}$$

où t est le temps écoulé entre la fin de la pluie P_{n-1} et la pluie P_n , α (en jour⁻¹) étant l'inverse du temps de ressuyage du sol (de la parcelle, du bassin ou du milieu considéré). C'est évidemment ce paramètre α qui permet en fait de définir la vitesse de ressuyage du sol et donc de caractériser une partie du comportement hydrodynamique du milieu. Certains auteurs, comme Casenave et Valentin (1989) ont fixé à 0,5 la valeur de α pour les zones sahéliennes, mais Chevallier (1983) a montré que la valeur du paramètre pouvait être plus basse dans ces secteurs, tout en étant plus élevées qu'en zone tempérée (en effet, une valeur élevée de α correspond à un temps de ressuyage court et vice-versa).

En principe une valeur de α est donnée pour un milieu ou un bassin ou un sol et devrait être un paramètre immuable de ce contexte, au même titre que la granulométrie, la densité apparente ou la conductivité hydraulique. En fait, dans les parcelles et bassins de la Sierra Madre Occidentale et avec l'aide du modèle Nazasm (dont il sera question ci-dessous), il a été mis en évidence que les valeurs du paramètre pouvaient évoluer si la pluviométrie, et partant, l'humidité globale variait fortement d'une année à l'autre. En effet, on a vu précédemment que nous étions sur un seuil hydrodynamique et que le ruissellement pouvait être tantôt hortonien les années sèches tantôt de type cappusien les années humides ; en gros, on peut estimer que dans le premier cas, α est compris entre 0,1 et 1, et que dans le deuxième cas, il est inférieur à 0,1 ; sa valeur est alors inférieure à 0,01, voire 0,001 pour les sols profonds et structurés, et plus proche de 0,1 pour les sols minces et très caillouteux. En cas d'année très sèche (comme en 1997), le paramètre peut atteindre 1 sur ces derniers sols, indiquant que leur capacité de stockage est théoriquement nulle.

Le modèle Nazasm

Le modèle Nazasm a été mis au point à partir des travaux de Jean François Nouvelot (Nouvelot, 1993) que celui-ci a poursuivis dans le cadre du projet mexicain qu'il a dirigé pendant deux ans. Les travaux concernant ce modèle ont surtout consisté à tester ses applications et ses domaines de validité. Le modèle est décrit (Descroix et al. 2002a) et appliqué à des impluviums (parcelles ou bassins) de 1 m² à 50 km². Par ailleurs, il a été testé (Viramontes, 2000) avec succès aussi sur les bassins des rios Ramos et Sextin (7130 et 4660 km² respectivement).

Nazasm permet d'améliorer la connaissance et la prévision des débits en prenant en compte, en plus de la pluie, la contenance en eau du réservoir « sol » au début de la précipitation. Il a permis de vérifier que les valeurs du paramètre α n'étaient pas immuables pour un milieu donné et que la taille et la couverture végétale d'un impluvium jouaient un rôle important dans le processus de ruissellement. Enfin, justement, le modèle permet de donner des valeurs de pluie limite pour tous les types de scénarios, et d'ajuster le comportement du réservoir sol en fonction du type de saison des pluies à laquelle on a affaire.

Ce qui est IPA-dépendant et ce qui ne l'est pas

1- là où cela marche dans tous les cas : Si l'on a pu constater que le modèle Nazasm fonctionnait assez bien pour des superficies du m^2 au millier de km^2 , c'est bien de part sa simplicité et sa conception à un seul réservoir qui déborde en fonction de l'IPA et de la valeur attribué au temps de ressuyage. Le modèle a aussi été testé sur le site Atotonilco (Estrada, comm. orale) où il a aussi donné des estimations satisfaisantes de volumes écoulés. Les valeurs de α validées sont dans ce milieu semi-aride proches de celles obtenues les années sèches dans la Sierra (de 0,1 à 1).

2- là où cela marche parfois : on a donc cherché à mettre à profit l'IPA pour d'autres types d'applications, en particulier le ruissellement sur les marnes dans les Alpes du Sud (Descroix et Olivry, 2002 –article joint). Le modèle a dans ce milieu donné des résultats satisfaisants en terme d'estimation de volume écoulés : pour des parcelles de 1 m^2 de marnes nues, le paramètre α est compris entre 0,1 et 0,2. Par contre, le modèle n'a pas pu améliorer les relations pluie-débit sur la parcelle végétalisée ; serait-il plutôt adapté aux milieux de type hortonien ?

3- là où cela ne marche pas : on a voulu utiliser l'IPA pour affiner les prévisions de glissements de terrain dans les terrains marneux végétalisés des Préalpes du Sud. Pour ce faire, on a utilisé les mesures faites de 1983 à 1991 sur un versant soumis à une solifluxion lente (Descroix, 1994 ; Descroix et Ianos, en cours).

Le protocole de recherche consiste à mesurer régulièrement la distance séparant deux piquets fixes (la localisation de ceux-ci étant contrôlée par rapport à des points supposés non sujets à la solifluxion). Chaque couple de piquets est localisé de part et d'autre d'une zone semblant soumise soit à une compression, soit à une extension (Fig. 6). Le dispositif comprend 24 sites de mesure (Fig.7) ; 12 sont disposés sur des sites en extension et 12 sur des sites en compression (voir fig. 6).

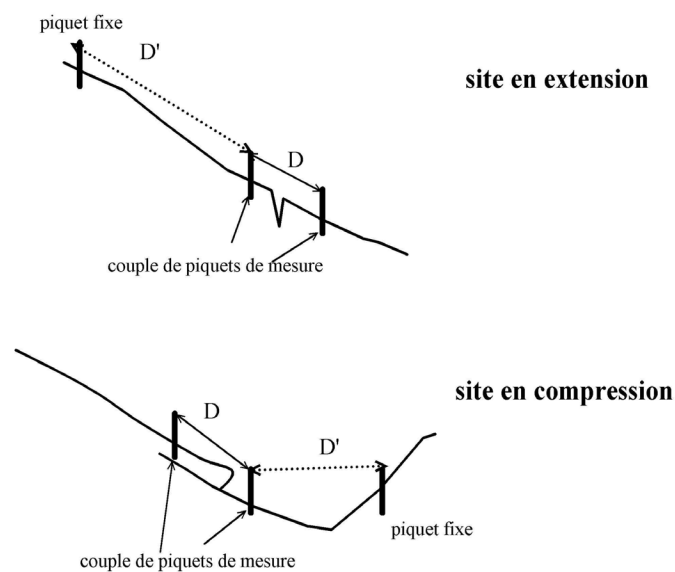


Figure 6. Processus et dispositif de mesure de la solifluxion lente

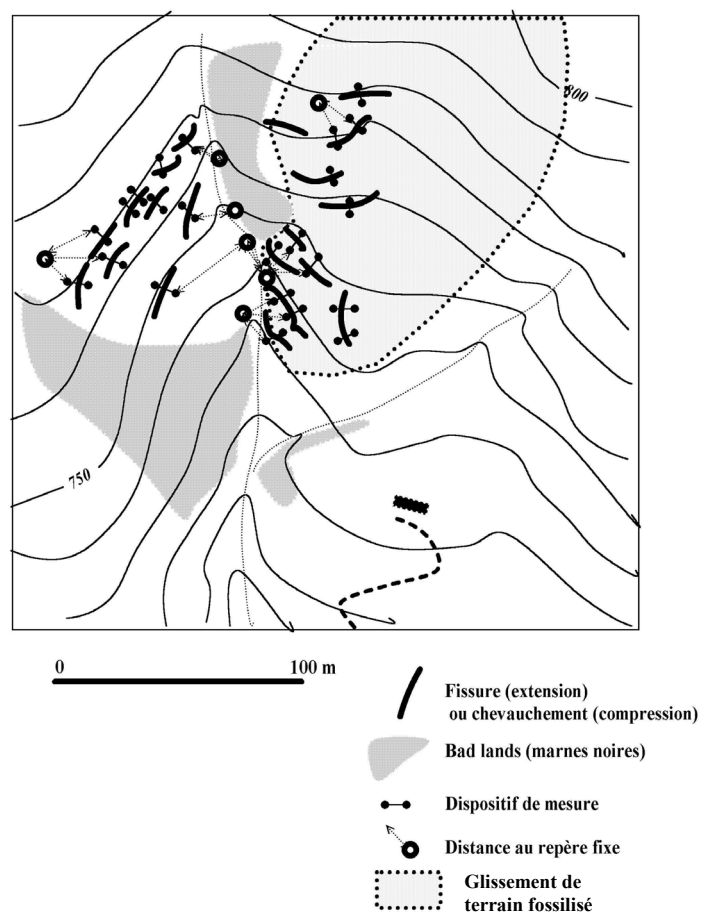


Figure 7. Plan des sites de mesures de la solifluxion lente

Les mesures ont été faites tous les mois de septembre 1983 à décembre 1991. par ailleurs, de août 1987 à décembre 1989, les mesures ont été faites sur un rythme hebdomadaire.

Les déplacements mesurés sont à la hauteur de la dynamique lente de cette zone de glissement : de quelques mm à quelques cm par an au maximum avec des mouvements pas toujours faciles à interpréter. En effet, on a observé pendant 8 années, sur certains sites (près de la moitié) un mouvement sinusoïdal, avec des piquets qui s'éloignaient et se rapprochaient l'un de l'autre au gré des saisons ; dans les autres cas, par contre, on a un mouvement à peu près monomodal (Fig.8).

On a voulu savoir si ces mouvements étaient reliés aux paramètres climatiques de base, à savoir les précipitations et la température. Les températures ne semblent pas influencer les mouvements inter-annuels ; par contre, ils suivent assez fidèlement le déplacement en va-et-vient des piquets qui semblent connaître un mouvement de ce type. Les précipitations semblent influencer directement, elles, les déplacements inter-annuels.

Observant que les mouvements de terrain semblaient corrélés avec les précipitations, on a pensé que le stock d'eau dans le sol pourrait avoir un rôle encore plus significatif, puisque l'on attribue l'essentiel du travail de la solifluxion à la présence d'eau dans le sol. La Figure 9 montre que si la relation entre mouvement du sol et précipitation existe (bien qu'avec un très faible coefficient de détermination), il n'y a par contre aucune relation entre le mouvement du terrain et l'IPA, considéré ici comme le stock d'eau du sol.

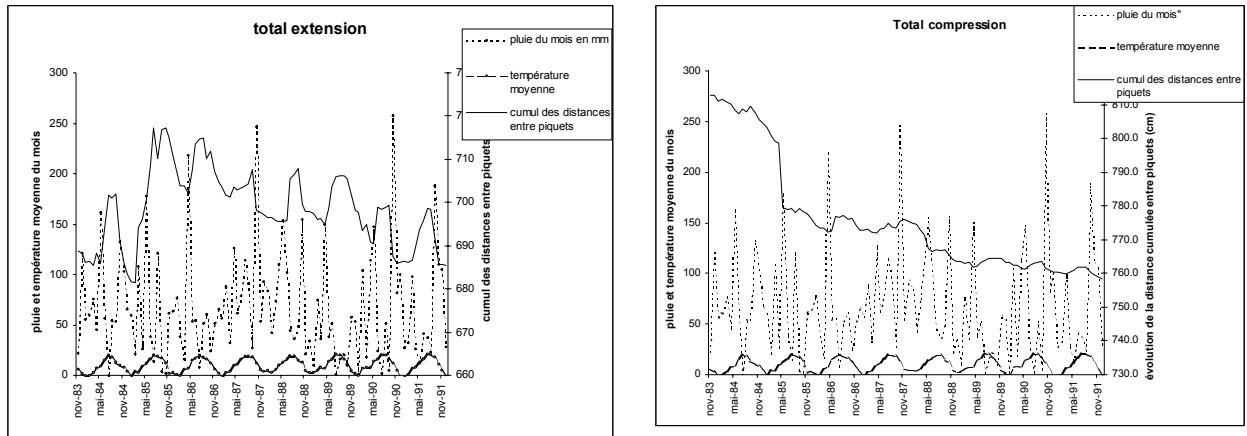


Figure 8. Mouvements totaux des secteurs en extension et en compression (travaux en cours)

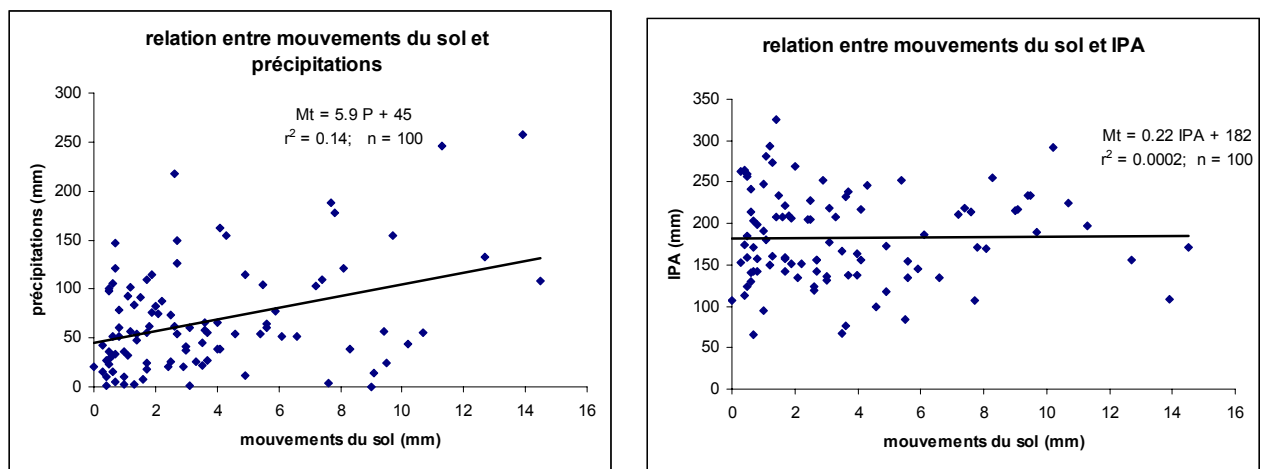


Figure 9. Relation entre les mouvements du sol total (Mt) d'une part et les précipitations (gauche) et l'IPA (droite) (travaux en cours)

Ce qui est effet d'échelle dépendant et ce qui ne l'est pas

1- Ce qui est complètement dépendant de l'échelle du bassin

L'érosion des sols et les écoulements sont le plus souvent des processus qui dépendent étroitement de la superficie de l'aire étudiée. Les volumes d'eau et de matières en suspension ou en charriage transportés augmentent avec la taille du bassin-versant. Simultanément, les volumes érodés et écoulés spécifiques (c'est-à-dire rapportés à l'aire du bassin versant) diminuent, eux, au fur et à mesure qu'augmente la superficie de l'impluvium. Ce fait quand il est avéré, s'appuie sur deux bases de solidité très différente :

- la première c'est que quand on considère un impluvium plus grand, on va forcément vers l'aval, puisque un bassin versant est limité en amont et qu'on ne peut aller au delà sans changer de bassin. Or, les zones amont sont traditionnellement celles qui fournissent les plus forts coefficients de ruissellement et d'écoulement, les plus forts débits spécifiques, de même que les plus fortes pertes en sols et les plus fortes valeurs d'érosion spécifique. Ainsi le débit spécifique du Vénéon aux Etages est il de $57 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, celui de la Romanche à Champeau de $36 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, celui de l'Isère à Grenoble de $31 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, et celui du Rhône à son embouchure de $21 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Seuls les cours d'eau qui coulent de zones sèches vers des zones plus humides connaissent une croissance de leur débit spécifique vers l'aval. Il en est de même pour l'érosion spécifique, les zones amont (souvent montagneuses) étant plus « productives en

terme de sédiments que les zones aval. En s'intéressant à des zones plus « aval », on assiste en général à une diminution de ses indices spécifiques.

- la seconde est plus « accidentelle » mais on la retrouve souvent dans les études sur l'érosion ; c'est que quand on étudie les processus d'érosion on installe ses dispositifs de mesure le plus souvent dans les secteurs les plus sujets à l'érosion, donc ceux qui vont connaître les plus fortes valeurs de pertes en sol (et souvent aussi de ruissellement et d'écoulement, car les zones déjà érodées sont souvent aussi les plus ruisselantes). En conséquence, une augmentation des impluviums étudiés se traduit fatalement par une diminution des débits liquides et solides spécifiques.

Toujours est-il que si l'on considère un bassin versant homogène en terme de sol comme de couverture végétale, tel le bassin de la Manga (3,1 km²), on a effectivement une diminution des débits spécifiques avec l'accroissement de la superficie ou de la longueur de la parcelle. C'est ce qu'a déterminé Dufeu (1998) (tableau 5).

Tableau 5. Longueur de versant et lame ruisselée totale sur le site et le bassin de la Manga en 1997 (année sèche, P = 270 mm de juin à septembre)

	parcelle 6	parcelle 7	parcelle 3	bassin versant
Longueur de versant (m)	1	5	10	500
Lame écoulée totale (mm)	21.1	12.13	6.82	2.76

Source : Dufeu, 1998

2- Ce qui devrait être dépendant de l'échelle du bassin mais ne l'est pas

Par contre, si l'on considère les transports solides et la lame érodée, on remarque que la décroissance de l'érosion spécifique, pour cette même année 1997, n'est vérifiée que pour les trois parcelles ; la dégradation augmente fortement à l'échelle du bassin, probablement du fait d'une érosion forte du lit du cours d'eau lui-même (tableau 6).

Tableau 6. Aire de l'impluvium et dégradation spécifique sur le site et le bassin de la Manga en 1997 (année sèche, P = 270 mm de juin à septembre)

	parcelle 6	parcelle 7	parcelle 3	bassin versant
Superficie de l'impluvium (m ²)	1	10	50	3.1 km ²
Erosion spécifique en g.m ⁻²	70.4	36	10	67

Lors des premières années de mesure, déficitaires en pluviométrie (1994 et 1995), on a constaté que les bassins versants expérimentaux avaient écoulé des lames d'eau de 5 à 10 mm (ce qui représentait des coefficients d'écoulement de 0,5 à 2%), inférieures à celles mesurées à l'exutoire des bassins du Ramos et du Sextin (20 à 30 mm, soit 5 à 7% de coefficient d'écoulement).

De même, en 1996 année de bonne pluviométrie (570 mm en moyenne sur les bassins durant la saison des pluies), les coefficients d'écoulement ont été conformes à ceux du bassin du Sextin dont il font partie, en année normale (de 13 à 27 % pour les petits bassins, contre une moyenne de 19% sur le Sextin en moyenne 1961-90) ; mais cette année là, le coefficient d'écoulement du Sextin a été de 26%.

Cela est dû à une raison très simple ; quand les bassins expérimentaux ont été sélectionnés en 1993, on a cherché à les localiser dans les secteurs les plus représentatifs de l'ensemble des paysages de la Sierra, en fonction de données connues de pluviométrie, de végétation, d'altitude, de lithologie. Or il s'avère que les secteurs aval, plus secs et aux sols complètement dégradés par le surpâturage, connaissent des coefficients de ruissellement et d'écoulement

plus élevés avec une pluviométrie annuelle de 450 mm, que les bassins expérimentaux (600 mm de pluie annuelle hors période de sécheresse actuelle à la station de la Cienega de Escobar, à 2150 m d'altitude). Il n'y a donc pas du tout linéarité de la relation inverse entre taille du BV et coefficient d'écoulement.

De fait, les figures 10 et 11 (tirés de travaux en cours) montrent qu'il n'y a aucune linéarité dans les relations entre la superficie de l'impluvium et d'une part les écoulements, d'autre part les pertes en sol ; et ce autant pour une année humide (1996) que pour une année sèche (1997).

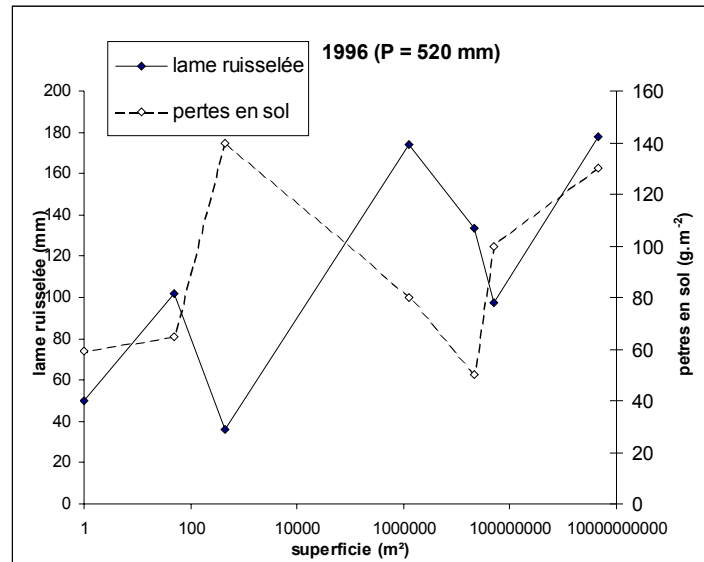


Figure 10. Lames écoulee et érodée en fonction de la taille de l'impluvium, 1996 (travaux en cours)

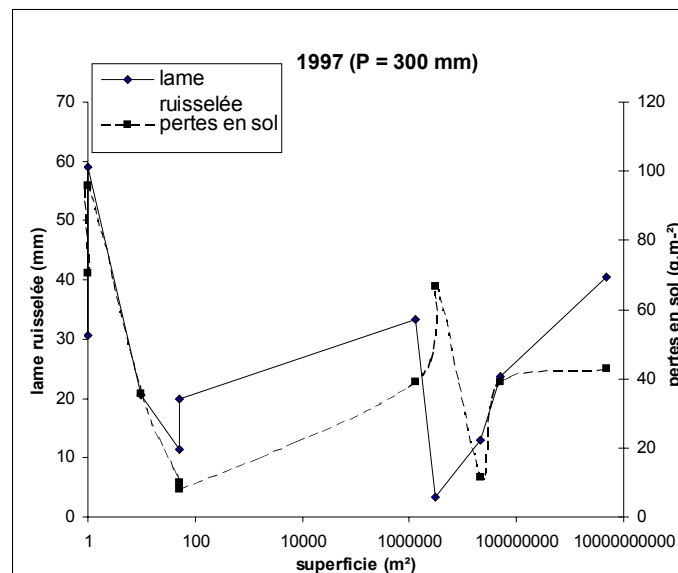


Figure 11 Lames écoulee et érodée en fonction de la taille de l'impluvium, 1997

3- Ce qui ne dépend pas du tout de la taille de l'impluvium

Dans les bassins et parcelles expérimentaux des Préalpes du Sud (Descroix, 1994), on peut observer, comme le veut le cas général, une décroissance de l'érosion spécifique avec l'augmentation de la superficie considérée.

Cependant, les pertes en sol sont telles, dans les marnes à nu, que l'on peut considérer dans la plupart des cas comme négligeable l'érosion des autres types de surface, tous végétalisés (le rapport des pertes en sol est d'au moins trois ordres de grandeur plus grand en faveur des bad-lands).

Or, si l'on rapporte la dégradation spécifique mesurée à la sortie des exutoires partiellement ou totalement constitués de bad-lands marneux, on remarque :

- que la lame érodée annuelle est à peu près la même quelle que soit la surface de la parcelle du bassin (mais aucun ne dépasse 2 km²), c'est-à-dire d'environ 7 à 11 mm.an⁻¹ ;
- que ces valeurs sont très proches de celles mesurées in situ par d'autres moyens que la mesure des transports solides (tableau 7).

Tableau 7. Comparaison des données de lame érodée dans les marnes à nu des Alpes du Sud

Site (numéro du département)	référence	années	méthode	lame érodée en mm.an-1	Nb de pts (mesure in situ)	superficie (mesures à l'exutoire)
Savournon (05)	Descroix et Olivry (2002)	1985-91	rugosimètre	9	140	
Savournon (05)		1987-90	PAS + Echant..	8.2		7.84 ha et 75 ha
Saint Genis (05)		1985-91	rugosimètre	7	160	
Saint Genis (05)		1987-90	PAS + Echant	6.7		2.36 ha
Orpierre (05)	Descroix (1994)	1983-93	PAS + Echant	5.9		100 m ²
Orpierre (05)		1989-92	rugosimètre	3.8*	80	
Gallands (26)		1990-91	rugosimètre	16.2**	80	
Gallands (26)		1990-91	parcelle	18.9**		2 m ²
Etoile (05)		1989-92	rugosimètre	8.5	80	
Etoile (05)		1988-93	PAS + Echant	8.7		70 m ²
La Vière (26)		1990-91	rugosimètre	10.3	80	
Saint Genis (05)	Bufalo (1989)	1985-88	PAS + Echant	11.5		200 et 2000 m ²
Seignon (04)	Combes (1981)	1962-79	PAS + Echant	6.8		160 ha
Laval (04)	Cemagref (1997)	1986-90	PAS + Echant	11		86 ha
Roubine (04)	Mathys et al (1996)	1985-90	PAS + Echant	12.1		1300 m ²

* mesure effectuée uniquement en face sud (valeurs moindres)

** données influencée par un événement décennal : 100 mm tombés en 2h30 le 26 juillet 1990.

La partie grisée du tableau donne, pour comparaison, les données mesurées par d'autres auteurs.

Par contre, on manque de données pour savoir ce qui se passe au delà du km². En effet, les bassins expérimentaux de Savournon (vallée du Buëch), du Laval (site de Draix) et le bassin du barrage du Seignon ne dépassent pas cet ordre de grandeur.

Conclusion :

Il est vrai que les marnes, et les marnes noires en particulier, sont connues pour leur relative homogénéité. Même si elles ont des types de surface différents, on a pu constater que les différences de valeur d'érosion étaient dues aux facteurs locaux ; les versants exposés au Nord subissent de plus fortes pertes de matières que les autres ; les valeurs données dans le tableau 7 sont des moyennes, mais celles-ci s'obtiennent dès que l'on mesure les valeurs sur les deux côtés d'un talweg ou d'une crête, permettant d'intégrer des faces nord et des faces sud. On remarquera que les valeurs mesurées sont proches les unes des autres, et ce du Diois aux Préalpes de Digne.

Quoiqu'il en soit, les marnes constituent donc un cas particulier. Le plus souvent, les milieux et leurs sols font preuve d'une très grande variabilité spatiale, en particulier dans les zones montagneuses, où les facteurs locaux changent très vite. Cela y rend délicate toute spatialisation et toute tentative de cerner le rôle de la teneur en eau des sols.

4^{ème} partie : conséquences hydrologiques du surpâturage et du déboisement au niveau parcelle

La parcelle reste un moyen aisé de mesurer ruissellement et pertes en sol ; malgré tous les inconvénients que présente cette méthode (effets de bord, traumatisme de l'installation de la parcelle elle-même, représentativité du site), nous avons cédé à la facilité en installant dans diverses configurations. A cette échelle-là, on peut mettre en évidence tous les paramètres que l'on souhaite : pente, taux de couverture végétale, type de culture ou travail du sol, exposition, type de sol, etc..

Les conséquences de la dégradation de la végétation et des sols sont analysées ici à partir des données collectées dans les bassins de la Sierra Madre Occidentale. On rappelle quelques faits relevés dans les Alpes du Sud en introduction comme éléments de comparaison.

Rappel sur les marnes dénudées des Alpes du Sud

Dans les marnes noires des Alpes du Sud, le sol une fois disparu, les valeurs d'érosion sont trop fortes pour permettre la pédogénèse ; donc la végétation ne peut reprendre sans un travail important de génie civil ou de génie biologique ; très forte solifluxion ; plus auto-entretien par absorption de la chaleur l'été, les très forts gradients thermiques l'été comme l'hiver.

La marne est pratiquement imperméable dans la masse sauf en cas de très forte fracturation et de présence de calcite en inter-strates ou le long des plans de faille. L'infiltration de l'eau sur les grandes étendues d'affleurements marneux peut se faire sur les parties végétalisées (la majorité des surfaces tout de même) qui comportent donc des sols, parfois assez profonds ; sur la roche dénudée, l'infiltration ne peut se faire que dans le manteau d'altérites ; elle dépendra donc de l'épaisseur de celui-ci

Les conséquences de la mise à nu des marnes sur le ruissellement et l'infiltration à l'échelle parcelle ont été mesurées sur parcelle (Descroix, 1994, Piolat, 2001, et travaux réalisés à Draix en 2001 par l'équipe HVA, en collaboration avec le Cemagref, non encore publiés) ; elles sont rassemblées dans le tableau 8 :

Tableau 8. Ruissellement, érosion et conductivité hydrauliques sur terrains végétalisés et dénudés des marnes noires

	Coefficient de ruissellement moyen en %	Erosion moyenne en g.m ⁻²	K en mm.h ⁻¹
Parcelle de pâturage	1.25	7.2	1 037
Parcelles de marnes à nu	21 +/- 6.7	10 400 +/- 3 600	127 +/- 145

1 seule parcelle enherbée a été utilisée comme parcelle témoin ; à noter que les mesures de K n'ont pas été faites sur le même site que les autres

Coefficient de ruissellement et érosion des marnes : 7 parcelles

K sur marnes : 20 tests

On mesure au vu des données du tableau 8 combien le changement de paysage peut induire de changement en terme de comportement hydrodynamique à l'échelle de la parcelle.

Ce type d'état de surface est a priori irréversible, sauf intervention de l'homme ; les formes de dégradation de l'espace ont fait l'objet d'un rapport technique (Descroix, 1988a) dans le cadre de recherches sur les travaux de re-végétalisation des marnes menées par le Cemagref de Grenoble. On estimait en 1988 le coût des tentatives de re-végétalisation des marnes (à l'aide de mulch contenant des graines de *calamagrostis argentea*, une graminée courante dans les Préalpes) à 70 000 F par hectare ; l'opération était donc possible mais bien trop chère au vu des avantages escomptés.

Le ruissellement et l'érosion comme conséquences du déboisement et du surpâturage dans la Sierra Madre Occidentale

Faute de pouvoir déboiser de grandes superficies afin de comparer écoulements et pertes en sol avant et après déboisement, on s'est surtout contenté, sur un même site, de comparer ces données sur des parcelles sous zone boisée et d'autres en zone déboisée.

Pour estimer l'impact du surpâturage, on a profité de parcelles dont on savait qu'elles avaient été encloses depuis longtemps, et on a comparé avec des parcelles pâturées. On a montré (tableau 3) comment le piétinement du bétail transformait les paramètres physiques du sol. Les tableaux 9 et 10 résument les conséquences du déboisement et du surpâturage à l'échelle de la parcelle.

Tableau 9. Influence des facteurs environnementaux sur ruissellement et érosion en forêt

Variables	coefficient de ruissellement (%)	pertes en sol (g.m ⁻²)
<i>Présence ou absence d'arbre (parcelles de 50 m²)</i>		
Pas d'arbre	23	133
Pas d'arbre mais présence de litière	8,5	30
Avec arbre	2,8	1,1
<i>Type d'arbre (parcelles de 1 m², 7 répétitions)</i>		
Pins	9	74
Chênes	3	45
<i>Pente (parcelle de 1 m², 3 répétitions)</i>		
12 %	6	30
33 %	9	110
57 %	5	53

Tableau 10. Influence des facteurs environnementaux sur ruissellement et érosion en zone de pâturages (parcelles de 50 m²)

Variables (2 répétitions à chaque cas)	coefficient de ruissellement (%)	pertes en sol (g.m ⁻²)
<i>Présence ou absence d'arbre</i>		
Pas d'arbre	34	45
Pas d'arbre mais enclos	19	12
Avec arbre	19	26
<i>Pente</i>		
12 %	31	42
27 %	21	29
<i>porosité vésiculaire</i>		
avec	35	70
sans	7	7
<i>piétinement par le bétail</i>		
avec	43	90
sans	8	7

Les valeurs de ruissellement et de pertes en sol données dans les tableaux 9 et 10 apportent quelques enseignements :

- le couvert des arbres protège bien le sol. L'amortissement de l'énergie cinétique des gouttes par les feuillages fait baisser sensiblement les deux paramètres sous les arbres ; ce fait est bien plus marqué en forêt qu'en pâturages, car dans ce dernier milieu, les graminées et les herbacées pérennes protègent bien le sol, à condition bien sûr de ne pas être pâturés (on remarque d'ailleurs que le pâturage sans arbre limite plus ruissellement et pertes en sol que l'arbre sur un terrain sur-pâturé) ;

- la pente n'est pas un facteur aggravant le ruissellement et l'érosion ; c'est même le contraire en pâturages, comme les différences d'états de surface (voir début du chapitre 2) le laissaient présager ; en fait comme on l'a vu précédemment, on assiste ici à un phénomène inverse du schéma courant, à savoir que en général (et dans tous les cas dans les pâturages), les pentes fortes ont un pavage qui les protège, du fait d'un stade d'érosion antérieur, et elles connaissent un ruissellement et des pertes en sol inférieures aux secteurs à pentes faibles, fréquemment encroûtés. On a pu observer que les zones caillouteuses ont en général, une macroporosité importante et une activité faunistique développée sous les cailloux, qui peut accroître l'infiltration et la conductivité hydraulique. Enfin, pendant la pluie, on observe l'éclatement des gouttes sur les pierres et le ruissellement de l'eau sur celles-ci jusqu'aux secteurs plus perméables situés dessous.

- sous forêt, les chênes protègent mieux le sol que les pins ; c'est surtout dû à leur litière plus épaisse et couvrante ;

- la présence de porosité vésiculaire (pores inactifs car bouchés) est un facteur exagérant nettement ruissellement et érosion ;

- il en est de même du piétinement du bétail ce que laissait déjà entrevoir le tableau 3.

Les parcelles déboisées qui ont été instrumentées avaient été coupées plusieurs années auparavant, et souvent pâturées ; elles présentaient en grande partie un sol induré dont la formation est favorisée par la forte teneur en argile (replats, plateaux sommitaux, bas de versants) et le piétinement du bétail. Cette forte teneur en argile est responsable lorsque ces horizons affleurent (par érosion des horizons supérieurs) de la formation des croûtes épaisses (type INT) ; elle est aussi attestée par les fentes de retrait que l'on peut observer en fin de saison sèche dans l'horizon B, comme le montre la photo n°4.

On a voulu savoir quelle pouvait être l'influence immédiate d'un déboisement ; faute de pouvoir déboiser 10 000 hectares d'un seul tenant comme a pu le faire l'USDA à Tombstone (Arizona), on s'est contentés de déboiser un micro-bassin de 400 m² attenant à son alter ego qui a été laissé tel quel (photos n°5-6-7).

La coupe a été effectuée au début de la saison des pluies 1995. Les conséquences de la coupe ont été les suivantes :

- le ruissellement est légèrement supérieur dans le micro-bassin coupé dès la première année ; la différence augmente la deuxième année, probablement du fait de la disparition progressive de la litière (Fig.12) ;

- Inversement, les pertes en sol sont plus faibles la première année sur le micro-bassin coupé ; c'est probablement dû aux branchages et résidus de coupe dans la parcelle qui ont piégé les sédiments ; cet effet persiste, mais de manière bien moindre, la deuxième année (Fig.13).

Il eût été intéressant de poursuivre les mesures sur plusieurs années, mais cela s'est avéré impossible du fait de contingences matérielles (bassins forestiers trop éloignés des autres).



Photo 4. Témoin de la forte teneur locale en argile : des fentes de dessiccation dans l'horizon B induré (collecteur de la parcelle 22, site El Aguaje) ; c'est celui-ci qui forme les surfaces INT lorsque les horizons supérieurs ont disparu



Photos 5,6 et 7. Les micro-bassins de la Rosilla (450 m²). A gauche le bassin boisé ; à droite, le bassin déboisé : en haut, avant la coupe ; en bas : juste après la coupe

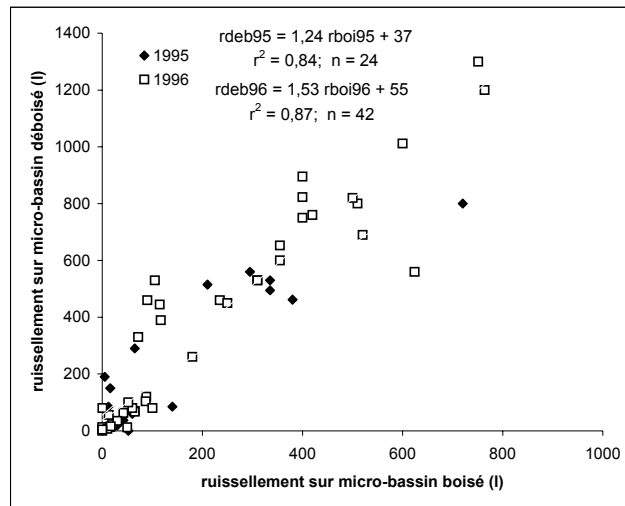


Figure 12. Relation entre le ruissellement dans le micro-bassin déboisé (rdeb) et le micro-bassin boisé (rboi) pour 1995 et 1996 (tiré de travaux en cours, présentés au congrès de Chengdu, mai 2002)

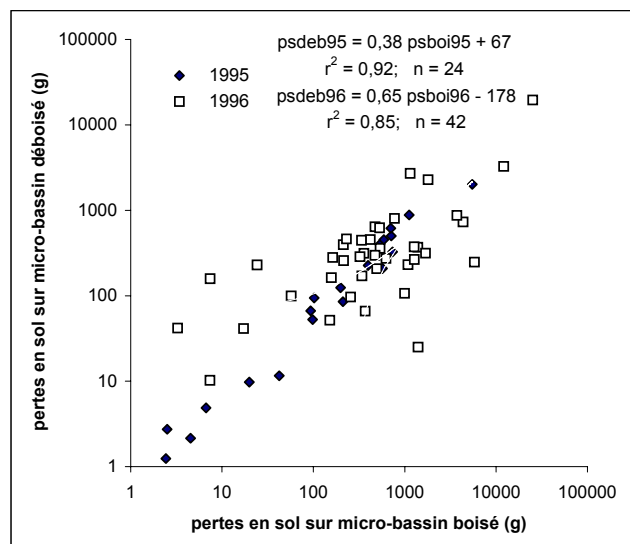


Figure.13. Relation entre les pertes en sol du micro-bassin déboisé (psdeb) et celles du micro-bassin boisé (psboi) pour 1995 et 1996 (tiré de travaux en cours)

Conséquences sur les propriétés physiques des horizons superficiels des sols : pourquoi pas de ravines ?

Des campagnes de mesures des propriétés physiques des sols ont été menées de 1997 à 2001 sur les bassins de la Sierra. La première (1997) a été une campagne de mesure d'infiltrométrie par cylindre unique (méthode suggérée par Roose et al., 1993). La densité apparente a été mesurée sur chaque site (méthode du cylindre). Des échantillons ont été prélevés sur chaque site, qui ont permis de faire des granulométries (effectuées au laboratoire du Cenid Raspa à Gomez Palacio), ainsi que de déterminer les paramètres suivants :

- capacité au champ
- point de flétrissement
- teneur en matière organique
- carbone total
- espace poral.

En 1998, une campagne de mesure a été entreprise sur les mêmes sites que les tests cylindres, mais avec des infiltromètres TRIMS (Vauclin et Chopart, 1992). Sur chaque site était réalisé un test en multi-potentiel (en faisant varier la dépression appliquée à l'infiltromètre) et trois tests simples (avec une dépression unique de 10 mm) étaient faits, l'un avec un grand disque (25 cm de diamètre), les deux autres avec un petit disque (8 cm), pour avoir aussi une mesure en mode multi-rayon (Vandervaere, 1995). Le fait de prendre la moyenne des deux petits disques pour le calcul de K limite un peu l'effet de la variabilité spatiale des valeurs de conductivité. On a utilisé sur chaque site la plate forme d'un des grands disques pour effectuer un prélèvement de densité apparente avec la méthode dite « de la piscine » ; ceux ci se sont révélés plus robustes que le test de densité au cylindre. On parlera plus loin de la variabilité de ces mesures.

Afin de cerner le lien de chaque variable entre elle et avec la conductivité hydraulique, qui nous paraissait ici devoir être l'élément clé pour comprendre le fonctionnement hydro-dynamique des sols, on a effectué une Analyse en Composantes Principales (ACP) de ces variables de sol.

Les résultats en sont exposés dans la figure 14 ; le nom des variables de l'espace des deux premières composantes est explicité dans le tableau 11.

L'espace des variables permet de mettre en évidence les points suivants (Descroix et al., 2002b) :

- il existe une corrélation évidente entre les valeurs de conductivité (KMR et KMP en particulier) et la teneur en éléments grossiers (EGP et EGV) ; ceci est en accord avec ce qui a été remarqué en terme de ruissellement et d'érosion ;

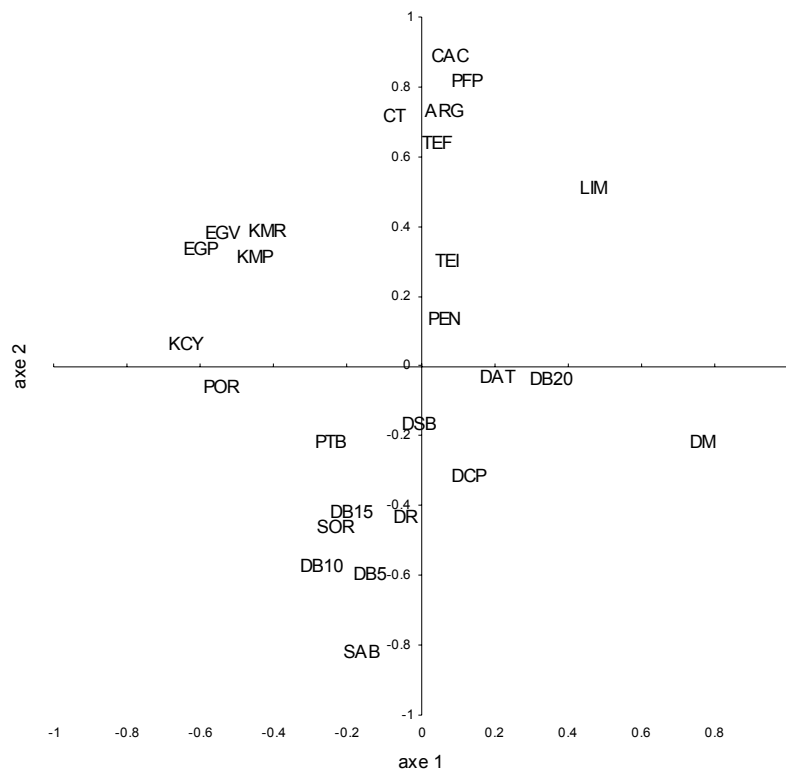


Figure 14 : espace des variables de l'ACP paramètres du sol (tiré de Descroix et al. 2002b)

Tableau 11. Paramètres physiques du sol pris en compte dans l'ACP.

Conductivité hydraulique	KMR KMP KCY	K mesurée au TRIMS en mode multi-rayons K mesurée au TRIMS en mode multi-potentiels K mesurée avec la méthode Beerkan
Densité apparente	DAT DCP DM DR	densité apparente du sol complet (matrice plus cailloux) densité des cailloux et pierres densité de la matrice densité réelle
Porosité	POR	espace poral
Pente	PEN	valeur de la pente
Dimension du bulbe d'humectation des tests cylindres	PTB DSB DB5 DB10 DB15 DB20	profondeur totale du bulbe diamètre superficiel du bulbe diamètre du bulbe à 5 cm de profondeur diamètre du bulbe à 10 cm de profondeur diamètre du bulbe à 15 cm de profondeur diamètre du bulbe à 20 cm de profondeur
Texture	ARG LIM SAB	% d'argile % de limon % de sable
Eléments grossiers	EGV EGP	% d'éléments grossiers (en volume) % d'éléments grossiers (en poids)
Sorptivité	SOR	sorptivité
Teneur en eau	TEI TEF	teneur en eau initiale teneur en eau finale
Propriétés du sol	CAC PFP CT	capacité au champ point de flétrissement permanent carbone total

- le premier axe explique 24 % de la variance et est également déterminé par la porosité (POR), corrélée positivement à la conductivité, et par la densité de la matrice (DM) (corrélée négativement avec K) ;

- le second axe (16 % de la variance expliquée) est caractérisé surtout par la teneur en argile (ARG), la capacité au champ (CAC), le point de flétrissement permanent (PFP), la teneur en carbone total (CT), et la teneur en eau à saturation (TEF), toutes variables corrélées positivement avec K ; par contre, là encore, la densité réelle (DR) lui est corrélée négativement ;

- la pente (PEN), la densité apparente totale (DAT, matrice + grossiers) et le diamètre du bulbe d'humectation (DSB) n'ont pas de relation notable avec K.

Ces paramètres physiques expliquent les fortes variations de conductivité hydraulique entre les différents états de surface (Descroix et al., 2001, tableau 7 page 132). Le point le plus important nous paraît être le rôle de la pierrosité, et en particulier le rôle des gros cailloux et des pierres libres dans les terrains pentus.

Par ailleurs, les états de surface semblent être un bon élément de distinction des milieux en fonction de leur fonctionnement hydrologique. On a comparé les valeurs de K (en multi-potentiels) en fonction des types de sol, de la lithologie, de la localisation du point de mesure sur le versant et suivant le bassin versant, et de toute évidence, la meilleure ségrégation s'obtient grâce aux états de surface (Descroix et al., 2002b, figures 4 à 8).

On a utilisé en grande partie ces paramètres pour déterminer, dans un paysage où domine fortement l'érosion aréolaire (ou laminaire), les paramètres qui étaient à l'origine de la formation des ravines. Plusieurs des paramètres utilisés étaient difficilement numérisables, sauf à introduire un biais dans le traitement statistique des données. On a dû procéder alors à

une AFC, analyse factorielle des correspondances, pour trouver les liens et corrélations entre variables étudiées.

On a pris en compte ici :

- des éléments végétaux (en taux de couverture) : litière (LIT), arbres (ARB), graminées (GRM), plantes annuelles (ANN) ;
- des éléments lithologiques : affleurements d'ignimbrites (IGN) ;
- des éléments pédologiques : proportion de sable (SAB), états de surface (GC), pierrosité (PIE), graviers (GRV), encroûtement (CRO) ;
- des éléments topographiques : pente (PEN), rugosité (RUG) présence de terrassettes (TER), distance de la ravine au drain principal (DRR), pente de cette distance (PRR) ;
- des éléments descriptifs des ravines : bassin versant l'alimentant (SRF), longueur (LON), et volume (VOL) de la ravine.

La figure 15 représente l'espace des variables de cette analyse suivant les deux principales composantes. Ces deux axes représentent respectivement 34 et 17 % de la variance expliquée. Cette analyse permet de souligner les relations suivantes :

- la taille des ravines (longueur et volume) est corrélée positivement avec la taille de leur bassin, certes, mais surtout avec : l'encroûtement des sols du bassin, la présence d'ignimbrites, les graminées ;
- elle est reliée négativement à la pente, à la rugosité et à tous les éléments qui composent cette rugosité : terrassettes, pierrosité, présence de graviers.

Cette analyse a été réalisée à partir d'un échantillon de 31 ravines réparties sur 400 km².

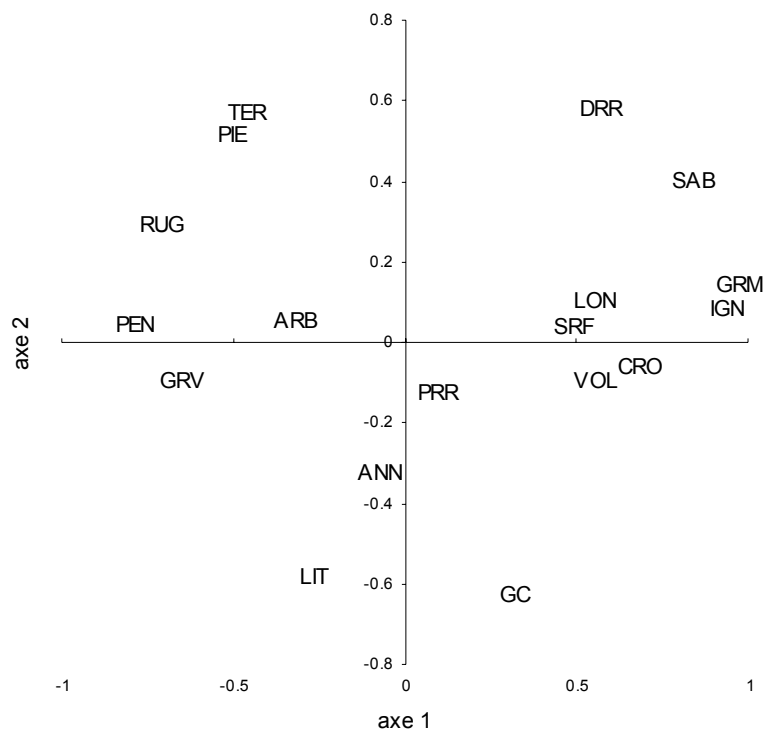


Figure 15. Espace des variables de l'AFC sur les ravines (tiré de travaux en cours)

Cela confirme l'opposition déjà notée en termes d'états de surface, entre :

- les secteurs en pente douce et aux versants longs, encroûtés et pâturés, qui connaissent un fort ravinement si les sols y sont suffisamment profonds ; l'érosion laminaire y

est présente aussi, comme en témoigne l'appauvrissement des horizons superficiels en éléments fins, et la fréquente apparition en surface de l'horizon d'accumulation des argiles, normalement situé à 20 à 40 cm de profondeur.

- les secteurs de versants courts mais pentus, très rugueux et pierreux, où les ravines sont petites du fait que l'on atteint vite la roche-mère : l'érosion y est essentiellement laminaire, les ravines n'apparaissant en général que dans les talwegs principaux, et leur creusement étant lui aussi bloqué par la forte pierrosité.

Cette ségrégation apparaît nettement dans l'espace des ravines, tel qu'il apparaît dans la figure 16, où les deux ensembles se distinguent nettement, avec leurs éléments constitutifs. Les catégories sélectionnées pour l'analyse des correspondances sont signalées dans le tableau 12.

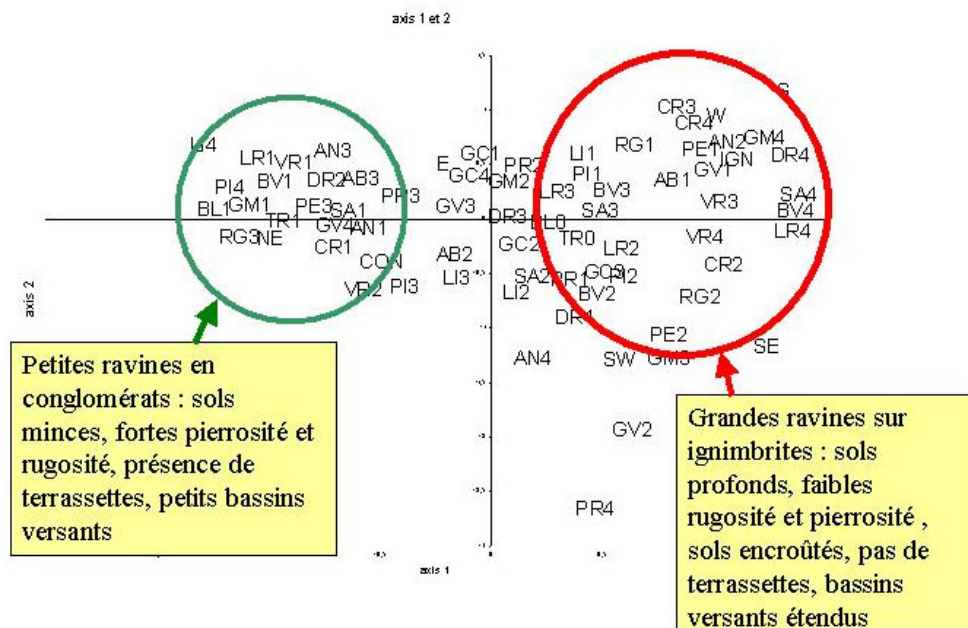


Figure 16. Espace des individus de l'AFC ravines : les classes de variables permettent de distinguer nettement plusieurs types de ravines (travaux en cours, présentés au colloque sur les ravines, Leuven, 2000)

A travers ce qui précède, on voit ce dessiner un scénario dans lequel déboisement et surtout excès de pâturage conduisent à la formation de nouveaux états de surface (anthropiques ?) qui eux-mêmes sont générateurs de nouveaux comportements hydrologiques de la part des sols et des versants. On verra plus loin ce qu'il en est à l'échelle des grands bassins-versants.

Conclusion : une très grande variabilité spatiale, de la parcelle au bassin

On a pu mesurer l'extrême variabilité des paramètres physiques du sol à partir du jeu de données sur la conductivité telle que mesurée dans la Sierra Madre. Plus de 70 % de la variabilité mesurée sur 400 km² est atteinte en 4 m², c'est-à-dire la taille moyenne de chacun de sites de mesures.

Cette variabilité spatiale rend illusoire la comparaison de séries de tests d'infiltration réalisés sur le même site mais avec des procédés différents. En effet, TRIMS comme cylindre sont destructeurs ; mais même avec des tests TRIMS réalisés très près avec les mêmes

appareils, les uns dépouillés en multi-rayons, les autres en multi-potentiels, on obtient une absence à peu près totale de corrélation (voir Descroix et al., 2002b, figure 3 –article joint).

Tableau 12. Ensemble des classes de variables prises en compte dans l'AFC « ravines »

Volume de la ravine (m ³)	VR1	0-100	longueur de la ravine (m)	LR1	0-90
	VR2	100-1000		LR2	90-230
	VR3	1000-10 000		LR3	230-600
	VR4	+ de 10 000		LR4	+ de 600
Distance entre le bas de la ravine et le cours d'eau (m)	DR1	0	Pente entre la ravine et le cours d'eau (°)	PR1	0
	DR2	10-35		PR2	2-9
	DR3	35-150		PR3	10-26
	DR4	150-250		PR4	90
Surface de l'impluvium (m ²)	BV1	1000-10000	Lithologie de l'impluvium	CON	Conglomérats
	BV2	10000-25000		IGN	Ignimbrites
	BV3	25000-250000			
	BV4	+ de 250000			
Pente de l'impluvium (°)	PE1	0-9,5	Rugosité de l'impluvium °	RG1	0-5
	PE2	9,5-15		RG2	5-10
	PE3	15-25		RG3	10-15
Taux de boisement de l'impluvium (%)	AB1	0	Taux de couverture en graminées (%)	GM1	0-3
	AB2	1-10		GM2	3-15
	AB3	11-30		GM3	15-31
		GM4		+ de 31	
Taux de couverture par la litière (%)	LI1	0-2	Taux de couverture par les annuelles (%)	AN1	0
	LI2	2-6		AN2	0,1-1,5
	LI3	6-12		AN3	1,5-3
	LI4	+ de 12		AN4	+ de 1,5
Taux de couverture par des graviers (%)	GV1	0-15	Taux de couverture par des sables (%)	SA1	0
	GV2	15-25		SA2	1-7
	GV3	25-35		SA3	7-13
	GV4	+ de 35		SA4	+ de 13
Taux de couverture par des cailloux (%)	PI1	0-3	Présence de blocs	BL0	NON
	PI2	3-9		BL1	OUI
	PI3	9-20			
	PI4	+ de 20			
Taux de surface en gravier-croûte (%)	GC1	0-11	Taux de surface encroûtée	CR1	0
	GC2	19-28		CR2	0,5-10
	GC3	28-40		CR3	10-21
	GC4	+ de 40		CR4	+ de 21
Présence de Terrassettes	TR0	NON			
	TR1	OUI			

Le même type de comparaison entre mesures faites au TRIMS et au cylindre, sur 90 points, est appréciable sur la figure 17. De même, il est bien mal aisé de comparer deux méthodes de mesures de la densité apparente ; la dispersion des points sur la figure 18 tient bien plus à la variabilité spatiale qu'à la déficience de l'un des procédés.

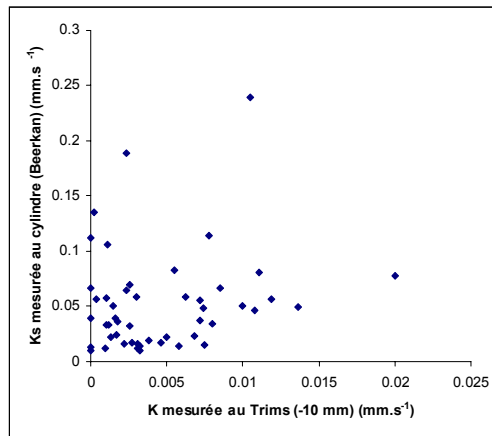


Figure 17. Comparaison des conductivités mesurées au TRIMS et au cylindre sur les mêmes sites

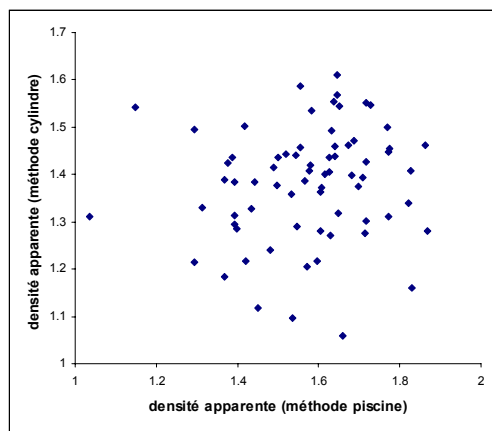


Figure 18. Comparaison de mesure de densité apparente réalisées sur les mêmes sites avec deux méthodes différentes

Enfin, les caractéristiques physiques du sol ont une telle variabilité spatiale que leur variogramme ne présente aucun palier permettant de définir une portée ; que ce soit la conductivité hydraulique ou la densité apparente (Fig.19) ; mais aussi dans le cas de la teneur en argile, l'espace poral ou les valeurs de pénétrométrie, la variabilité spatiale est pratiquement égale à l'échelle du mètre qu'à celle du kilomètre.

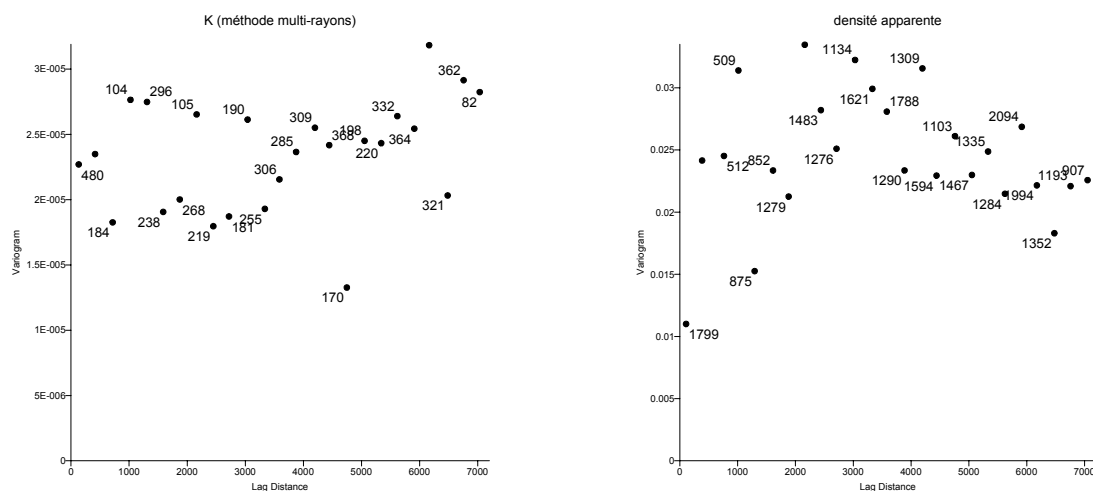


Fig.19. Variogrammes de la conductivité hydraulique (mesurée sur 90 points, méthode multi rayons) et de la densité apparente (méthode du cylindre).

En bref, on a vu qu'il y avait toujours une grande variabilité spatiale de la conductivité. Ceci semble encore plus vrai sur les terrains « naturels » que nous avons eu à étudier jusqu'à présent. Encore que vu le surpâturage, ces terrains sont-ils naturels ?

Depuis le démarrage du projet HVA, nous avons pu avec l'équipe entière, et avec l'aide de stagiaires à Draix, faire des campagnes de mesure sur d'autres sites : l'un en terrain naturel (Draix, marnes à nu), et deux autres sur des terrains cultivés :

- sur le bassin de Houay Pano, au Laos : rizières sur des pentes de 80 à 120 %
- sur le bassin de La Loma au Mexique, cultures sur des pentes de 10 à 50 %.

La variabilité est toujours forte. Mais le tableau 13 montre que la variation des infiltrations est plus forte sur terrain naturel ; c'est probablement dû à une certaine « homogénéisation » du sol par les labours.

Tableau 13. Variabilité spatiale de K (mesurée au Trims, -10 mm de succion) sur divers milieux

Site	état	nombre de mesures	surface concernée	coefficient de variation
Sierra Madre Occidentale	naturel	360	400 km ²	1.38
Draix	naturel	40	2000 m ²	1.44
La Loma (Mexique)	cultivé	20	53 ha	0.82
Houay Pano (Laos)	cultivé	54	80 ha	0.57

5^{ème} partie : Conséquences hydrologiques au niveau du bassin

Les travaux géomorphologiques menés dans les Alpes du Sud ont surtout concerné l'érosion ; mais les conclusions des travaux communs menés avec Emmanuèle Gautier (maître de Conférence à Paris 12) (Descroix et Gautier, 2002 –article joint) ont permis de cerner les liens entre versants et cours d'eau à l'échelle de la vallée du Buëch. Quatre grands types de conclusions ont pu être apportées :

- au niveau hydrologique, on a remarqué (Gautier, 1992) que **les crues étaient moins nombreuses depuis la fin du 19^{ème} siècle** ; c'est vrai que la période antérieure avait connu dans la vallée du Buëch 2 phases majeures de torrentialité (1770-1790 et 1840-1890) avec 3 grandes crues (novembre 1843, mai 1856 et octobre-novembre 1886) ; par ailleurs cette auteure remarque une disparition des crues d'été et une apparition de crues d'hiver, pratiquement inexistantes auparavant ;

- au niveau hydrographique, on constate au 20^{ème} siècle une **stabilisation notoire des chenaux** des cours d'eau, et une diminution de 48 % de la largeur moyenne de leur bande active, ainsi que l'invasion des lits majeurs par la végétation ;

- au niveau des bilans sédimentaires, on assiste à un **déficit de matériaux**, qui s'est traduit par un enfoncement de 1 à 3 mètres du lit du Buëch et de ses affluents ; ceci est imputé, chronologiquement, aux digues, au reboisement, aux extractions et aux barrages. Dans l'ordre des paramètres, le plus important est bien sûr l'extraction de granulats ; mais la reforestation (artificielle sur les terrains les plus dégradés, naturelle ailleurs, sur les plus grandes étendues) a pu, avec 50 ou 70 ans de retard, jouer, en même temps que les extractions, à partir de la décennie 1970, un rôle important dans le franchissement d'un seuil et la rupture d'un équilibre relatif (Descroix et Gautier, 2002). On a constaté cet enfoncement des lits sur affluents non influencés par le Buëch, et n'ayant connu ni endiguement ni construction de seuil ou de barrage ; cela laisse à penser que la seule reforestation peut du moins sur des cours d'eau secondaires, suffire à expliquer le déficit sédimentaire.

- au niveau pluviométrique, on note une évolution (déjà remarquée par Brisse, 1966) de l'ordre des saisons de la plus pluvieuse à la plus sèche, dans l'ensemble des Alpes du Sud (voir Descroix et Gautier, 2002, fig.4).

Quel est le lien entre ces diverses observations ? le premier c'est que le reboisement semble avoir provoqué une nette diminution des apports sédimentaires des versants, et, partant, une modification durable des lits des rivières ; le reboisement pourrait aussi expliquer le fait que les crues soient moins prononcées depuis un siècle. Enfin, un facteur climatique a pu permettre le franchissement d'un « seuil de torrentialité » c'est la diminution des précipitations estivales. Un point reste à démontrer, c'est que le fait que cette diminution soit bien moindre dans les massifs qui ont connu le plus fort reboisement (Préalpes de Digne et du Verdon, Ventoux-Lure, Baronnies et Diois) est lié ou pas justement à la progression drastique de la couverture forestière.

Vers une modification sensible du bilan de l'eau du bassin du Nazas ?

Ce sont ces observations sur les cours d'eau sud-alpins, et la constatation de la très forte dégradation des versants dans la Sierra Madre qui nous ont amené à proposer, dans le cadre du programme de recherche Orstom/Cenid-Raspa, une analyse des débits sur les données existantes des stations contrôlant les principaux cours d'eau de la Sierra, à savoir le Rio Ramos et le Rio Sextin.

Avant d'analyser le comportement des séries de données pour y rechercher des variations sur la durée, on a recherché systématiquement les tendances et les ruptures dans les séries pluviométriques et hydrométriques. Il est apparu qu'aucune tendance ni rupture ne venait entacher la représentativité du jeu de données (débit moyens journaliers du Rio Ramos à la station Salomé Acosta de 1970 à 1998 ; et du Sextin à Sardinias de 1971 à 1997).

Dans le bassin du Nazas au Mexique, les recherches ont montré les éléments suivants :

- en terme de **volume total annuel**, ni les pluies ni les écoulements des deux principaux cours d'eau du haut Nazas ne montrent de tendance définie à la hausse ou à la baisse. Apparemment, la déforestation et le surpâturage n'ont pas changé les coefficients d'écoulement annuels des rivières de la Sierra Madre Occidentale. Cela coïncide avec les résultats des travaux réalisés dans le Massif Central (Andreassian, 1999) et dans les Appalaches (Bent, 1994). Ces auteurs n'ont pas constaté de relation entre les volumes annuels écoulés et la modification du couvert végétal. La difficile détection de tendances statistiques dans les chroniques du fait de séries trop courtes et des erreurs de mesures supérieures aux tendances, ainsi que la variabilité spatiale et temporelle du milieu, peuvent relativiser les effets de la transformation physique des bassins dans la production des écoulements. Ainsi, l'installation d'une végétation secondaire peut prendre la place de la végétation initiale. De plus, les observations sur des stations expérimentales peuvent ne pas avoir de relation avec les résultats à une échelle supérieure à cause de la variabilité spatiale de l'infiltration (Descroix et al. 2002b). Pour cette raison, la recherche des tendances hydriques ne doit pas se limiter aux séries de données totales de débits. Des paramètres de comportement du régime des bassins versants peuvent être des indicateurs plus sensibles aux changements ténus.

- on s'est donc surtout intéressés aux **régimes et à leur évolution** ; cela a constitué l'essentiel des travaux de la thèse de David Viramontes (Viramontes, 2000). Ceux-ci, de même que d'autres analyses menées postérieurement (Viramontes et Descroix, 2002b), ont abouti à l'ensemble de conclusions suivantes :

- le rapport entre le **coefficient d'écoulement de crue et le coefficient d'écoulement de base**, tels que définis par Gustard et al. (1989) a augmenté de la décennie

1970 à la décennie 1990 ; la proportion de l'écoulement de base dans l'écoulement total et en constante diminution sur cette période ;

- le **temps de réponse** des bassins aux précipitations a diminué de 2 % dans le bassin du Sextin et de 6 % dans celui du Ramos ;

- l'**indice de régression du débit de base**, k_{bf} (Tallaksen, 1995), mesurant la vitesse du retour au débit de base après une crue, augmente des années, a augmenté aussi durant la période considérée, ce qui traduit une diminution du "temps de ressuyage du bassin";

- on a aussi emprunté à ce dernier auteur l'**indice de récession en deux jours** (*2-days recession index*), qui augmente dans les deux bassins, signe également d'un écoulement plus rapide et une moins bonne rétention d'eau par le bassin;

- enfin, on a utilisé le modèle Nazasm à l'échelle de ces deux grands bassins, et on a constaté que les valeurs de α , qui est l'inverse du temps de ressuyage du bassin, augmentaient de décennie en décennie.

Si les deux premiers indices utilisés n'ont donné des résultats statistiquement significatifs que dans l'un des deux bassins (le Ramos pour le rapport entre indice d'écoulement de base et indice d'écoulement de crue; le Sextin pour le temps de réponse), l'autre bassin obéissait aussi à cette évolution et l'évolution constatée avec les trois derniers outils utilisés est partout la même. Il y a bien convergence des résultats, même si certains d'entre eux sont peu marquants.

Concomitance ou corrélation ?

Il y a donc bien une modification des conditions et des formes de l'écoulement ; elle est ténue et loin des changements drastiques constatés par exemple dans les Cévennes, le Plynlinnon ou les bassins de l'Oregon ; ceci est dû à la faiblesse de l'écoulement (une lame écoulée d'environ 100 mm par an). Mais il y a une très forte convergence de nombreux indices pour déduire que ce que l'on a observé à l'échelle de la parcelle se produit aussi à l'échelle du bassin.

On constate par ailleurs une dégradation très forte de la végétation et des sols, par la comparaison in-situ de rares parcelles protégées et aussi par l'interprétation de photos aériennes et d'images satellitaires.

Scientifiquement, reste aussi à résoudre la question du lien entre ces deux propositions ; la modification des écoulements est-elle liée aux changements d'usage des sols ? Ma formation de géographe et la prise en compte des données « anthropiques » me conduisent à penser que la concomitance des deux faits est bien une corrélation ; mais objectivement, cela relève encore de l'hypothèse de travail.

Conclusion : et les pluies ??

Toute étude hydrologique, à l'échelle de la parcelle comme à celle du bassin, doit comporter en entrée les précipitations ; si l'information est trop partielle (trop peu de stations, ou faible qualité des stations), il faut essayer de la compléter ou de la critiquer de manière à introduire une information satisfaisante. Une des méthodes permettant de pallier la faible densité d'un réseau est de « régionaliser » l'information.

Dans le contexte mexicain, on a voulu savoir si la distribution spatiale des précipitations obéissait à une logique zonale, et si des paramètres régionaux ou locaux influençaient cette répartition géographique. Cela a fait l'objet de travaux sur les séries de données grâce à la

Méthode du Vecteur Régional (Descroix et al. 2002c). La thèse (en cours d'achèvement) de Alfonso Gutierrez sur l'étude stochastique des précipitations et leur répartition et comportement inter-annuel en fonction du relief et de divers paramètres devrait apporter des éléments complétant l'analyse régionale et la détermination ébauchée des « régions pluviométriques ». Une dernière campagne réalisée à l'automne 2002 pour étudier le lien entre pluviométrie et couvert végétal devrait apporter un nouvel éclairage sur le rôle de la rugosité liée à la végétation ; pour s'affranchir du rôle bien plus important joué par la rugosité liée au relief, cette campagne de relevés se fera uniquement sur la partie tabulaire de la Sierra Madre Occidentale (du sud de l'état de Durango au sud de celui de Chihuahua).

Partant des deux constats suivants :

- la « méditerranéisation » du régime des précipitations a été moins rapide dans les secteurs les plus reboisés des Alpes du Sud,
- la diminution des pluies au Sahel a été précédée puis accompagnée d'un très fort déboisement des forêts tropicales des secteurs bordant au Nord le Golfe de Guinée et le sud-ouest de l'Afrique de l'Ouest,

On peut se poser la question d'une éventuelle incidence de la végétation sur la répartition des précipitations, du fait de sa rugosité. C'est une des questions scientifiques que je souhaite aborder dans les prochaines années, en menant des recherches sur le rôle des haies et des massifs forestiers dans la répartition des pluies au Sahel.

Conclusion de la conclusion ou l'importance du travail d'équipe

Les travaux réalisés dans les Alpes ont été menés dans le cadre d'une collaboration entre le Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie (LA 260 CNRS Lyon 2) et le projet Orstom-BRGM dit « des BVRE PACA ». Ils m'ont permis d'acquérir, grâce à l'expérience de Jean Claude Olivry et Jacques Hoorelbeck (de l'ex-Orstom), les techniques météorologiques et hydrologiques utiles dans toute recherche sur le ruissellement et l'érosion. Ces travaux ont été l'occasion de co-encadrer, sur le terrain, une dizaine de stagiaires français (géographes et ingénieurs) et africains (de l'Agrhymet en particulier).

Les travaux menés dans la Sierra n'ont pu être dirigés que durant deux années par Jean François Nouvelot, responsable Orstom du projet « Nazas », celui-ci étant ensuite parti à la retraite. Mais c'est lui qui a lancé le programme et permis de réaliser tout ce qui a été fait, et qui a construit le cadre méthodologique et scientifique du projet.

Par ailleurs, les campagnes de terrain comme la critique et l'interprétation des résultats ont été un vrai travail d'équipe, et d'une équipe franco-mexicaine dont font ou ont fait partie, outre Jean François Nouvelot : Jose Luis Gonzalez Barrios, Juan Estrada et Laura Macias du Cenid Raspa (Gomez Palacio), David Viramontes, de l'IMTA de Cuernavaca, Eva Anaya de la UJED (fac de Durango). Le travail d'équipe est aussi à la base de la bonne entente des tandems franco-mexicains des stagiaires et étudiants, en particulier les 4 stagiaires de l'ISTOM et leur 4 alter ego de la UAAAN (fac agraire de Torreón), et les dynamiques étudiants en géographie de l'Université Joseph Fourier.

Perspective scientifique

Perspectives de recherches

Le cheminement scientifique que j'ai suivi a été guidé par l'intérêt pour les problèmes de développement. Les contraintes qu'impose le Milieu aux activités humaines (et en particulier les activités rurales, agriculture, élevage, sylviculture), et les transformations que provoquent ces activités sur l'état des sols et des ressources en eau m'ont semblé être un axe de recherche malheureusement promis à un grand avenir. Si dans les Alpes du Sud, on peut avoir l'impression que la Nature reprend ses droits, à voir les versants envahis de broussailles se transformant peu à peu en forêts, c'est bien sûr un contexte particulier de pays nanti où l'économie rurale étant marginalisée car produisant relativement peu, les espaces les moins productifs sont délaissés en priorité, devenant des espaces de récréation. Ce relatif abandon de l'espace, cette déprise rurale, elle ne concerne que les pays « riches », et les montagnes de l'Europe de l'Ouest en particulier.

Partout ailleurs, et dans les pays dits « du Sud », où est appelé à intervenir l'IRD, c'est la logique inverse qui domine. L'espace est de plus en plus exploité, les forêts, les savanes et les pâturages de qualité reculent devant les secteurs surexploités, érodés ou pollués. Ce type de contexte, j'avais déjà eu l'occasion de le trouver lors des travaux de terrain réalisés sur les fleuves Sénégal, Gambie et Casamance. Mais les paysages rûpés de la Sierra Madre Occidentale et la problématique scientifique qui nous étaient posée au Nord du Mexique, à savoir les conditions de pérennisation des rares ressources en eau, m'ont incité à faire des conditions du ruissellement et de l'érosion des sols ma principale thématique de recherche.

Il m'est apparu évident que la végétation jouait le rôle clé dans les montagnes dans lesquelles j'ai eu à travailler. Je pense que cela a un rôle encore plus important dans le contexte sahélien où le climat lui-même semble avoir évolué depuis une trentaine d'années.

Les questions scientifiques dont je voudrais approfondir la connaissance sont les suivantes :

- **quel est l'impact des changements d'usage des sols sur les états de surface ?**
- **en conséquence, quel est le fonctionnement hydrodynamique des nouveaux états de surface ?**
- **quelles en sont les conséquences en terme de bilan de l'eau à l'échelle locale et régionale ?**
- **la rugosité de la végétation joue t'elle un rôle dans la répartition des précipitations ?**

Le chantier mexicain de La Loma (dans le haut bassin du Cutzamala, états de Mexico et Michoacan) prend de l'ampleur et des données intéressantes ont été accumulées durant la saison des pluies 2002, permettant de cerner l'originalité du fonctionnement hydrologique des andosols. La forêt y tient un grand rôle, ainsi que les différents types de culture ; l'érosion et le ruissellement accéléré sont susceptibles de progresser dans ce bassin où l'on déboise des pentes de plus en plus raides pour agrandir l'espace cultivé (les valeurs de pente approchent 100% localement, comme dans le bassin de Houay Pano, au Laos).

Par ailleurs, les chantiers « alpins » de Draix (marnes érodées) et du Verderet (bassin péri-urbain), sur lesquels des veilles sont assurées, sont susceptibles d'apporter des informations sur la végétalisation pour le premier, sur l'urbanisation pour le second, et leur influence sur le ruissellement et l'érosion.

Ces chantiers vont continuer à fonctionner (animés en particulier par HVA pour Draix et La Loma) ; il me paraît primordial de maintenir le contact avec l'équipe-projet HVA, de considérer ses chantiers, comme des laboratoires d'essai météorologiques et comme des sources d'enseignement sur les thématiques scientifiques abordées ; une étude de la distribution

spatiale des pluies sur le Cutzamala permettrait de compléter le volet mexicain des acquis déjà réalisés dans ce domaine.

Mais c'est vers les pays du Sahel que mes travaux de recherche doivent s'orienter dès maintenant. **Je souhaite intégrer la composante ATIRE** (Atmosphère Tropicale et Impacts sur la Ressource en Eau ; responsable Thierry Lebel), contribution du LTHE au projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) afin d'y animer un programme hydrologique intitulé

« Le rôle de la végétation dans l'hydrologie sahélienne »

Il s'agit dans ce cadre-là, de :

- **développer un projet scientifique sur la question des interactions entre la végétation et le cycle hydrologique en zone semi-aride ;**
- **contribuer à l'important effort d'observation dont l'IRD a la responsabilité dans le cadre du projet AMMA ;**
- **faire fructifier et renforcer le partenariat existant avec les différentes institutions nationales et régionales implantées à Niamey.**

Programme Scientifique

« Le rôle de la végétation dans l'hydrologie sahélienne »

Antécédents

Après 10 années de travail sur l'érosion dans les marnes noires des Alpes du Sud, puis 10 ans sur le fonctionnement hydrologique des bassins de la Sierra Madre Occidentale, consacrés surtout à des recherches sur les conséquences du déboisement et du surpâturage sur les bilans de l'eau, il me paraît utile et nécessaire de changer à la fois de thématique scientifique, de chantier et de contexte scientifique et culturel.

Les travaux menés tant dans les Alpes du Sud qu'au Nord-Mexique se sont intéressés à la gestion hydrologique des milieux : dans les Alpes du Sud, on a pu constater, un siècle après l'efficacité et les limites de la politique de Restauration des Terrains en Montagne ; au Nord-Mexique, on a cherché à cerner tant à l'échelle des parcelles et des bassins expérimentaux qu'à celle des grands bassins, l'effet de la surexploitation de l'espace sur les régimes hydrologiques ; dans un cas comme dans l'autre, on s'est intéressé à la régionalisation des précipitations.

Le vaste chantier sur la mousson ouest-africaine me semble tout à fait indiqué pour essayer d'approfondir les connaissances et tenter des approches appliquées sur le thème des interactions entre la végétation et les fonctionnements hydrologiques des milieux (en allant jusqu'à une gestion hydrologique de la végétation et des milieux sahéliens), ainsi que des inter-relations entre végétation et répartition des pluies à l'échelle locale et régionale. En effet, la question de la part relative de la variabilité climatique et de celle, d'origine anthropique, des usages de l'espace, sur le cycle de l'eau, est une des questions centrales qui est posée au projet AMMA.

Projet et objectifs scientifiques

Le présent projet scientifique s'articule autour de deux axes principaux , ce qui sous entend une affectation de quelques années sur place si possible :

1- Végétation et ruissellement. Il s'agit de déterminer aux échelles locale et régionale le rôle de la végétation dans la formation du ruissellement. On cherchera à démontrer le rôle des

massifs de broussailles et forestiers dans l'hydrologie de bassin-versant, des formations végétales naturelles à l'échelle de la parcelle expérimentale ou des champs villageois.

2- Végétation et micro-climats. L'existence de liens entre couvert végétal et pluviométrie est controversée mais elle a fait et fait encore l'objet de multiples modélisations. On cherche ici à déterminer sur le terrain et à l'échelle locale l'existence d'inter-relations entre la répartition des pluies et les formations végétales, par l'intermédiaire des rugosités et des changements d'albédo qu'elles supposent.

Pour mieux coller à la réalité terrain, et pour améliorer les connaissances précises dans les deux problématiques, une application de cette forme de « génie biologique » en matière de ruissellement et de climat sera réalisée si cela s'avère possible.

Méthodologies existantes et à défricher

- l'étude hydrologique suppose l'équipement de parcelles et de bassins versant expérimentaux ; afin d'être plus en rapport avec la réalité sociale et de pouvoir introduire les aspects culturels et sociaux du fait hydrologique (trop souvent délaissés), les installations expérimentales se feront autant que possible dans un cadre villageois ; il s'agit d'installer parcelles et bassins de manière à mesurer l'impact de haies (à constituer) et des formations végétales naturelles sur le ruissellement et l'infiltration (par exemple sur le terroir, déjà suivi, de Banizoumbou) (Hoepffner et al., 1996).

- On pourra aussi s'appuyer sur l'équipement des parcelles et bassins-versants du programme Hapex-Sahel (Hoepffner et al., 1996), encore opérationnels pour l'essentiel, pour analyser les relations entre l'évolution du manteau végétal, qui a continué à se dégrader, et les éventuels changements en terme de processus hydrologiques, et ce près de 10 ans après la fin de ce programme. La couverture végétale pourra être cartographiée par télédétection, et une actualisation des données déjà acquises dans ce domaine lors du programme Hapex pourra être faite. Une étude sur les jeux de données existantes au niveau du Sahel (mesures hydro-pluvio dans des zones où le couvert végétal est connu) complètera ce dispositif.

- Des études préliminaires menées notamment lors de la phase intensive d'Hapex-Sahel (1992), ont fait apparaître des effets de persistance de gradients pluviométriques au cours des saisons des pluies, qui pourraient s'expliquer par une rétro-action de la surface (humidité, végétation) sur l'organisation de la convection. Ces résultats expérimentaux appuient ceux obtenus par différentes équipes par modélisation sans pour autant que l'on ait établi définitivement la validité de ce scénario. Je propose donc, en s'appuyant sur le réseau existant (important sur le degré carré de Niamey) et en l'étayant à un coût raisonnable (par l'installation d'un réseau de totalisateurs répartis en fonction de la thématique « végétation » adoptée avec appareils dans les massifs végétaux et à leurs abords, et a contrario dans les zones les plus dénuées de végétation, en essayant de constituer des transects ou des unités où les conditions par ailleurs soient les mêmes), et en relation avec les actions en cours de l'ICRISAT, de suivre un dispositif renforcé afin d'améliorer les connaissances dans ce domaine, primordial pour la gestion future des ressources en eau. On pourra aussi s'appuyer sur les connaissances acquises entre temps sur le terrain mexicain, puisqu'un recensement des postes pluviométriques doit y être réalisé à l'automne 2002, complété d'un levé de « rugosité » de la végétation ; on en attend une avancée dans la connaissance des facteurs locaux de la distribution et de la forme des champs de pluie. Ceci pourra étayer l'étude de la « macro-rugosité » (le relief), assurée, à cette échelle, grâce au logiciel Pluvia (mis au point par les collègues de l'ex-Cereg de Strasbourg). A l'échelle régionale, les principaux paramètres à considérer sont à présent en grande partie connus : les analyses statistiques

(ACP, AFC, CAH) et la Méthode du Vecteur Régional (Hiez et Cochonneau, 1992), déjà éprouvées, pourront être utilisées pour cerner les paramètres de cette distribution.

- Un suivi d'état de la végétation et des sols doit être prévu sur une aire assez étendue (le degré carré de Niamey ?) pour connaître régulièrement (tous les 2 ou 3 ans) l'état du manteau végétal. Sa dégradation apparente depuis l'expérience Hapex doit être évaluée et il faut pouvoir dire si cette dégradation continue et estimer s'il y a moyen de l'arrêter ou de la limiter, surtout s'il s'avère que la végétation a un rôle dans le cycle aérien de l'eau. L'acquisition de scènes satellitaires est d'ores et déjà à prévoir.

Avancées attendues

On attend des avancées méthodologiques tant au niveau expérimental (gestion de parcelles de mesure dans un cadre villageois) qu'au niveau du traitement géostatistique des données pour déterminer le rôle des formations végétales sur les composantes précipitations, ruissellement, infiltration, de manière à pouvoir faire des propositions de gestion de l'espace et de génie biologique en collaboration avec les paysans en vue d'atteindre une durabilité voire un rétablissement de la fertilité des sols sans nuire aux productions et aux coutumes locales.

Un volet expérimental « appliqué »

Dans le but de comprendre le rôle hydrologique des masses végétales, il est prévu, dans le cadre du futur chantier nigérien, de mettre en défens quelques parcelles et de planter des petits massifs ou des haies, dont la rugosité est plus importante pour un espace moindre. L'idéal serait de planter des acacias, dont le rôle dans le cycle de l'azote peut apporter un plus aux systèmes cultureux.

Mais si la possibilité financière nous en est offerte (appel d'offres à prévoir sur ce volet-là), il est envisagé de tenter de généraliser des haies sur un ou plusieurs villages, afin de voir comment elles sont acceptées par la population et s'insèrent dans le paysage et l'économie locale, et à moyen terme, de déterminer si elles ont un impact hydrologique à l'échelle du bassin ou du versant. Pour cela, il faut bien sûr l'accord des populations concernées et leur prise de conscience de l'intérêt de ce type de « génie biologique ». Un essai de constitution de haies de « nebedaï » (déformation indienne de « never die »), une variété d'acacia qui a fait ses preuves comme complément d'alimentation humaine et comme fourrage pourra être tenté si les conditions socio-économiques locales le permettent.

Enfin, au cas où l'idée en soit acceptée, on pourrait envisager de généraliser les haies sur un grand terroir ; au cas où il s'avère que la nouvelle rugosité a un impact sur la répartition spatiale des pluies.

Contribution au système d'observation CATCH

Je propose une supervision du système d'observation CATCH (pluie, ruissellement, érosion nappes) sur le degré carré de Niamey, qui constitue l'une des composantes de l'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) labellisé ; l'équipe nigérienne est au point et compétente mais nécessite un encadrement pour la mise en forme et la synthèse des données (recueil, critique, etc).

Collaborations

Des collaborations sont à prévoir :

- avec des partenaires nigériens comme la Direction de la Météorologie Nationale (DMN) du Niger pour la gestion du réseau ;
- au niveau scientifique, avec des partenaires régionaux, comme l'ICRISAT (International Crops Research Institute for Semi-Arid Tropics), qui assure le suivi du terroir de Banizoumbou depuis 1995, mais aussi avec l'Université de Niamey (fac de biologie), et les institutions de recherche nigériennes; avec des partenaires du Nord impliqués dans des projets de recherche appliquée en hydrologie et en agronomie (Cirad entre autres).
- au niveau institutionnel (AMMA) avec l'AGRHYMET.
- pour le suivi de la végétation, une collaboration avec le Centre de Suivi Ecologique de Dakar sera très utile : ce centre reçoit en permanence et en temps réel les images NOAA-AVHRR de l'Afrique de l'Ouest.

Encadrement

Ce projet suppose le soutien et la formation d'étudiants chercheurs tant nigériens (ou provenant de la sous-région) que français ou de pays du Nord. 2 ou 3 stagiaires de niveau maîtrise, DEA ou diplôme d'ingénieurs par an et sur 4 ans, 2 ou 3 doctorants (avec au moins l'un d'entre eux provenant du Sud), paraissent constituer un objectif raisonnable.

D'ores et déjà, un DEA est prévu en 2002-2003 (encadrement conjoint avec Arona Diedhiou, CR IRD-LTHE) sur le rôle de la végétation dans la distribution des pluies à l'échelle locale, avec application au Nord-Mexique. Une thèse sur ce sujet sur le terrain Ouest Africain serait à prévoir pour débiter à la rentrée 2003.

Intégration dans AMMA et prise en compte des missions de l'IRD et des objectifs scientifiques du LTHE

Ce projet s'inscrit dans le cadre d'AMMA et vise à renforcer sa composante hydrologique. Les collaborations prévues de même que les projets d'application en agronomie et aménagement des terroirs entrent dans les missions de recherche en coopération de l'IRD. Enfin l'étude du rôle de la végétation en lien avec la pluviométrie et avec les processus hydrologiques fait le lien entre les trois équipes du LTHE qui abordent ces problématiques (HMET, H2B et P2H).

La **coopération scientifique** avec les pays du Sud est clairement une mission de l'IRD. Les perspectives de recherche développées ici l'incluent comme mission prioritaire. Il faut aider nos partenaires des pays en développement à acquérir les outils de travail, les méthodologies et les sources d'information que le manque d'environnement scientifique de leur pays ne leur permet pas d'acquérir. En contrepartie, il est évident qu'il faut tout faire pour assurer la **meilleure formation possible** aux stagiaires, étudiants, étudiants chercheurs, jeunes chercheurs des pays dans lesquels sont menées nos recherches. C'est probablement là que notre apport de chercheur de l'IRD est le plus constructif, comme l'a enseigné l'expérience nord-mexicaine. Il faut aussi apprendre beaucoup de nos partenaires, qui ont l'expérience de leur terrain, de leur société (dont il faut toujours tenir compte), et qui ont des priorités qui peuvent être différentes de nôtres, ne serait-ce que pour des raisons culturelles.

Mon projet veut s'inscrire également dans le cadre des priorités données au niveau des organisations internationales pour la préservation du Milieu Naturel et des ressources renouvelables, comme cela a été mis en exergue par les conférences de Rio (1992) et Johannesburg (2002). Par ailleurs, le volet africain qui sera mis en chantier en 2003 entre aussi dans les priorités africaines telles que définies par le NEPAD approuvé en 2001 par les assemblées du continent. Il prétend se situer à l'intersection de plusieurs thèmes scientifiques

récurrents et dont la société en général demande qu'il y soit au plus vite apportés des éléments de réponse :

- la surexploitation de l'espace et des ressources naturelles ;
- leurs conséquences sur le changement d'usage des sols, et sur le changement climatique ;
- la préservation du milieu et des ressources dans une optique de « durabilité ».

Conclusion : de l'hydrologie à l'hydropolitique

Yann Arthus Bertrand (photographe « aérien » de renommée mondiale) a pris des photos sur lesquelles on devine d'avion le tracé de la limite d'un ex-bantoustan en bordure de la province sud-africaine du Kwazulu-Natal, tellement les sols et la végétation y sont rûpés par le surpâturage. Michel Foucher (spécialiste français de géopolitique) a rapporté en 1985 des images de l'érosion drastique causée par le piétinement du bétail autour des camps de réfugiés afghans du nord du Pakistan (communication personnelle). Le déboisement des zones qui entourent Dakar a vu sa vitesse multipliée par 2 ou 3 après 1992, quand la pression des organisations financières mondiales a contraint le gouvernement sénégalais à interrompre le subventionnement du gaz, provoquant une augmentation en flèche de la consommation de charbon de bois. Les limites entre ex-communautés rurales et propriétés privées sont inscrites dans le paysage comme sur les images satellitaires du nord du Mexique, tant est surpâturé l'espace des ex-ejidos : ceux-ci ont hérité des plus mauvaises terres lors de la Réforme Agraire de 1936, et contrairement aux propriétaires, n'ont jamais eu les moyens financiers de creuser des puits, assurer une bonne gestion du pâturage, acheter les espèces bovines sélectionnées qui leur auraient permis de réduire le nombre de têtes de bétail, acheter du soja américain lorsque la sécheresse réduit la productivité fourragère des pâturages...

Il est toujours difficile de faire abstraction du contexte socio-culturel des bassins versants pour en comprendre l'évolution des usages du sol. Mais il est parfois nécessaire aussi de faire intervenir des paramètres extérieurs qui semblent a priori bien loin de nos parcelles de contrôle du ruissellement et de l'érosion. S'il n'est pas question d'en faire un objet de recherche, la prise en compte de la dimension géopolitique m'a permis de trouver d'autres chemins d'information et de raisonnement pour saisir les liens entre l'Homme et l'environnement en général et de savoir prendre en compte, comme pour l'étude des paramètres climatiques et hydrologiques, les dimensions locales, régionales et globales. Qui jurerait que l'augmentation de 19 % de la production de gaz à effet de serre par les américains depuis le sommet de Rio (1992) n'aura pas d'incidence sur la pluviométrie au Nord-Mexique, voire au Sahel ?

Références bibliographiques citées dans le texte

- Ambroise B. (1998) - Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1 - Processus et facteurs. *Revue de Sciences de l'Eau*, 4, 471-495.
- Andreassian V. (Coordinateur). 1999. *Indicateur d'impact de l'évolution du couvert forestier sur la ressource en eau à l'échelle des bassins versants des Cévennes et de la Montagne noire*. Programme Environnement, Vie et Société CNRS, Rapport Final.
- Bent, G. C., 1994. Effects of timber cutting on runoff to Quabbin Reservoir, Central Massachusetts. In MARSTON R. A., HASFURTHER V. R. (eds). *Effects of Human-Induced Changes on hydrologic Systems*. AWRA Annual Summer Symposium. Am. Water Res. Ass., pp. 187-196.
- Bergkamp G. (1998) - A hierarchical view of the interactions of runoff and infiltration with vegetation and micro-topography in semiarid shrublands. *Catena*, 33, 201-220.
- Bosch J.M. et Hewlett, J.D. 1982. "A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration". *Journal of Hydrology*, no. 55, pp. 3-23.
- Boyer, C., 1999. Variabilité spatiale du comportement hydrodynamique des versants dans la Sierra Madre Occidentale. Mémoire de maîtrise de géographie, Institut de Géographie Alpine, UJF-Grenoble, 108 p.
- Braud, I., Fernández, P.C., Bouraoui, F., 1999. Study of the rainfall-runoff process in the Andes region using a continuous distributed model. *J. of Hydrol.*, 216:155-171.
- Braud, I., Viche, A.I.J., Zuluaga, J., Fornero, L., Pedrani, A., 2001. Vegetation influence on runoff and sediment yield in the Andes region: observation and modelling. *J. of Hydrol.*, 254:124-144.
- Brisse, H., 1966. L'évolution du régime moyen des précipitations dans les Alpes Françaises pour deux périodes de référence : 1881-1910 et 1931-1960. Ed. Centre d'Etudes Phytosociologiques et écologiques, CNRS Montpellier, France, 80 p.
- Bufalo, M. (1989) L'érosion des terres noires dans la région du Buëch (Hautes-Alpes, France). Thèse de Géologie, Université Aix-Marseille III, France.
- Calder I.R., Hall L.R., Bastable H.G., Gunston H.M., Shela O., Chirwa A. and Kafundu R. (1995) - The impact of land use change on the water resources in sub-Saharan Africa : a modelling study of lake Malawi. *Journal of Hydrology*, 170, 123-135.
- Casenave A. et Valentin C. (1989) - *Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration*. Col. Didactique. Editions ORSTOM, Paris, 229 p.
- Caugant, C., 1998. Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique de bassins versants du Massif Central. Mém. DEA, Géomorphologie. Université Paris 1, Cemagref, 153 p.

- Cemagref (1997) Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne. *Actes du colloque de Digne "Experimental catchments of Draix: a field laboratory for mountains erosion studies"*, Cemagref, France.
- Chevallier, P. , 1983. L'indice des précipitations antérieures. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.*, Vol.XX, n°3-4: 179-189.
- Combes, F. (1981) Le barrage du Seignon, un exemple de sédimentation. *Actes du Colloque de Propriano, la gestion régionale des sédiments, doc. du BRGM*, **30**, 101-104.
- Cosandey C., Boudjemline D., Roose E. et Lelong F. (1990) - Etude expérimentale du ruissellement sur des sols à végétation contrastée du Mont Lozère. *Z für, Geomorphologie*, 34 (1), 61-73.
- Cosandey, C., 1995. La forêt réduit-elle l'écoulement annuel ? *Annales de Géographie*, 581-582, pp 7-25.
- Croke J., Hairsine P. et Fogarty P. (1999) - Runoff generation and re-distribution in logged eucalyptus forests, south-eastern Australia. *Journal of Hydrology*, 216, 56-77.
- Descroix, L., 1988a. Les formes d'érosion dans les Alpes du Sud. In Revégétalisation des espaces ravinés. Rapport technique Cemagref, 55 p., Grenoble.
- Descroix, L., 1991. Déprise agricole et risques naturels. In « Les versants du soleil », mémoires et documents de l'Académie de la Val d'Isère, vol. XXI, PIREN-CNRS, pp. 129-146.
- Descroix, L., 1994. L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud. Thèse de doctorat, Université Lyon II, 300 p.
- Descroix, L., Viramontes, D., Vauclin, M. , Gonzalez Barrios, J.L. and Esteves, M., 2001. Influence of surface features and vegetation on runoff and soil erosion in the western Sierra Madre (Durango, North West of Mexico). *Catena*. 43-2 :115-135.
- Descroix, L., 2002. Le rôle de l'homme dans l'entretien et la dégradation des sols des régions à faible densité de population ; analyse à travers trois cas de figures. *Revue de Géographie de Québec*, vol. 46, n°128 :215-235.
- Descroix, L. et Gautier E., 2002. Hydric erosion in Southern French Alps: climatic and human mechanisms. *Catena* 50 : 53-85.
- Descroix, L., Nouvelot, J.F. and Vauclin, M., 2002a. Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western Sierra Madre (North-west Mexico). *Journal of Hydrology*, 263:114-130.

- Descroix, L., Gonzalez Barrios, J.L., Vandervaere, J.P., Viramontes, D., Bollery, A., 2002b. An experimental analysis of hydrodynamic behaviour on soils and hillslopes in a subtropical mountainous environment (Western Sierra Madre, Mexico). *Journal of Hydrology*, 266: 1-14.
- Descroix, L., Nouvelot, J.F., Estrada, J. et Lebel, T., 2002c. Complémentarités et convergences de méthodes de régionalisation des précipitations ; application à une région endoréique du Nord-Mexique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 14(3) :281-305.
- Descroix, L. et Mathys, N., 2002 . Processes, spatio-temporal factors and measurements of current erosion in French Southern Alps : a review. *Earth Surface Processes and Landforms* (sous presse).
- Descroix, L. et Olivry, J.C., 2002. Spatial and temporal factors of hydric erosion in black marls bad lands of the French southern Alps. *Hydrological Sciences Journal*, 47(2) : 227-242.
- Dufeu, R., 1998. Les paramètres du ruissellement et de l'érosion: l'impact du surpâturage dans la Sierra Madre Occidentale (Mexique). Mémoire de fin d'études, ISTOM, Cergy Pontoise, 72 p.
- Estrada, J., 1999. Importance et fonctionnement des petits barrages dans une zone semi-aride du Nord Mexique. Thèse de l'Université Montpellier 2, 320 p.
- Fritsch, J.M., 1990. Les effets du défrichement de la forêt amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie de petits bassins-versants en Guyane française. Thèse, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 390 p.
- Galea, G., Breil, P. et Ahmad, A., 1993. « Influence du couvert végétal sur l'hydrologie des crues, modélisation à validations multiples. » *Hydrol. Continent.*, vol. 8, n°1 :17-33.
- Gautier, E., 1992. Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch. Thèse de géographie, Université Paris X, Nanterre, France 437 pp.
- Gustard, A., Roald, L.A., Demuth, S., Lumadjeng, H.S., Gross, R., 1989. Flow regimes from experimental and network data (FRIEND). Institute of Hydrology, Wallingford (UK), 2 vol.
- Hewlett, J.D., Lull, H.W., Reinhart, K.G., 1969. In defence of experimental watersheds. *Water Resour. Res.*, 5 (1): 306-316.
- Hibbert, A.R., 1967. Forest treatment effects on water yield. In: W.E. Sppoer and H.W. Lull (Editors). *Int. Symp. For Hydrol.*, Pergamon, Oxford, 813 p.

- Hiez, G. et Cochonneau J., (1992): "MVR 1.5 : la méthode du Vecteur Régional" ; logiciel de régionalisation pluviométrique, ORSTOM-laboratoire d'Hydrologie, Montpellier.
- Hoepffner, M ;, Lebel, T. et Monteny, B., 1996. Interactions surface continentale/atmosphère: l'expérience Hapex-Sahel. Actes des Xèmes journées Hydrologiques, Montpellier, 13-14 septembre 1994; collection colloques et séminaires, Orstom Editions, 760 p.
- Hudson, J.A. et Gilman, K, 1993. « Long term variability in the water balances of the Plynilimon cathments." *Journal of Hydrology*, no. 143, pp. 355-380.
- Janeau J-L., Ruiz de Esparza R. (1992) - Cartographie des états de surface d'une toposéquence représentative du bassin versant de San Ignacio. In *Actas del Seminario Mapimi*. Instituto de Ecología – ORSTOM – CEMCA. México, 161 – 176.
- Janeau J.L., Mauchamp A., Tarin G. (1999) - The soil surface characteristics of vegetation stripes in Northern Mexico and their influences on the system hydrodynamics. *Catena*, 37, 165-173.
- Kohler, M.A. and Linsley, R.K., 1951. Predicting the runoff from storm rainfall. Weather Bureau, U.S. Dep of Commerce. *Research Paper n°34*, Washington, 9 pp.
- Kosmas, C., Danalatos, N., Cammerat, L.H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J.M., Oliveros, C., Pinna, G., Puddu, R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., Stamou, G., Tomasi, N., Usai, D., Vacca, A., 1997. The effects of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*. 29 : pp 45-59.
- Le Roy Ladurie, 1983. L'histoire du climat depuis l'An Mil. Flammarion, Paris, coll. Champs, 2 vol, 540 pages.
- Mathys, N., Brochot, S. & Meunier, M. (1996) L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du Sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins-versants expérimentaux de Draix, Alpes de Haute Provence, France). *Revue de Géographie Alpine* 84 (2), 17-28.
- Nouvelot, J.F., 1993. Guide des pratiques hydrologiques sur les petits bassins versants ruraux en Afrique tropicale et équatoriale. Ed.Orstom-CIEH, Paris, 534 p.
- Piolat, F., 2001. Comparaison de l'infiltration de l'eau dans les marnes par les infiltromètres à disques TRIMS, les cylindres et la simulation de pluie. Rapport de stage licence STU, Université Joseph Fourier, Grenoble, 20 p.
- Poesen, J., Ingelmo-Sanchez, F. and Mucher, H., 1990. The hydrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the top layer. *Earth Surf. Process. Landforms*, 15:653-671.
- Poesen J., Lavee H. (1994) - Rock fragments in top soils : significance and processes. *Catena*, 23 (1-2) 1-28.

- Poulenard, J., Descroix, L. et Janeau, J.L., 1996 : « Surpâturage et formation de terrassettes sur les versants de la Sierra Madre Occidentale », RGA, Revue de Géographie Alpine, N°2, t.84, Grenoble.
- Rodriguez, M.G., 1997. Determinación de la cobertura vegetal en la Sierra Madre Occidental para su calibración por percepción remota. Tesis de licenciatura, Escuela de Ciencias Forestales, Universidad Juárez del Estado de Durango, Durango, Mexique, 60 p.
- Roose, E., Blancaneaux, P. et Freitas, P., 1993. Un test simple pour observer l'infiltration et la dynamique de l'eau dans les horizons du sol. *Cahiers Orstom, série Pédologie*, vol. 16, n°1 :43-72.
- Rose, S., Peters, N.E., 2001. Effects of urbanisation on streamflow in the Atlanta area (Georgia, USA): a comparative hydrological approach. *Hydrol. Process.* 15 : 1441-1457.
- Ruiz Figueroa, J.F. et Valentin, C. (1983) – Effects of various types of cover on soil detachment by rainfall. Ed. *Orstom*, Abidjan, 17 p.
- Scott Munro D., Huang L.J. (1997) - Rainfall, evaporation and runoff responses to hillslope aspects in the Shenchong Basin. *Catena*, 29, 131-144.
- Serrate, C., 1978. Dynamique des versants de haute montagne : Andes Centrales péruviennes, Alpes briançonnaises. Thèse, Université Paris VII, 400 p.
- Snelder D.J., Bryan R.B. (1995) - The use of rainfall simulation tests to assess the influence of vegetation density on soil loss on degraded rangelands in the Baringo District, Kenya, *Catena*, 25, 105-116.
- Sorriso-Valvo, M., Bryan, R.B., Yair, A., Lovino, F., Antronico, L., 1994. Impact of afforestation on hydrological response and sediment production in a small Calambrian catchment. *Catena*, 25 : pp 89-104.
- Stednick, J.D., 1996. Monitoring the effects of timber harvest on annual water yield. *Journal of Hydrology*, 176:79-95.
- Tallaksen, L.M., 1995. A review of baseflow recession analysis. *J. of Hydrol.*, 1995: 349-370.
- Tarin G. (1992) - *Caracterización hidrodinámica de suelo a nivel de una formación en mogote, utilizando un simulador de lluvia en la Reserva de la Biósfera de Mapimí, Durango*. Tesis profesional, Biología, Escuela de Ciencias Biológicas, Universidad Autónoma de Coahuila, Torreón, Coahuila, Mexique, 125 p.
- Valentin, Ch. and Casenave, A., 1992. Infiltration into sealed soils as influenced by gravel cover. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 6: 1667-1673.
- Valentin C. (1994) - Surface sealing as affected by various rock fragment cover in West Africa. *Catena*, 23 (1-2) 87-98.

- Vandervaere J.P. (1995) - *Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques : analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés*. Thèse Université Joseph Fourier, Grenoble. 329 p.
- Vauclin, M. et Chopart, J-L., 1992. L'infiltrométrie multi-disques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte d'Ivoire. *Agron. Trop.*, 46 :259-271.
- Viramontes D., 2000. Comportement hydrodynamique du milieu dans le haut bassin du Nazas (Sierra Madre Occidentale, Mexique). Causes et conséquences de son évolution. Thèse de géographie de l'Université Joseph Fourier-Grenoble 1 : 450 p.
- Viramontes, David et Descroix, Luc, 2002 (a). « Modifications physiques du milieu et conséquences sur le comportement hydrologique des cours d'eau de la Sierra Madre Occidentale (Mexique). » *Revue des Sciences de l'Eau* 15/2 : 493-513.
- Viramontes, D. and Descroix, L., 2002 (b) Variability of overland flow in an endoreic basin of northern Mexico : the hydrological consequences of environment degradation. *Hydrological Processes*, sous presse.
- Woo, M., Fang, G., DiCenzo, P., 1997. The role of vegetation in the retardation of rill erosion. *Catena*, 29 : pp 145-149.

EXTRAIT DE LA LISTE
DE PUBLICATIONS

Publications reproduites dans ce document

- Descroix, L., Viramontes, D., Vauclin, M., Gonzalez Barrios, J.L. and Esteves, M., 2001. Influence of surface features and vegetation on runoff and soil erosion in the western Sierra Madre (Durango, North West of Mexico). *Catena*. 43-2 :115-135.
- Descroix, L., Nouvelot, J.F. and Vauclin, M., 2002a. Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western Sierra Madre (North-west Mexico). *Journal of Hydrology*, 263:114-130.
- Descroix, L. et Olivry, J.C., 2002. Spatial and temporal factors of hydric erosion in black marls bad lands of the French southern Alps. *Hydrological Sciences Journal*, 47(2) : 227-242.
- Descroix, L., Gonzalez Barrios, J.L., Vandervaere, J.P., Viramontes, D., Bollery, A., 2002b. An experimental analysis of hydrodynamic behaviour on soils and hillslopes in a subtropical mountainous environment (Western Sierra Madre, Mexico). *Journal of Hydrology*, 266: 1-14.
- Descroix, L., 2002. Le rôle de l'homme dans l'entretien et la dégradation des sols des régions à faible densité de population ; analyse à travers trois cas de figures. *Revue de Géographie de Québec*, vol. 46, n°128 :215-235.
- Descroix, L. et Gautier E., 2002. Hydric erosion in Southern French Alps: climatic and human mechanisms. *Catena* 50 :53-85.

Influence of soil surface features and vegetation on runoff and erosion in the Western Sierra Madre (Durango, Northwest Mexico)

L. Descroix^{a,*}, D. Viramontes^b, M. Vauclin^c,
J.L. Gonzalez Barrios^d, M. Esteves^a

^a IRD-LTHE, UMR 5564, BP 53, 38 041 Grenoble Cedex 9, France

^b Institut de Géographie Alpine, 17, rue M.Gignoux, 38 031 Grenoble Cedex, France

^c CNRS-LTHE, UMR 5564, BP 53, 38 041 Grenoble Cedex, France

^d INIFAP Cenid Raspa, Gomez Palacio, Mexico

Received 17 June 1999; received in revised form 19 April 2000; accepted 19 April 2000

Abstract

In mountainous areas, runoff and soil erosion are closely linked to soil surface features, particularly stoniness. Depending on the size of rock fragments (gravel, pebbles, stones and/or blocks) and especially the way they are integrated into the soil matrix, they may facilitate or hinder infiltration and promote soil losses. The present study examines the role of different soil surface features and their influence on runoff formation and on soil erosion in an area seriously affected by overgrazing.

Based on measurements made on hillslopes for 2 years at the plot scale, the results show that grass cover, pebbles and sand content increase runoff and erosion. Inversely, slope value, tree cover percentage, structural stability and organic matter content are negatively correlated with runoff and soil losses.

It is shown that the correlations can be explained by the major role played by the surface features on hydrologic behaviour of the hillslopes. Two main surface features were identified and hydraulically characterised, namely: (i) crusted surfaces with embedded gravel widespread on gentle slopes which induce high runoff and erosion rates; and (ii) stony surfaces, where free

* Corresponding author. Fax: +33-476-825-286.

E-mail addresses: descroix@hmg.inpg.fr (L. Descroix), lthe@hmg.inpg.fr (M. Vauclin), glzblj@raspa.inifap.conacyt.mx (J.L. Gonzalez Barrios), esteves@hmg.inpg.fr (M. Esteves).

pebbles and blocks protect the top soil against raindrops and overland flow kinetic energy and lead to reduce runoff and soil losses. © 2001 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Runoff; Soil losses; Western Sierra Madre; Overgrazing; Crusted soils; Hydraulic properties

1. Introduction

In mountain zones, overland flows are influenced by surface features, slope value and vegetation. In particular, the presence of gravel or stones affects runoff and erosion. According to Yair and Lavee (1974), on scree slopes in the Sinai desert, the presence of large boulders increases runoff while small stones decrease it. Their effects vary with the position of the gravel which can be either free or embedded into the soil surface as observed by Poesen et al. (1990). Casenave and Valentin (1989), Valentin and Casenave (1992) and Valentin (1994) observed the same difference in West Africa, where infiltration was found to be significantly increased by the presence of “gravel mulch”. In the same region, Chevallier et al. (1990) have put an emphasis on the role played by the roughness of topsoil. In South Arizona, Abrahams and Parsons (1991) showed a negative correlation between infiltration rate and stone cover in the intershrub, and a positive one under the shrubs. Poesen and Lavee (1994) and Poesen et al. (1994), in their reviews, observed that the protective effect of gravel is scale dependent. Under Mediterranean climate, Ingelmo et al. (1994) concluded on the “increase of surface runoff with an increase of volumetric rock fragment contents of the soil”. Moreover, this protective effect is related to the position of the gravel which can be either embedded into the soil surface or simply placed on it. Descroix (1994a,b) showed that in the southern Alps, a 4-m² plot covered with 30% free stones experienced approximately 30% less denudation than a control plot without stones. Derouiche et al. (1997) made a similar observation in Spain. The authors pointed out that the stony cover resulted from selective sheet erosion and that this process was self-limiting since it produced an increasingly higher proportion of protective surface stones. In a study carried out in Portugal, Figueiredo (1996) showed that surface stoniness reduced both runoff and erosion and improved infiltration. In a study conducted in a climatic zone similar to that of northern Mexico (southeast Arizona), Simanton et al. (1994) used the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) approach to show that erosion decreased with increasing pavement. The role of vegetation and slope is also a controversial subject. Most works refer to cultivated areas rather than to natural vegetation. Masson (1971), for Mediterranean mountains, and Roose (1977, 1996) for tropical areas, showed that erosion was an increasing function of slope value. In the case of steep slope, landforms must be taken into account, and an increase in slope is often associated with an increase in surface stoniness. For a toposequence in the southern Chihuahua desert (Mexico), Viramontes (1993) showed that erosion and runoff were negatively correlated with slope and stoniness (themselves strongly correlated), and with vegetation. In the western Sierra Madre (Mexico), Descroix and Poulencard (1995) observed that erosion increased with slope only below a certain threshold (27%). Summarising several studies performed on the Réal Collobrier basin (southeast of France), Grésillon (1994) showed that

vegetation plays a primary role in producing runoff (bare soils producing more rapid and more abundant runoff) but that increasing slopes did not lead to higher runoff coefficients. In southern Turkey, Böhm and Gerold (1995) confirmed the essential role of vegetation (slope and soil texture having little effect) on reducing runoff and erosion. Similarly, Thébé (1987) found no influence of vegetation cover on runoff for densities of 35–40% in the Sahelian Northern Cameroon. Snelder and Bryan (1995), in Kenya, determined a critical threshold of 55% vegetation cover below which erosion increased very rapidly. In southern China, Woo et al. (1997) have shown the protective role of vegetation, while Solé-Benet et al. (1997) in southeast Spain also found a positive correlation between slope and runoff.

These variables (stoniness, slope and vegetation) govern the soil surface features. It is noticeable that they are interrelated. Depending on the hydrological context of the site, a given class of slope can, for example, be associated to a given stoniness or to a vegetation cover type.

Changes of land use can modify the water balance in certain mountain areas with possible negative impacts on the lowlands which support higher density of population. Forestry exploitation and overgrazing in particular are widespread in numerous mountain sectors.

The aim of the present study is twofold:

- (i) to provide a better understanding of the role played by the soil surface features on the formation of runoff and erosion in the western Sierra Madre (northwest Mexico);
- (ii) to show how changes in the characteristics of this mountain area can influence the hydrological processes.

2. Study area

The western Sierra Madre extends 2000 km from north to south, parallel to the North American Pacific coast. It acts as a “water tank” for numerous arid or semi-arid regions situated along the coast or in the high northern Mexican plateau. This study concerns the upper basin of the Rio Nazas in the north of Durango State. It forms the upstream part of the Hydrological Region no. 36, an endoreic catchment of 92 000 km² situated in the high plateau of the central northern part of the country (Fig. 1).

The Hydrological Region no. 36 encompasses three geo-climatic sub-regions, each playing a different role in terms of water balance and water consumption: (a) the main upstream sub-humid basin which covers 20% of the area and supplies 87% of the surface water bodies; (b) the intermediate semi-arid zone which meets the additional requirements (13% of the water supply for 40% of the area) and where water is made available on a local basis by different engineering devices (small reservoirs and water spreading structures); and (c) the downstream arid zone which mainly consumes water by evapotranspiration (no input for 40% of the area).

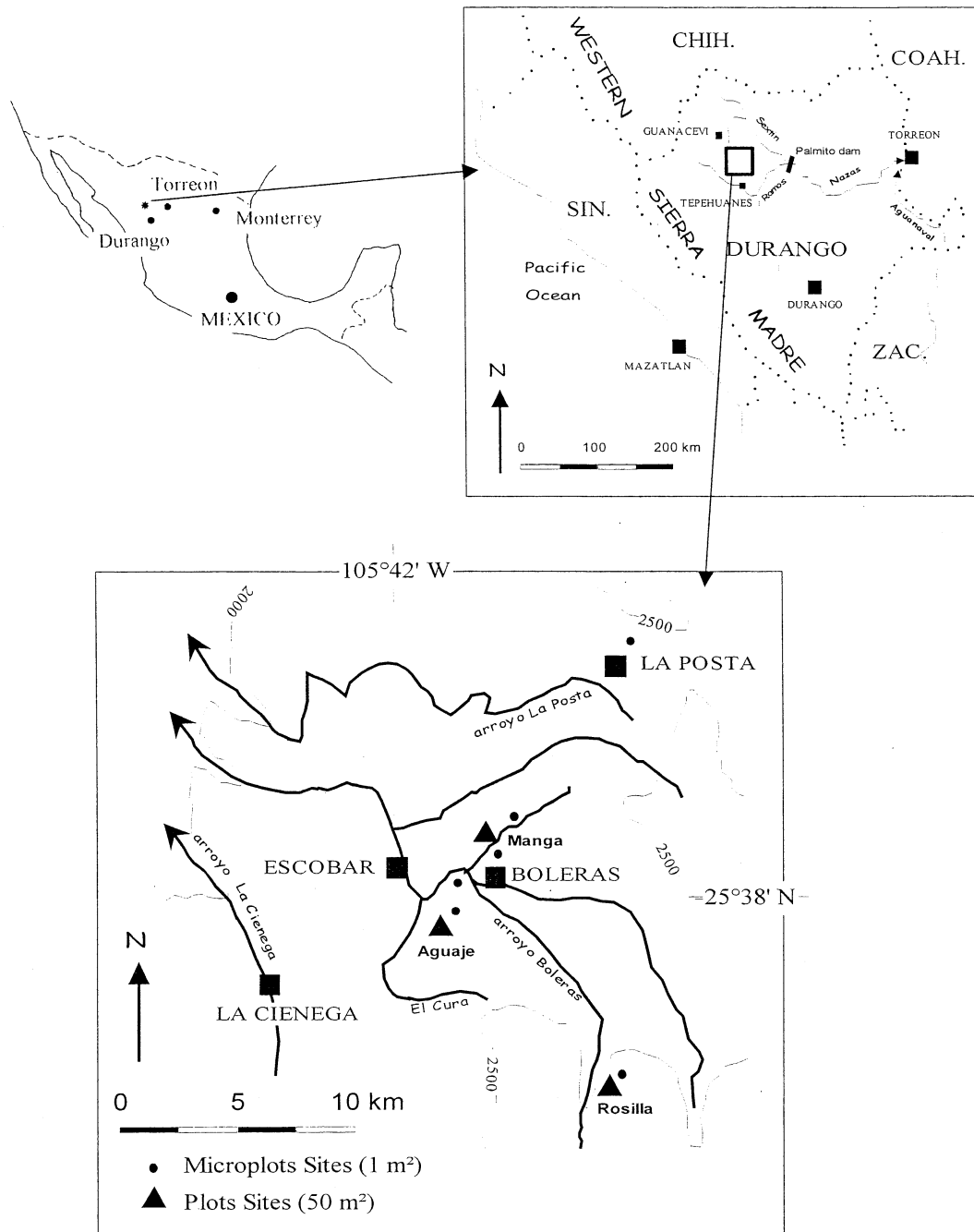


Fig. 1. Location of the Nazas basin and measuring sites.

The western Sierra Madre is a volcanic chain of medium altitude (max 3300 m). It is formed essentially with acid rocks (rhyolites, ignimbrites) dating from the end of the Tertiary and conglomerates resulting from their erosion, generally trapped in grabens.

The climate is subtropical characterised by a 4-month wet season and a long dry season from October to June with cold winters due to both the altitude and latitude (25°N) effects. The annual rainfall varies from 450 mm at 1700 m to 850 mm at 2800 m

of altitude. The annual evaporation (pan class A) is 1900 mm at 2200 m and the mean temperature is 14°C with a minimum of 4°C in January and a maximum of 25°C in July.

The vegetation is adapted to the 8-month dry season. Below 2000 m, typical formations of semi-arid zones are encountered (pasture and *acacia* scrub, *prosopis*, with *cactus*). Between 2000 and 2400 m level, pastures (with a predominance of *Bouteloua hirsuta*) and oak forests (*Quercus grisea* and *Q. viminea*) dominate. Finally, pine forests (*Pinus cembroides* and *P. duranguensis*) are the predominant vegetation above 2400 m.

Soils are generally phaeozems, 20–60 cm deep (locally 100 cm). They are red and include a surface horizon rich in organic matter (2–6%) with accumulations of clay below. This type of soil covers approximately 85% of the area, the remaining being composed essentially of lithosols, with occasional patches of vertisols. The soil texture is sandy clay with a relatively large amount of organic matter.

In the pasture zones located below 2400 m, Viramontes (1993) observed the results of serious recent surface degradation along numerous hillslopes: on slopes steeper than 7%, the fine soil particles have mostly disappeared and there was a significantly higher proportion of gravel and stones than on gentler slopes at the top and bottom. This was attributed to overgrazing dating back some 50 years, as also attested by the presence of “terraces” orthogonal to the slope (Poulenard et al., 1996). Trampling forms a dense network of pathways on hillslopes. This kind of “terraces” have been also observed in the Alps and in the Andes (Serrate, 1978).

The runoff coefficient for the entire Nazas catchment basin at the El Palmito dam is 9.5% (an average value for the 1946–1996 period). Sediment accumulation at the bottom of the reservoir was measured using bathymetric techniques and applied to the entire basin. It corresponds to a soil loss of 5400 kg ha⁻¹ yr⁻¹ from 1946 to 1971 and 5000 kg ha⁻¹ yr⁻¹ from 1971 to 1991. These values are much lower than those reported for example in Algeria (Benchetrit, 1972), where sedimentation indicates soil losses ranging from 50 000 to 100 000 kg ha⁻¹ yr⁻¹.

Signs of recent changes can be observed in the landscapes of the high-altitude pastures and forests of the western Sierra Madre in the low density populated regions (1 to 3 inhabitants km⁻²).

(a) The forest zones are characterised by an increasing number of clearings resulting from intensive lumbering and failure to replant trees.

(b) In certain cultivated depressions, wide and long gullies (1–5 m deep, 100–500 m long) are observed on the most gentle slopes. Some of these rills are flat at the bottom and covered with vegetation indicating that they are probably inherited and no longer functional. All the rills are visible on aerial photos taken in 1974.

(c) Much more generally, large areas of soil cover, especially in the dry part of the Sierra Madre, are degraded as the result of overgrazing. Viramontes (1995) has shown how sheet erosion resulting from the deterioration (and often the disappearance) of the grass cover has led to the appearance of many large pebbles (> 20 mm) and blocks (> 200 mm) at the soil surface. In addition, he also observed that grazing lands were increasingly invaded by pines which are unpalatable species. The tree stratum was primitively populated by oaks but their re-growth is hindered by the presence of livestock.

3. Materials and methods

Devices were installed to measure and monitor runoff and erosion in the catchment areas and plots in a sector considered as representative of the upper basin in terms of elevation, climate, landforms and soils. The selected sector is located in the southern part of the basin of the Rio Sextín, the left branch of the upper Nazas (Fig. 1).

Three measurement sites were selected (see Fig. 1): one in pine forested land (Rosilla) and two in areas of pasture and oaks (Manga and Aguaje). They were equipped with 32 plots of 1 m², three plots of 10 m² and 13 plots of 50 m². All plots are plane. Each site has been equipped with a mechanical or electronic rain gauge. Their main characteristics are given in Table 1.

Runoff, soil losses (total per event) and rainfall were measured after each rainy event. More than 100 events were considered including 59–83 producing runoff, depending on the site, for a minimum of 2 years of measurements: 1995 and 1996 in Rosilla site, 1996 and 1997 in two others. Annual rainfall values for the 3 years at the three sites as well as at the nearest climatologic station of Cienega de Escobar are also reported in Table 1. As it can be seen, the years 1995 and 1997 were very dry (50% and 45% below the mean, respectively) and the year 1996 was wet (19% above the mean value calculated at the Cienega de Escobar station).

To obtain a clearer idea of the factors affecting runoff and soil losses, explaining variables were divided into those related to the site which were assumed to be stable over time, and event variables related to precipitation and soil water content.

Measured runoff and soil losses were compared event by event with the rainfall characteristics, such as effective rainfall, maximum intensity and antecedent precipitation index (API). An event matrix was calculated to determine the main explaining rainfall variables of runoff and erosion. The cumulative annual runoff and soil losses were also incorporated as dependent variables into another matrix including individual plots with their specific characteristics.

Table 1
Main features of the three experimental sites

Site	Altitude (m)	Lithology	Vegetation type	% Sand	% Silt	% Clay	% OM	Annual rainfall (mm)		
								1995	1996	1997
Rosilla	2500	ignimbrites	forest	63	19	18	4.08	360	612	339
Aguaje	2200	ignimbrites	pasture	52	23	25	6.3	324	690	298
Manga	2150	conglomerates + tuffs	pasture	70	16	14	3.37	284	602	322
Cienega de Escobar	2100							490	694	460

Cienega de Escobar is the nearest climatologic station, characterised by a mean annual rainfall value of 584 mm (with a standard deviation of 141 mm) calculated for the 1965–1998 period. OM is the organic matter content.

3.1. Precipitation parameters

The following characteristics for each plot or catchment were considered:

(a) PU (from “Pluie Utile”, i.e. effective rainfall) which is defined as the rainfall intensity that can actually produce runoff. It is the depth of rain precipitated at intensities higher than a threshold value (Peugeot et al., 1997). Here were considered values ranging from 2 to 20 mm h⁻¹ with increments of 2 mm h⁻¹ (PU2, PU4, ... PU20).

(b) Maximum intensity values according to different time steps namely 1, 5, 10, 15, 20, 30, 60, 120 and 240 min (*I*₁, *I*₅, ... *I*₂₄₀).

(c) API defined by Kohler and Linsley (1951) as:

$$API_n = (API_{n-1} + R_{n-1}) \exp - \alpha t \quad (1)$$

where *n* is the serial number of the rain events, α is a soil moisture decrease parameter and *t* the time (in day or fraction of day) elapsed between the end of the previous rain event *R*_{*n*-1} and the beginning of the current event *n*. In the following, only rainfall events above 1 mm were considered. API_{*n*} (in mm) represents the theoretical soil water content and α (day⁻¹) is the inverse of the characteristic time of soil moisture depletion.

3.2. Soil surface characteristics

The following variables were considered:

- Textural composition (sand, silt and clay) of topsoil (sampling depth from 0 to 20 cm), as well as the amount of gravel (smaller than 20 mm: GEL), pebbles and blocks (larger than 20 mm: PBK) expressed per unit area.
- Dry bulk density (g cm⁻³) measured on clods of earth and with a density cylinder as well.
- Organic matter content (%) determined by the Walkey Black's method (Plenecassagne et al., 1997).
- Slope (in %) estimated from a levelling survey.
- Percentage of tree cover, grass cover and bare soil.
- Presence or absence of livestock in the current year and of overgrazing, both obtained by visual inspection.

Occasionally, the following parameters have been considered in addition:

(a) Structural instability based on the percentage of water-stable aggregates ranging between 0.2 and 2 mm with and without pretreatment, and the tendency of the parent material to disperse. It is defined by the following index (Hénin, 1977):

$$IS = \Sigma AG / 3(C + S - (CS0.9)) \quad (2)$$

where ΣAG is the sum of aggregates expressed as a percentage; CS, C and S are the percentage of coarse sand, clay and silt, respectively. The higher the value of IS, the lower the stability is.

(b) The presence of vesicular porosity defined by visual examination if vesicular pores exceeded 30%.

(c) For pasture zones: lithology.

(d) For forest zones: presence and thickness of litter and presence of trees on the site.

All these characteristics were determined for each plot on the basis of three samples taken at the beginning, in the middle and at the end of the rainy season.

In addition, soil surface hydraulic conductivity was determined for each plot by two methods:

(i) the tension disc infiltrometer (Vandervaere et al., 1997) for values close to saturation;

(ii) the Beerkan method (Haverkamp et al., 1997) for saturated conditions.

4. Results and interpretation

In the following, the results dealing with the influence of both site characteristics and rainfall parameters on runoff and erosion are presented and discussed.

To offset the interannual variability of rainfall (see Table 1), measured runoff was, when necessary, expressed in terms of runoff coefficient (Cr) defined as the ratio between runoff and rainfall amounts both in millimeters of water.

As shown by Fig. 2, high linear correlations were found between erosion rates and runoff coefficients for the three sites. Furthermore, very significant differences can be observed between forest (Rosilla) and pasture (Aguaje and Manga) zones where for the latter one soil losses were about 20 times more important.

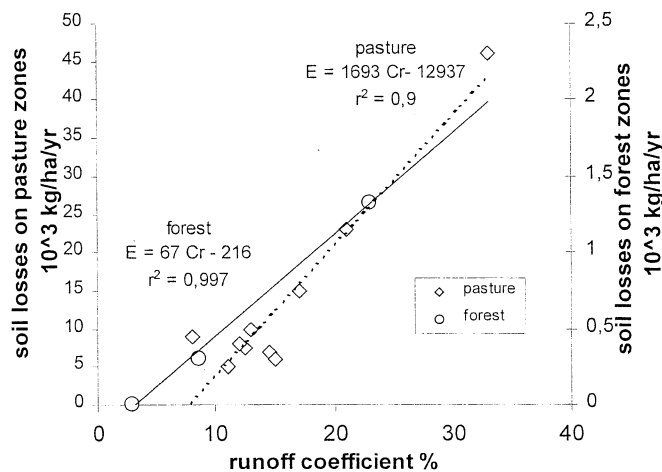


Fig. 2. Relationship between measured soil losses (E) and calculated runoff coefficient (Cr) on plots of 50 m² located on pasture (p) and forest (f) zones. Straight lines correspond to fitted linear regression. r^2 = Coefficient of determination.

4.1. Influence of site variables on runoff and erosion

The main results are summarised in Tables 2 and 3 for forest and pasture, respectively. They suggest the following comments:

(i) In forested zones (Table 2), runoff and erosion are drastically reduced by the presence of trees, whatever the plot sizes are. To a lesser extent, the leaf litter also acts as protection of the soil. Oak trees were found to better protect the soil than pines, because their fallen leaves provide a thicker litter inducing more efficient interception of raindrops and higher dissipation of kinetic energy.

(ii) In pasture zones (Table 3), again the protective role of trees can be observed. However, the lowest values of runoff and erosion were obtained on the fenced plots. This is not due to the presence of grass stalks but rather to the fact that the soil is not subject to trampling by livestock which modifies its structure by increasing its bulk density and by reducing its apparent porosity as well as the infiltrability.

(iii) In both forest and pasture zones, slope was not a significant controlling factor of runoff and erosion. Runoff and soil losses values were smaller on 27% slope plots than on 12% slope ones in pasture; and they are smaller on 57% slope plots than on 33% slope ones in forest. This confirms that runoff and soil losses increase with slope value only below a certain threshold, as observed by Descroix and Poulénard (1995). **Above this value, there is a negative correlation between slope on one hand and erosion and runoff on the other hand.**

In addition, it should be mentioned that factor analysis revealed that trampling by livestock explained 88% of the variance for runoff and 55% for soil losses. This method was used because the variable could not be expressed as a number but simply in terms of “presence” or “absence”. Vesicular porosity was found to be poorly positively correlated with runoff and erosion ($r^2 = 0.35$ and 0.20 , respectively).

Table 4 presents the correlation coefficients site by site as well as for the case where the three sites are pooled together. The following comments can be made:

Table 2

Influence of different environmental factors on the annual runoff and soil losses in forest zones (average over 1995 and 1996)

Explaining variables	Runoff coefficient	Soil loss (g m^{-2})
<i>Presence or absence of trees (plots of 50 m²)</i>		
No tree	0.23	133
No tree but with litter	0.085	30
With tree	0.028	1.1
<i>Type of trees (plots of 1 m²)</i>		
Pines	0.09	74
Oaks	0.03	45
<i>Slope (plots of 1 m²)</i>		
12%	0.06	30
33%	0.09	110
57%	0.05	53

Table 3

Influence of different environmental factors on the annual runoff and soil losses in pasture zones (average over 1996 and 1997) on plots of 50 m²

Explaining variables	Runoff coefficient	Soil loss (g m ⁻²)	Dry bulk density (g cm ⁻³) ^a	Time to infiltrate 250 cm ³ of water (s) ^a
<i>Presence or absence of trees</i>				
No tree	0.34	45		
No tree but fenced	0.19	12		
With tree	0.19	26		
<i>Slope</i>				
12%	0.31	42		
27%	0.21	29		
<i>Vesicular porosity</i>				
With	0.35	70		
Without	0.07	7		
<i>Livestock trampling</i>				
With	0.43	90	1.38 ± 0.08	1800 ± 165
Without	0.08	7	1.31 ± 0.09	750 ± 367

^aBased on seven replicates.

(a) Runoff coefficient (*Cr*) and erosion rate (*E*) are negatively correlated with slope (*SLO*) for the pooled data (considering the 48 equipped plots); however, that is not so obvious for each site (and it has been showed previously that there is a threshold effect). That is not common, and it is due to the role played by surface features: steeper hillslopes have less grass and higher stone cover (see below).

Table 4

Coefficients of correlation between runoff coefficient (*Cr*), erosion rate (*E*) and different site variables, by measurement site, and in pooled data; all the 1, 10 and 50 m² plots are taken into account

Site	Variable	SLO	GSS	SAND	SILT	CLAY	IS	OM	TREE	GEL	PBK
Rosilla	Cr	-0.13		0.1	-0.45	0.23	0.76	-0.55		0.87	
	E	0.08		0.35	-0.45	-0.08	0.76	-0.48		0.97	
Aguaje	Cr	-0.41	0.63	0.85	-0.54	-0.42	0.25	-0.78	-0.83	0.26	-0.59
	E	-0.53	0.77	0.79	-0.6	-0.25	0.26	-0.73	-0.72	0.52	-0.65
Manga	Cr	-0.03	0.76	0.42	-0.68	-0.68	0.6	-0.55	-0.45	0.61	0.1
	E	0.13	0.53	0.42	-0.69	-0.92	0.49	-0.48	-0.64	0.35	0.26
Pooled data	Cr	-0.45	0.76	0.51	-0.38	-0.29	0.26	-0.67	-0.77	0.5	0.02
	E	-0.45	0.76	0.34	-0.31	-0.12	0.07	-0.31	-0.52	0.31	-0.13

Cr = Runoff coefficient; *E* = soil losses in g m⁻² yr⁻¹; SLO = slope in %; GSS = % of grass cover; CLAY, SILT, SAND = % of clay, silt and sand respectively; IS = soil structural instability index; OM = % of organic matter; TREE = % of tree cover; GEL = % of gravel smaller than 20 mm; PBK = % of pebbles and blocks bigger than 20 mm.

(b) Cr and E are always highly positively correlated with grass cover percentage (GSS). This result is thought to be original and illustrates the role played by the soil surface features. As a matter of fact the presence of a gravely crust lying between the tufts at spots where grass is the most abundant impedes water to infiltrate and consequently enhances runoff and erosion.

(c) At all the sites Cr and E are correlated positively with percentage of sand (SAND), and negatively with SILT and CLAY. A high soil sand content corresponds with soils which have had a previous erosion stage.

(d) More in accordance with conventional findings, E and Cr rates decrease in parts where soil structural stability and organic matter content (OM) are higher (IS being structural instability, that fit with lower values of IS).

(e) Whatever the lithology, erosion and runoff are negatively correlated with the percentage of tree cover (TREE). This can be explained by the interception of the rainfall by the foliage and the dissipation of kinetic energy.

(f) The proportion of both GEL and PBK plays a different role according to lithology:

- (i) on ignimbrites (Aguaje site), Cr and E are better correlated (negatively) with the proportion of big rock fragments (PBK) than with GEL;
- (ii) on conglomerates (Manga site) which are in fact a stacking of conglomerates and tufts, there is a better positive correlation of Cr and E with GEL than with PBK;
- (iii) In forest zones (Rosilla site), Cr and E are also highly positively correlated with GEL.

The results of the two last cases can be explained by the presence of a gravely crust easily observable by eye, gravel being embedded into the soil.

These results were confirmed by an Empirical Orthogonal Functions (EOF) analysis (Descroix and Nouvelot, 1997).

4.2. Influence of rainfall variables on runoff and erosion

4.2.1. In forest zones

After a series of trial and error tests, the main explaining rainfall parameter of erosion (E) and runoff (Cr) was found to be the maximum intensity in 20 min (I_{20}). As it can be seen in Table 5, it explains from 35% to 70% of the variance of E and from 30% to

Table 5

Coefficients of linear regression between either erosion (E) or runoff coefficient (Cr) and maximum rain intensity in 20 min (I_{20}) for three plots of 50 m² located in forest environment. r^2 = Coefficient of determination

Plot number	$E = a(I_{20}) + b$			$Cr = a(I_{20}) + b$		
	a	b	r^2	a	b	r^2
30 (no tree, no litter)	0.51	-1.68	0.59	0.39	-0.61	0.53
31 (no tree but with litter)	0.18	-1.01	0.70	0.23	-1.00	0.61
32 (completely wooded)	0.005	-0.02	0.35	0.078	-0.41	0.30

61% of Cr, depending on the plot cover. It should be mentioned that small values of r^2 for plot 32 (completely covered with pine trees and a thick layer of litter) may be explained by the small number of events producing runoff (10 in 2 years as compared with 40 events for plots 30 and 31).

It can also be pointed out that runoff and erosion values decreased between plots 30 (deforested for many years and without anymore litter), 31 (recently deforested with still presence of litter), and 32 (wooded with litter). These results have been confirmed by other data collected on the 18 plots of 1 m² located in the forest zone.

4.2.2. In pasture zones

The data analysis showed that a clear distinction should be made between plots located either on ignimbrites or on conglomerates and tuffs.

On ignimbrites, effective rainfall amount with an intensity higher than 8 mm h⁻¹ (RU8) has been found to explain, only for rainfall above 5 mm, from 66% to 73% of the variance of soil losses. Adding for each plot the maximum 30-min intensity (I_{30}) as a second variable in the multiple regression equation led to improve significantly the percentage of the explained variance (from 84% to 93%).

For runoff, the amount of rainfall (R) was always found to be the main explaining variable with coefficients of determination varying between 0.68 and 0.82. With the introduction of the API with $\alpha = 0.1 \text{ day}^{-1}$, in Eq. (1) (Descroix and Nouvelot, 1997), as a second possible explaining variable, in such a way that the percentage of the explained variance of runoff was slightly increased to reach values ranging from 72% to 88%. As an example, Fig. 3 presents, for plot 22 which produced the highest yield, the comparison between observed and calculated values of runoff depths, the latter ones being obtained by considering either R alone, or both R and API values.

On conglomerates and tuffs, the correlations were not as high as those for ignimbrites. Rainfall with intensities above 18 mm h⁻¹ (PU18) was found to be the main

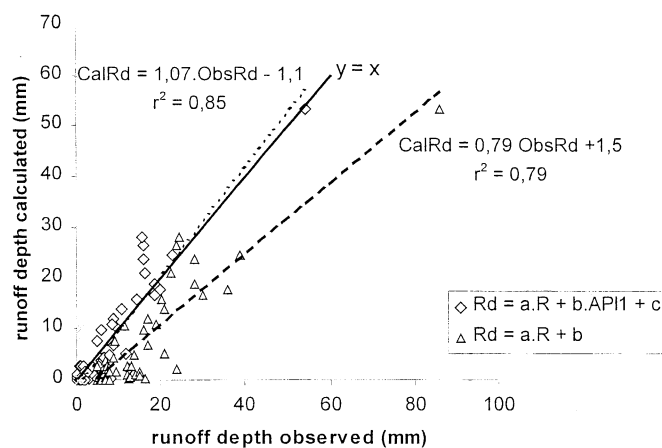


Fig. 3. Comparison between calculated (CalRd) and observed (ObsRd) runoff depth, for plot 22 (1996 and 1997), using the regression $Lr = aR + bAPI + c$ and a simple regression $Lr = aR + b$. R = Rainfall amount (mm). r^2 = Coefficient of determination.

Table 6
Impact of wet or dry year on cumulative values of erosion and runoff (plots of 50 m²)

Pasture (10 plots)	1996	1997	1996/1997
<i>R</i> during the rainy season (mm)	480	224	2.15
Cr	0.25	0.06	4.2
<i>E</i> (kg ha ⁻¹)	26 000	900	29
Forest (3 plots)	1995	1996	1996/1995
<i>R</i> during the rainy season (mm)	300	570	1.9
Cr	0.06	0.18	3
<i>E</i> (kg ha ⁻¹)	450	650	1.44

variable controlling both soil losses (26–68% of the explained variance depending on the plots) and runoff (57–69%).

Because conglomerates and tuffs are known for having higher values of hydraulic conductivity than igneous bedrock's soils, higher rainfall intensities are required to reduce both runoff and erosion. That explain why different values of effective rainfall (PU18 and PU8, respectively) have been found to be the main explaining variables.

In addition, we have found marked differences between plots without trees located either on gentle slopes with gravel, or on steep and stony slopes.

So, at the plot scale, it appears that the hydrologic behaviour of soils differs according to lithology. At the catchment or basin scale, this was also verified though the rain intensity thresholds were different. As an example, PU2 for ignimbrites and PU6 for conglomerates were the main explaining variables of the runoff coefficient with about 80% of the explained variance (Descroix and Nouvelot, 1997).

It should be pointed out that vegetation types influence the hydrological response of hillslopes. Table 6 gives for pasture and forest zones the values of the runoff coefficients and erosion losses measured during the rainy seasons of the years 1995, 1996 and 1997. It can be seen that the impact of a dry year is more important on pastured areas (which are strongly deteriorated by overgrazing) than on forested areas.

5. Discussion: the importance of soil surface features

Some of the results obtained in the study have been found to be in agreement with classical expected observations on soil surface hydrological behaviour:

- The protective role of trees and organic matter. It was observed that protection by small trees was much more efficient than that afforded by annual plants and grasses.
- Antecedent erosion stages enhanced surface stoniness on steeper slopes, leading to reduce runoff and erosion processes because of the dissipation of kinetic energy.
- The importance of the position of gravel: Cr and *E* can be enhanced or reduced depending on the size and the position of gravel, respectively embedded or free on the soil matrix.

On the other hand, other results appear to be different from conventional findings.

- The higher Cr and *E* values are observed on gentler slopes.
- The importance of soil structure and texture themselves linked: here a higher silt content of the soil results in a good structural stability and both leading to reduced erosion and runoff.
- Small values of runoff and soil losses correspond with high values of grass cover and/or soil sand content.

These controversial results can be explained by soil surface features. In the western Sierra Madre, three main types of surface features have been clearly identified.

The first one was found both in parts of the forest zones not protected by trees or litter and on pastured land (below 2400 m). It is characterised by a crusted soil, with an abundance of embedded gravel (< 20 mm). The crusts were between 1 and 5 mm thick. Under dry conditions, they were easily detachable from the soil because of their strong inner cohesion. They are referred to as “GC” (as “Gravel Crust”) for convenience in Figs. 4–6. Splash disturbs the fine particles which then seal the pores of the soil and fix the gravel into the matrix. This type of GC was found on the gentler slopes (< 20%), where the highest runoff coefficients and soil losses were recorded. In pasture environment, the percentage of grass cover was positively correlated with erosion and runoff. This was due to the GC which develop in the large spaces between the grass tufts, caused by overgrazing and the short rainy season. These zones are highly exposed to splash, poor in clay and organic matter. It seems similar to the pavement crust of Valentin and Casenave, 1992, also called GC. As it has also been observed by Poesen et al. (1990), the embedding of gravel into a crust explains the high values of Cr.

The second surface feature was mainly found in pasture but also locally in forest environments. It is characterised by a high percentage of stones and blocks (> 20 mm) free (nonembedded) into the matrix. This type of surface feature called FPB in Figs. 4–6 is encountered only on slopes steeper than 20%. Above values higher than 25%,

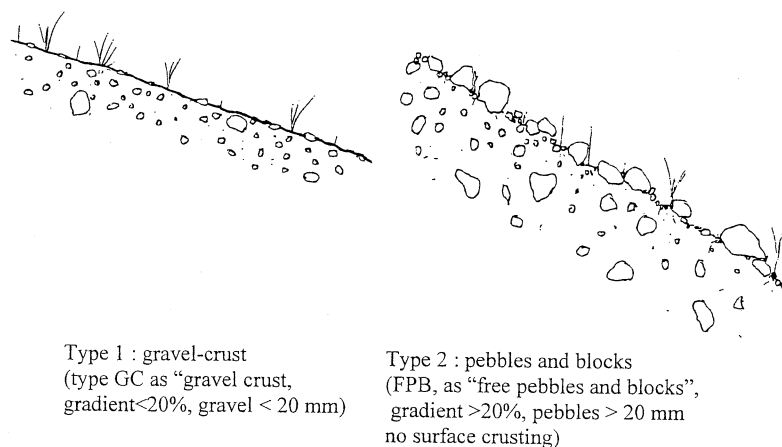


Fig. 4. Remarkable surface features (GC = “gravel crust”, FPB = Free pebbles and blocks).

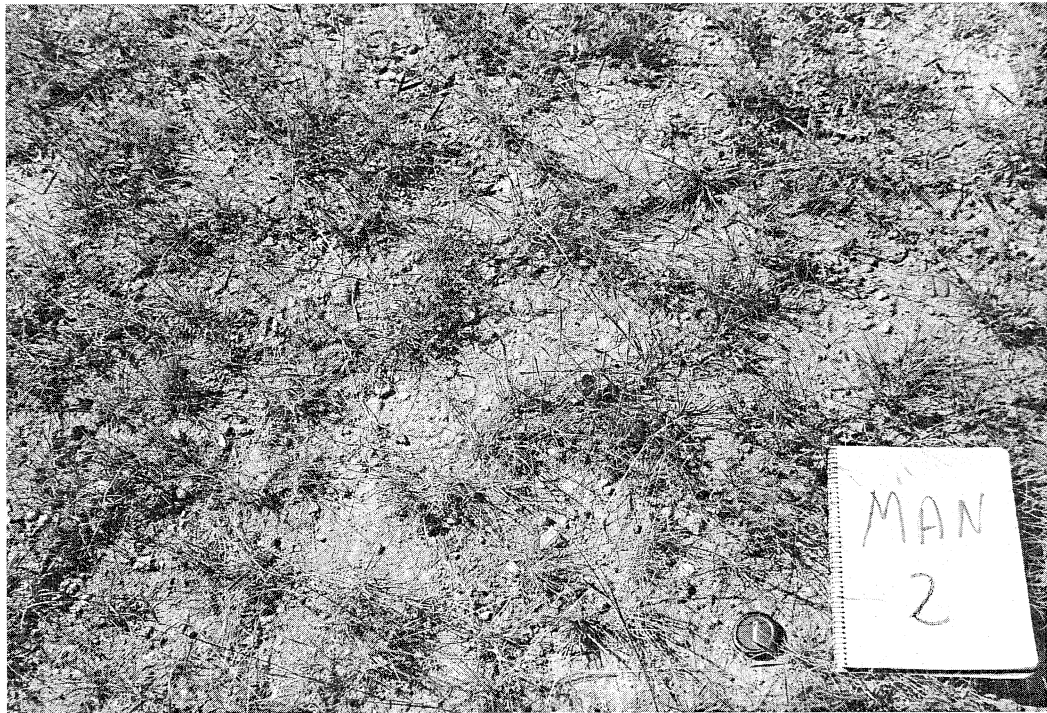


Fig. 5. The two dominant types of surface feature: GC (top); FPB (bottom).

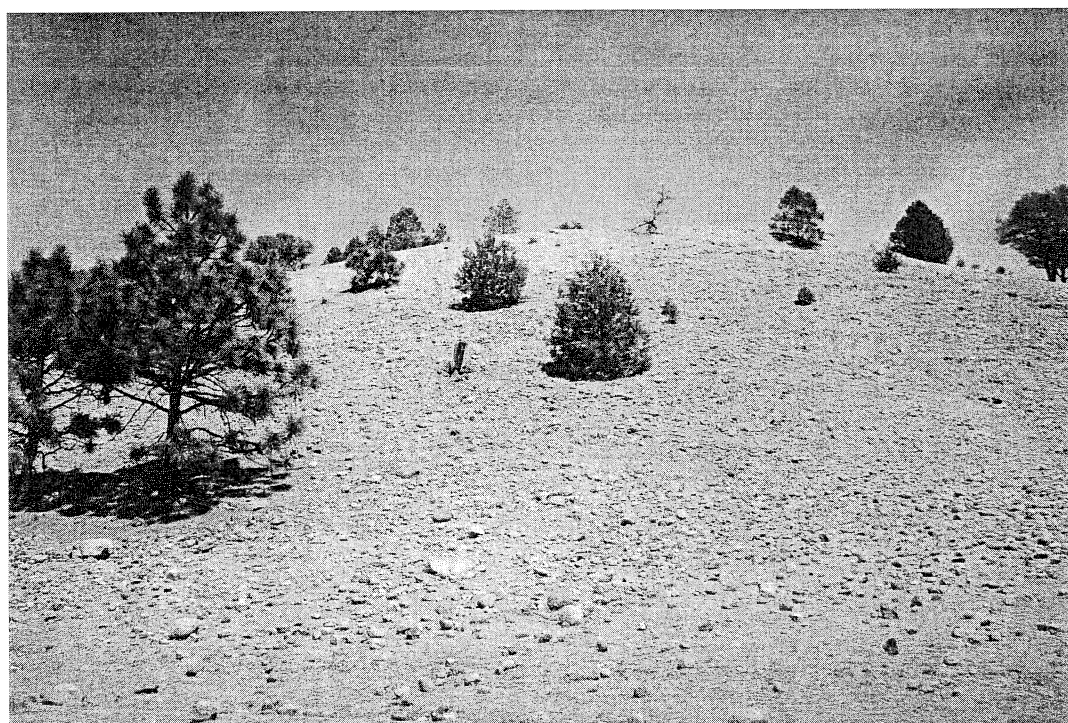
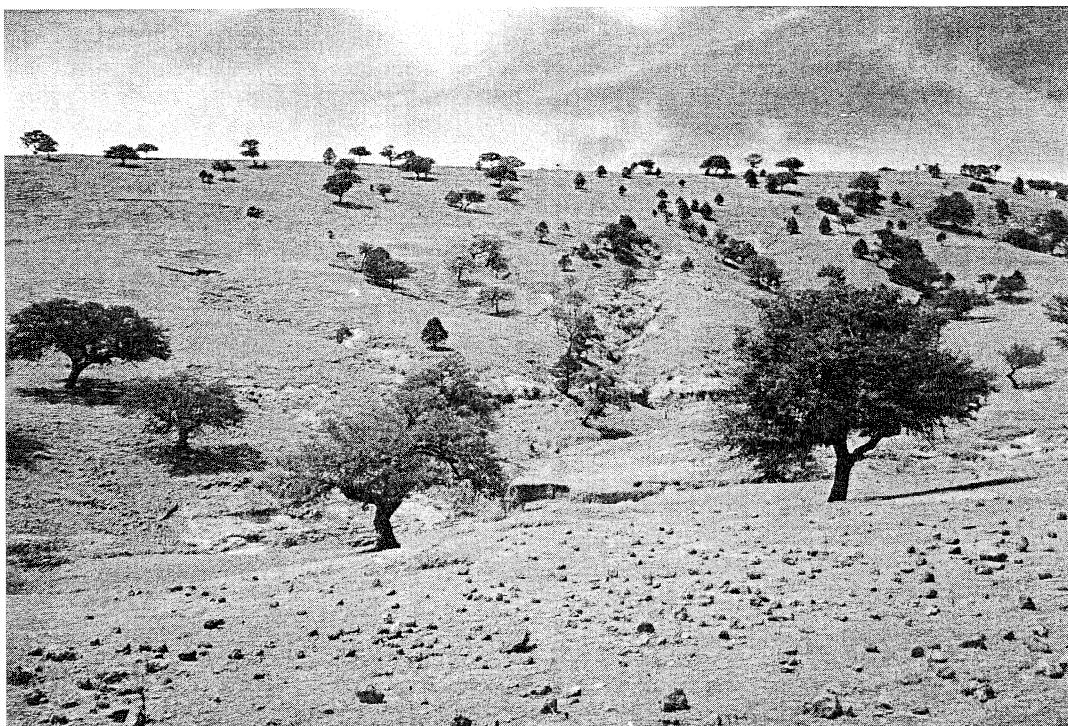


Fig. 6. The two dominant types of surface feature in the landscape: GC (top); FPB (bottom). In the first one, gullying occurs frequently because crusting enhances runoff; but gullies become deep (2–5 m) only in the bottom of grabens or valleys, where soils are thick and bedrock erodible (Descroix et al., 2000).

overgrazing can result in the formation of “terraces” on hillslopes caused by cattle trampling.

The high stone cover may be explained by a previous erosion stage. Trampling induces a weakening of grass cover such that the fine soil particles are detached by splash and taken away by overland flow. Then, after years, stones appear and cover increasing proportions of the soil surface. These pebbles and stones are free because of the slope value and the continuous trampling. This type of stoniness enhances roughness and reduces therefore runoff and soil losses. It absorbs kinetic energy of raindrops and dissipates the overland flow one. This type of differentiation has already been observed by Valentin and Bresson (1992) and Poesen and Lavee (1994). It should be mentioned that because grass tufts existing on both GC and FPB surfaces are generally few centimetres above the surrounding bare soil, they become preferential infiltration zones only under a significant sheet water flow (Planchon and Janeau, 1990).

The third remarkable surface feature was observed in all the environments, on gentle slope (below 10%), and consequently, generally in the interfluvium or at the bottom of hillslopes, on grazed areas. It is characterised by an indurated soil surface layer (20–40 cm thick) in red phaeozems. Soils are severely compacted due to their high clay content and the recurring cattle trampling. This surface feature will be referred to as indurated topsoil (INT). In more tropical areas, this kind of soil could constitute an iron pan. However, because this type of surface condition represented a very small area, it was not fully considered in the study.

The first two surface types have different hydrological behaviour. Fig. 7 compares values of runoff and soil losses measured on two plots: one crusted (GC type) and one uncrusted (FPB type). It clearly appears that runoff and erosion are, respectively, three and eight times more important on the GC plot than on the FPB one. This may be

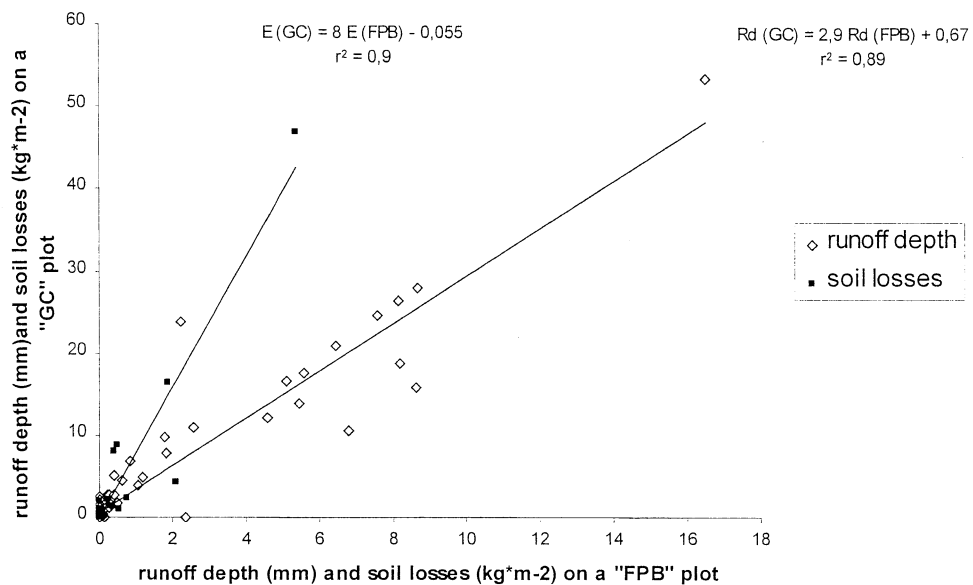


Fig. 7. Comparison of runoff depth and soil losses measured on two plots of different surface feature: GC vs. FPB. Mean values of 1996 and 1997.

Table 7

Mean and standard deviation values of hydraulic conductivity (mm s^{-1}) of different soils surface types: GC, FPB, INT

Methods	Surface features		
	GC	FPB	INT
Disc infiltrometer (suc. 10 mm)	0.0041 \pm 0.0037	0.008 \pm 0.0052	0.0031 \pm 0.0028
<i>N</i>	54	34	26

N is the number of measurements.

explained by the values of soil surface hydraulic conductivity (see Table 7) which show that the uncrusted soils (FPB type) are twice more permeable than crusted (GC type) or indurated (INT type) ones.

The highest runoff coefficients and soil losses rates on the gentlest slopes may also be explained by the surface features. For the "GC" type (widespread on slopes below 15%), gravel (generally smaller than 20 mm) are embedded into the topsoil, and stoniness increases runoff and soil losses. For the "FPB" type (developed on slopes steeper than 20%), gravel and pebbles are not embedded and stoniness facilitates infiltration in these rough soil surfaces. Similar observations have been made (but only with small stones), in Sinai by Yair and Lavee (1974) and in Arizona by Simanton et al., (1994).

The fact that runoff and soil losses were higher in the better vegetation covered slopes is in the opposite of classical observations made elsewhere by Wischmeier and Smith (1960), Roose (1977), Böhm and Gerold (1995), Snelder and Bryan (1995), or more recently, by Woo et al. (1997) and Solé-Benet et al. (1997). This is due to the development of the GC-type surface on gentle slopes where grass cover, although overgrazed, is high. On the contrary, the role played by roughness and stoniness explains why runoff and soil losses have lower values on the FPB-type surface where gravel cover is smaller than on the GC one.

The initial soil moisture content was introduced through the API. Here again, the role of the soil and vegetation reservoir was found to vary according to the environment as well as to the general abundance of the rainfall. Consequently, the soil moisture decrease parameter α of API varied according to the total annual rainfall (Descroix et al., submitted).

6. Conclusions

The main explaining variables of runoff and soil losses in the western Sierra Madre have been classified in two categories. The first one includes the presence of embedded gravel, the soil sand content and the percentage of grass cover. All these factors contribute to enhance erosion and runoff. The second category comprises the presence of free pebbles and blocks, the percentage of tree cover and litter at the surface, the slope value, the silt, clay and organic matter contents of the soil, as well as its structural stability. These variables have been found to reduce runoff and erosion.

It has been shown that slope and vegetation cover alone were not able to fully explain the runoff and soil losses which are mainly controlled by the surface features and more specifically by the presence of a crust at the soil surface. So, there is a need to have detailed descriptions and hydrodynamic characterisations of these features which could be achieved properly at low cost by extensive use of rainfall simulators (Esteves et al., 2000), coupled with tension disc infiltrometry (Vandervaere et al., 1997).

Acknowledgements

This paper has been made possible owing to the important and tedious data analysis, carried out at the CENID RASPA laboratory, in Gomez Palacio, Durango (Mexico). We warmly thank Dr. Ignacio Sanchez Cohen, Director of CENID RASPA, as well as the technical staff. We also thank R. Haverkamp (LTHE, Grenoble) for providing the algorithm allowing the calculation of the hydraulic conductivity from cylinder infiltration measurements.

References

- Abrahams, A.D., Parsons, A.J., 1991. Relation between infiltration and stone cover on a semi-arid hillslope Southern Arizona. *J. Hydrol.* 122, 49–59.
- Benchetrit, M., 1972. L'érosion actuelle et ses conséquences sur l'aménagement en Algérie du Nord. Pub. de l'Université de Poitiers, Lettres et Sc. Hum., no. XI, Ed. PUF, 216 pp.
- Böhm, P., Gerold, G., 1995. Pedo-hydrological and sediment responses to simulated rainfall on soils of the Konya Uplands (Turkey). *Catena* 25 (1–4), 63–75.
- Casenave, A., Valentin, Ch., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne, influence sur l'infiltration. Ed. Orstom, Didactiques, 228 pp.
- Chevallier, P., Planchon, O., Valentin, Fritsch, E.C., Janeau, J.L., 1990. Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin-versant de savane humide. Coll. Etudes et Thèses. Hyperbav Orstom, 331 pp.
- Derouiche, A., Bellot, J., Cartagena, D., 1997. Effet du couvert végétal sur le comportement hydrique et le transport solide dans une pinède à sous-bois arbustif et herbacé, Espagne. *Bulletin du Réseau Erosion* 17, 24–36, Ed. Orstom.
- Descroix, L., 1994a. L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud. Thèse de doctorat, Université Lyon II, 300 pp.
- Descroix, L., 1994b. Complementarity and contradictions of the gully erosion and the solifluxion in southern French Alps. *Int. Soil Sci. Soc. Congress, Acapulco, Mexico. Proc.* 7b, 265.
- Descroix, L., Digonnet, S., Gonzalez Barrios, J.L., Viramontes, D., Bollery, A., Inard Lombard, B., 2000. Local factors controlling gully or areal erosion in the western Sierra Madre. *International Symposium on Gully Erosion under Global Change*, April, Leuven. Accepted for publication.
- Descroix, L., Nouvelot, J.F., 1997. Escurrimiento y erosión en la Sierra Madre Occidental. *Folleto Cientifico* 7. Cenid-Raspa/Orstom, Gomez Palacio, Dgo, Mexico, 50 pp.
- Descroix, L., Nouvelot, J.F., Vauclin, M. The role of the Antecedent Precipitation Index on runoff functions: applications to the Sierra Madre Occidental (North-Western Mexico). *J. Hydrol.*, submitted for publication.
- Descroix, L., Poulénard, J., 1995. Les formes d'érosion dans la Sierra Madre Occidentale (Nord Ouest du Mexique). *Bull. Lab. Rhod. Géomorphol.* 33–34, 1–19, Lyon.
- Esteves, M., Planchon, O., Lapetite, J.M., Silvera, N., Cadet, P., 2000. The "EMIRE" large rainfall simulator: design and field testing. *Earth Surf. Processes Landforms*.

- de Figueiredo, T., 1996. Influence de la pierrosité superficielle sur l'érosion d'un sol franc-limoneux: résultats d'une expérimentation de simulation. *Bulletin du Réseau Erosion* 16, 98–108, Ed. Orstom.
- Grésillon, J.M., 1994. Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins-versants. Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches, UJF-Grenoble 1.
- Haverkamp, R., Arrue, J.L., Soet, M., 1997. Soil physical properties within the root zone of the vine area of Tomelloso, Spain. Local and spatial standpoint. Contribution of Soil Physics Group for final integrated report EFEDA II, Spain. Chapter 3, Project CEE CT920090, Brussels.
- Hénin, S., 1977. Cours de Physique du Sol. Editest, Bruxelles.
- Ingelmo, F., Cuadrado, S., Ibañez, A., Hernandez, J., 1994. Hydric properties of some soils in relation to their rock fragment content: implications for runoff and vegetation. *Catena* 23 (1–2), 73–86.
- Kohler, M.A., Linsley, R.K., 1951. Predicting the runoff from storm rainfall. Weather Bureau, U.S. Dept. of Commerce. Research Paper no. 34, Washington, 9 pp.
- Masson, J.M., 1971. L'érosion des sols par l'eau en climat méditerranéen. Méthodes expérimentales pour l'étude des quantités érodées à l'échelle du champ. Thèse de Docteur-Ingénieur, USTL, Montpellier, 215 pp.
- Peugeot, C., Esteves, M., Galle, S., Rajot, J.L., Vandervaere, J.P., 1997. Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *J. Hydrol.* 188–189, 179–202.
- Planchon, O., Janeau, J.L., 1990. Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles. Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin-versant de savane humide. Coll. Etudes et Thèses. Hyperbav Orstom, 331 pp.
- Plenecassagne, A., Romero, E., Lopez, C., 1997. Manual de Laboratorio, Metodos de Analisis: Suelos, Aguas, Plantas. Orstom-Inifap, Gomez Palacio, 169 pp.
- Poesen, J., Ingelmo-Sanchez, F., Mucher, H., 1990. The hydrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the toplayer. *Earth Surf. Processes Landforms* 15, 653–671.
- Poesen, J., Lavee, H., 1994. Rock fragments in top soils: significance and processes. *Catena* 23 (1–2), 1–28.
- Poesen, J., Torri, D., Bunte, K., 1994. Effects of rock fragments on soil erosion by water at different scales: a review. *Catena* 23 (1–2), 141–166.
- Poulenard, J., Descroix, L., Janeau, J.L., 1996. Surpâturage et formation de terrassettes sur les versants de la Sierra Madre Occidentale (Nord-Ouest du Mexique). *Revue de Géographie Alpine* 84 (2), 77–86.
- Roose, E., 1977. Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales, Travaux et documents de l'Orstom, vol. 78. Orstom, Paris, 107 pp.
- Roose, E., 1996. Méthodes de mesure des états de surface du sol, de la rugosité et des autres caractéristiques qui peuvent aider au diagnostic de terrain des risques de ruissellement et d'érosion, en particulier sur les versants cultivés des montagnes. *Bulletin du Réseau Erosion* 16, 87–97, Orstom.
- Serrate, C., 1978. Dynamique des versants de haute montagne: Andes Centrales péruviennes, Alpes briançonnaises. Thèse, Université Paris VII, 400 pp.
- Simanton, J.R., Renard, K.G., Christiansen, C.M., Lane, L.J., 1994. Spatial distribution of surface rock fragments along catenas in semiarid Arizona and Nevada, USA. *Catena* 23 (1–2), 29–43.
- Snelder, D.J., Bryan, R.B., 1995. The use of rainfall simulation tests to assess the influence of vegetation density on soil loss on degraded rangelands in the Baringo District, Kenya. *Catena* 25 (1–4), 105–116.
- Solé-Benet, A., Calvo, A., Cerdà, A., Lázaro, R., Pini, R., Barbero, J., 1997. Influences of micro-patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena* 31 (1–2), 23–38.
- Thébé, B., 1987. Hydrodynamique de quelques sols du Nord-Cameroun. Bassins versants de Mouda. Contribution à l'étude des transferts d'échelle. Thesis, USTL, Montpellier, France, 305 pp.
- Valentin, Ch., 1994. Surface sealing as affected by various rock fragment cover in West Africa. *Catena* 23 (1–2), 87–98.
- Valentin, Ch., Bresson, L.M., 1992. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma* 55, 225–245.
- Valentin, Ch., Casenave, A., 1992. Infiltration into sealed soils as influenced by gravel cover. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 (6), 1667–1673.
- Vandervaere, J.P., Peugeot, C., Vauclin, M., Angulo-Jaramillo, R., Lebel, T., 1997. Estimating hydraulic

- conductivity of crusted soils using disc infiltrimeters and minitensiometers. *J. Hydrol.* 188–189 (1–4), 203–223.
- Viramontes, D., 1993. Redistribución espacial del agua en el paisaje: escurrimiento y erosión hídrica a través de una toposecuencia. *Actas del Seminario Mapimi*. Instituto de Ecología/Orstom, Gomez Palacio, Dgo, Mexico, pp. 143–159.
- Viramontes, D., 1995. Caracterización de los suelos y la vegetación en la parte alta de la cuenca del Nazas. *Folleto Científico*, vol. 3. Cenid-Raspa/Orstom, Gomez Palacio, Dgo, Mexico, 42 pp.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1960. A universal soil loss estimating equation to guide conservation farm planning. *7th Int. Cong. Soil Sci.* 1, 418–425.
- Woo, M., Fang, G., diCenzo, P., 1997. The role of vegetation in the retardation of rill erosion. *Catena* 29 (2), 145–159.
- Yair, A., Lavee, H., 1974. Areal contribution to runoff on scree slopes in an extreme arid environment. A simulated rainstorm experiment. *Zeitschr. Für Geom. Suppl. Bd.* 21, 106–121.

Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western Sierra Madre (North-west Mexico)

L. Descroix^{a,*}, J.-F. Nouvelot^b, M. Vauclin^c

^aIRD-LTHE, Domaine Universitaire, UMR 5564, B.P. 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

^bIRD, 19, Ch. de Sassy, 06 530 Peymenade, France

^cCNRS-LTHE, UMR 5564, B.P. 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

Received 26 October 2000; revised 15 August 2001; accepted 27 February 2002

Abstract

In a subtropical mountain of northern Mexico, soils and slopes seem to have a hortonian functioning, as it is commonly observed in other tropical or subtropical areas. So it is important to know previous soil moisture before any rainfall event in order to properly estimate the runoff coefficients and to get a better understanding of the hydrologic behaviour of the catchments.

A very simple deterministic model, named NAZASM, is developed and tested for 6 microplots (1 and 10 m²), 13 plots (50 m²) and 5 catchments (1–50 km²). It is based on the ‘antecedent precipitation index’ with an exponential decay parameter (α) into the rainfall–runoff relationship. Measurements of rainfall and runoff were made during four rainy seasons. Between 22 and 157 rain events were considered in the analysis, depending on the sizes of the plots and catchments.

‘NAZASM’ gives reasonable estimations of runoff if the calibration data set includes events occurring during wet and dry years, due to the difference of hydrological processes involved in these two situations.

All the results have shown that the use of such a model significantly improves the explained variances between measured runoff and rainfall as compared to classical regression analysis, whatever the size of plots and catchments are.

The α soil water content decay parameter which in theory is a soil characteristic, appeared in fact to be scale dependent. © 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Rainfall–runoff relationship; Deterministic model; Hortonian runoff; Antecedent precipitation index; Western Sierra Madre

1. Introduction

Numerous experimental and numerical studies have been devoted worldwide to the formation of runoff on slopes at both catchment and plot scales. They clearly show that the initial soil water content has a direct influence on the infiltration capacity and

as a result on surface runoff. The principle of the infiltration excess runoff was presented by Horton (1933) and applied by Sherman (1932) with the unit hydrograph theory.

A slope or catchment area is said to have a hortonian behaviour if runoff starts, when the rainfall intensity exceeds the soil infiltration capacity (Hillel, 1988).

In semi-arid and arid regions, presence of surface crusts have been observed to play a major role on runoff yield by reducing the entry of water into the soil (i.e. Duley (1939), McIntyre (1958), Morin and

* Corresponding author. Fax: +33-476-825286.

E-mail addresses: descroix@hmg.inpg.fr (L. Descroix), jean-francois.nouvelot@wanadoo.fr (J.-F. Nouvelot), lthe@hmg.inpg.fr (M. Vauclin).

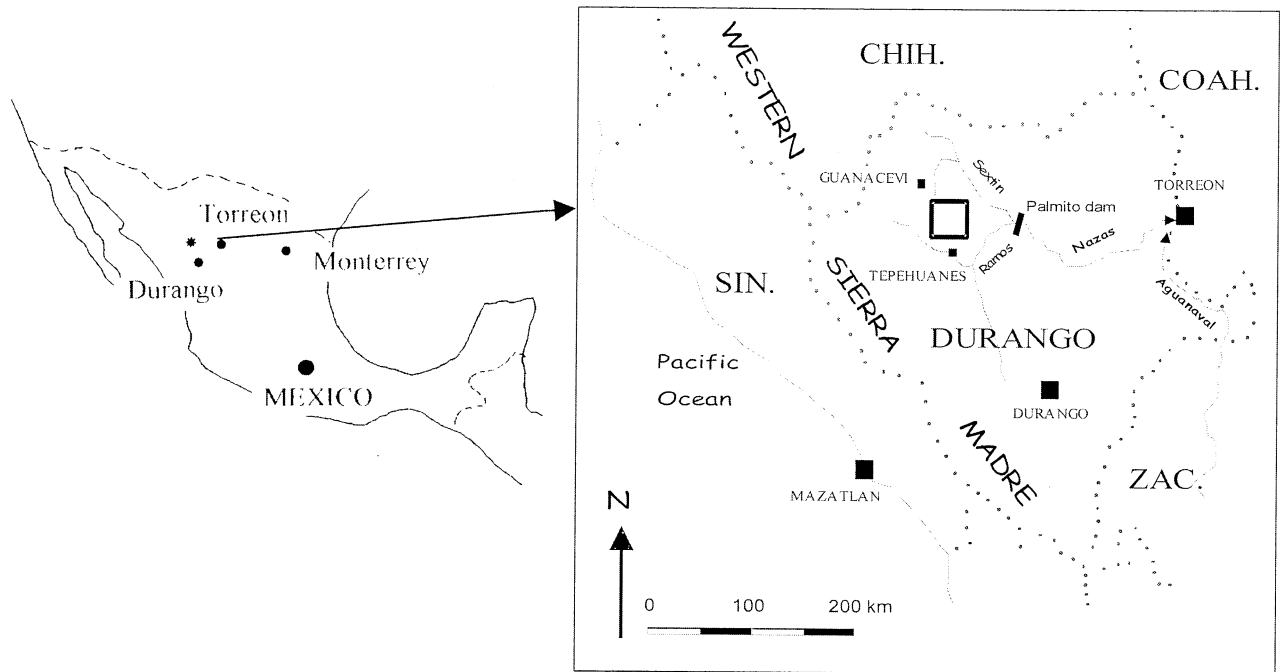


Fig. 1. Location of the study area (bold square).

Benyamini (1977), Valentin (1985), Planchon (1991) among others).

In other environments, such as temperate zones or forest areas, floods (even attenuated or delayed ones) have been recorded without any apparent significant overland flows. This observation led Bonell and Gilmour (1978), Bonell (1993) among others to suggest that subsurface flow could be the main generator of flow in thalwegs, due to the presence of an almost impermeable formation lying at a shallow depth. It was hypothesised that 'contributing areas' with high runoff coefficients in certain parts of a catchment, were the main reason for the formation of floods (Cappus, 1960; Dunne and Black, 1970).

Hydrological models have to take into account the main physical processes involved in the area of interest. Clarke (1973), Freeze (1978), Bowles and O'Connell (1991), Beven (2000) among others, provided extensive reviews of different modelling approaches. Some of them (Sittner et al., 1969; De Vries and Hromadka, 1993; Rose, 1998) are based on the antecedent precipitation index (API) concept to model the rainfall–runoff relationship.

So the main objective of this paper is to evaluate such a simple approach against field observations

acquired on different sites of the western Sierra Madre, northern Mexico.

2. Study area

The western Sierra Madre (Fig. 1) is a volcanic chain of medium altitude (max. 3300 m). It is one of the biggest volcanic systems in the world. Almost the whole range is constituted by rhyolitic ignimbrites, an igneous type of rocks, which appeared at the end of the tertiary. Its behaviour in terms of erosion, water runoff and infiltration is almost the same as the granite. In some cases (particularly at the bottom of the grabens), previous stages of erosion have constituted correlative formations, mainly conglomerates with a mineralogical composition similar to the ignimbrites, but with a hydrodynamic behaviour very different because of its different appearance. They are constituted of blocks and pebbles coated into acid cement and tuffs and are generally trapped in grabens. Consequently, the material is appreciably more permeable than the ignimbritic bedrock (Viramontes, 2000; Descroix et al., 2001a).

The climate is subtropical (Descroix et al., 2001b)

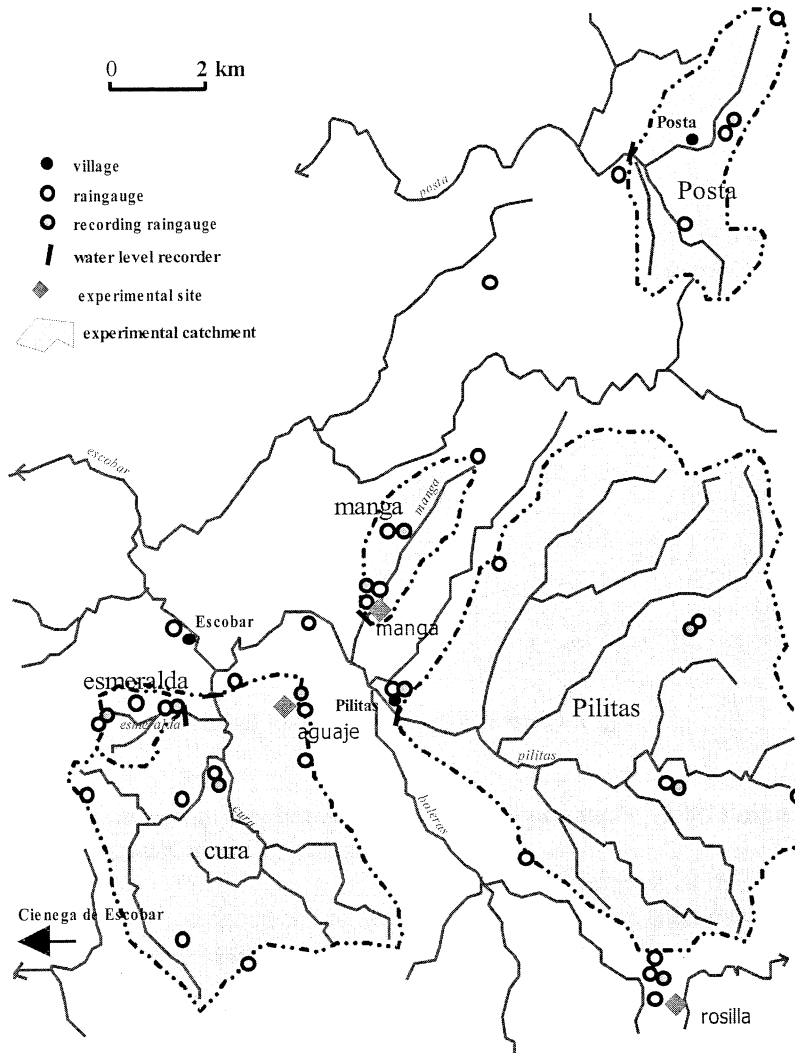


Fig. 2. The experimental network.

characterised by a 4 month-wet season (80% of annual rainfall amount) and a long dry season from 15 October to 15 June with cold winters due to both the altitude and latitude (25°N) effects. The mean annual rainfall varies from 450 mm at 1700 m to 850 mm at 2800 m of altitude. The annual evaporation (pan class A) is 1900 mm at 2200 m and the mean temperature is 14 °C with a minimum of 4 °C in January and a maximum of 25 °C in July.

Rainfall are moderately variable in time for a tropical region: previous studies (Descroix et al., 1997; Descroix et al., 2001b) showed that annual rainfall has a coefficient of variation (CV) ranging from 0.2 to 0.25 at 2000 m height, and from 0.18 to 0.2 at

2800 m height, but, given the rainfall range, these variations have a major impact on streamflows. Thus, for the upper rio Nazas basin (19,000 km²) with an annual rainfall CV of 0.23, the corresponding CV of the average discharge is 0.67. In fact, during a 'normal' rainy season (total amount close to the average one), most of the small rivers have base flows for several weeks. For a season with a deficit of 40–50%, there is no base flow and runoff stops a few hours after the end of the rainfall event, even on catchments of several tens of km². Similarly, in spatial terms, this area is located at a boundary for significant runoff. For the entire Nazas basin, the average annual runoff coefficient is 0.13 for 600 mm of rainfall, but only 0.01 or

Table 1
Main features of the experimental catchments

Catchment	Area (km ²)	Mean slope (%)	Lithology	% Forest	% Grassland	Number of measurement (years)
Cura	21.8	6.6	Ignimbrites	43	57	4
Esmeralda	1.28	13.3	Ignimbrites	66	34	4
Manga	3.08	4.6	Conglomerates	16	84	4
Pilitas	52.3	6.1	30% conglomerates, 70% ignimbrites	43	57	3
Posta	8.62	8.5	Ignimbrites	56	44	1

0.02 for catchments of the same size located in the semi-arid part of the middle Nazas basin (rainfall between 400 and 450 mm), and flows are negligible below 350 mm.

The vegetation is adapted to the 8 month-dry season. Below 2000 m of altitude, typical formations of semi-arid zones are encountered (pasture and *Acacia schaffneri* scrub, *Prosopis glandulosa*, with succulents and cactaceae as *Fouquieria splendens*, *Opuntia megacantha* and *Opuntia streptacantha*). Between 2000 and 2400 m level pastures (with a predominance of *Bouteloua hirsuta*) and oak forests (*Quercus grisea* and *Quercus viminea*) dominate. Finally, pine forests (*Pinus cembroides* and *Pinus duranguensis*) are the predominant vegetation above 2400 m (Descroix et al. 2001a).

Soils are generally Phaeozems, 20–60 cm deep only (locally 100 cm) because of previous and present active erosion. They are red and include a surface horizon rich in organic matter (2–6%) with accumulations of clay below. This type of soil covers approximately 85% of the area, the remaining consists essentially of lithosols with occasional patches of vertisols. The soil texture is sandy clay with a relatively large amount of organic matter. Areal erosion due to overgrazing is widespread, explaining the thinness of the soil (Viramontes, 2000).

The whole Nazas–Aguanaval Basin (92,000 km²) is divided into three geoclimatic regions: an arid area (below 300 mm of annual rainfall), a semi-arid zone (between 300 and 500 mm) and a subhumid area (above 500 mm). The present work deals only with the subhumid zone (the upper Nazas basin). The study area is mainly located between 25°N and 26°N in latitude, and between 105°W and 106°W in longitude.

3. Material and methods

Five catchments of areas ranging from 1 to 50 km², were equipped with discharge (float recording devices) and rain gauges (Fig. 2): Esmeralda, La Manga, La Posta, El Cura and Pilitas. Their main characteristics are given in Table 1. Forty-five rain-gauges (including nine recording ones) were installed; so there was around one raingauge per 4 km² in average. Measurements of rainfall and runoff were made during four rainy seasons (from 1995 to 1998). Between 22 and 157 rainfall events were considered in the analysis, depending on the catchment, and the measuring duration.

Data were also collected at the plot scale. Three sites were selected according to vegetation cover and lithology: one in pine forested land (Rosilla), two in areas of pasture and oaks (Manga and Aguaje) (Fig. 2); one located on rhyolite and the others on conglomerates. Because conglomerates are present only in the grabens and forests above 2300 m of altitude, no configuration with forest on conglomerates was encountered. All the sites were equipped with at least one recording raingauge and with plots of 1, 10 and 50 m², in order to be able to consider as many spatial variables as possible, such as catchment area, slope, vegetation, roughness, soil texture, soil surface features, percentage of organic matter, etc. Thirteen plots of 50 m² were installed to consider the main site variables (lithology, vegetation, stoniness, type of soil surface feature and slope); the small plots (3 of 10 m² and 3 of 1 m²) were dedicated also to study the scale effect. Each plot was equipped with devices to collect runoff and soil losses. Each device was constituted by a gutter, a pipe and a collecting capacity ranging from 0.05 m³ (for 1 m² plots) to 3 m³ (for 50 m² plots). The

Table 2
Main characteristics of the experimental sites (OM is the organic matter content)

Site	Altitude (m)	Lithology	Vegetation type	% Sand	% Silt	% Clay	% OM	Annual rainfall (mm)			
								1995	1996	1997	1998
Rosilla	2500	Ignimbrites	Forest	63	19	18	4.08	360	612	339	
Aguaje	2200	Ignimbrites	Pasture	52	23	25	6.3	324	690	298	320
Manga	2150	Conglomerates + tuffs	Pasture	70	16	14	3.37	284	602	322	272
Cienega de Esc. ^a	2100							490	694	460	410

^a The nearest climatologic station, characterised by a mean annual rainfall value of 584 mm (with a standard deviation of 141 mm) calculated for the 1965–1998 period.

main characteristics of each plot are given in Tables 2 and 3. For both plots and catchments, it seems important to distinguish two main types of lithology: ignimbrites and rhyolite in one side, tuffs and conglomerates in the other one.

Cumulative flow values (total per event) were measured in capacities at the end of each rainfall event. Between 59 and 111 rain events were considered, depending on the site, and for a minimum of 2 years of measurement: 1995 and 1996 in Rosilla site, 1996, 1997 and 1998 in the other two (Manga and Aguaje). Annual rainfall values measured at the

three sites, as well as at the nearest meteorological station of Cienega de Escobar located at 2100 m height are reported in Table 2 for the four rainy seasons.

4. A simple rainfall–runoff model

It is well known that the previous soil moisture content is an important parameter to explain the runoff yield function. However, it was uneasy to monitor it continuously, because appropriate devices, such as

Table 3
Main features of the plots selected within the 3 sites (OM is the organic matter content. The total of cover types can exceed 100%, because tree cover is superimposed on the other ones. In Rosilla site (plots 31 and 32), the soil cover under and around the trees is constituted of litter. – indicates no data)

Number	Site	Area (m ²)	Slope (%)	% Tree cover	% Bare soil	% Grass cover	% Pebbles and stones cover	% Clay	% OM
11	Manga	50	20.7	39.4	3.1	59.7	37.2	14.8	4.7
12	Manga	50	13.6	63.2	4	27.6	68.4	13.1	3.8
13	Manga	50	12.9	0	1.5	21.6	76.9	12.2	2
14	Manga	50	23.2	0	0	22	78	15.4	3.8
15	Manga	50	10.2	0	0	41.4	58.6	11.7	2.5
16	Manga	1	12.8	0	3.7	24.9	69.1	–	–
17	Manga	10	15.2	0	8	42.4	49.6	–	–
18	Manga	10	16.8	0	3.9	43.6	52.5	–	–
19	Manga	10	16.8	0	8.7	36.3	55	–	–
21	Aguaje	50	13.2	65.3	20.3	54.5	25.2	37.4	8.4
22	Aguaje	50	14.2	0	4.9	64.2	30.9	20.2	3
23	Aguaje	50	25.4	60.3	3.9	19.1	77	18.2	7.9
24	Aguaje	50	27.9	33.2	5.7	24.2	70.1	35	4.7
25	Aguaje	50	27	27.7	1	28.5	70.5	15.5	7.5
26	Aguaje	1	14.2	0	0.6	45.3	54.1	–	–
27	Aguaje	1	23	10	12	48	40	–	–
30	Rosilla	50	23.1	0	9.9	10	7	19.1	–
31	Rosilla	50	23.1	0	3.1	5	7	–	–
32	Rosilla	50	36.4	100	0	10	5	22.2	–

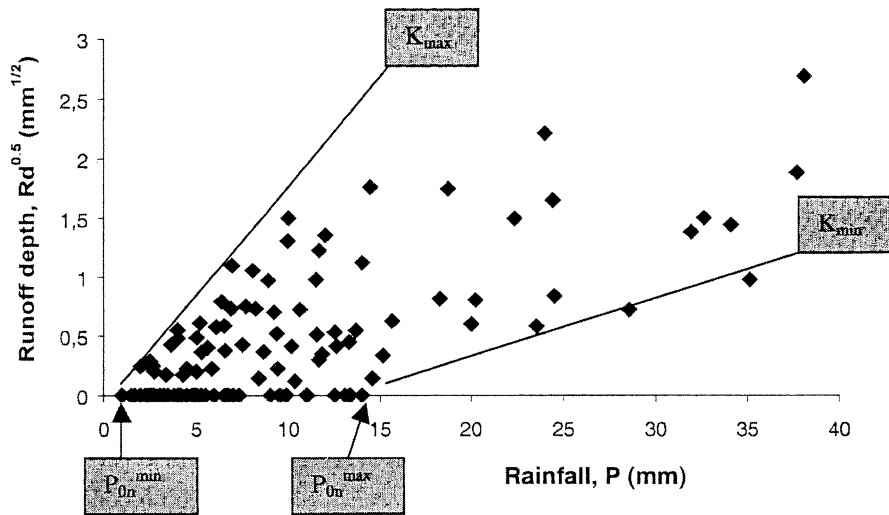


Fig. 3. Boundaries of the experimental relationship $\sqrt{Rd_n} = K_n(P_n - P_{0n})$ (Eq. (1)) for the El Cura catchment (area 21.8 km², years 1995–1998).

neutron probe, TDR system or tensiometers were not available in the Sierra Madre context. So, the API has been used as a reasonable palliative to estimate the water status of the soil reservoir (Sittner et al., 1969; Chevallier, 1983; Seguis, 1987; Albergel, 1988; Casenave and Valentin, 1989; Molinier et al, 1993; Nouvelot, 1993; Grésillon, 1994; Descroix and Nouvelot, 1997). Recently, Rose (1998) used an API over 3-month periods to explain runoff variations over catchment areas ranging from 100 to 10,000 km², located in the east coastal plain of Georgia, USA.

A lumped deterministic API-type model, named ‘NAZASM’ model has been developed and used here to evaluate runoff on both plots and catchment areas. The model is inspired from those used by

Girard (1975) for sahelian regions. It relies in the following assumptions:

(i) The rainfall–runoff relation (Eq. (1)) is assumed to hold for any rainy event, n :

$$\sqrt{Rd_n} = K_n(P_n - P_{0n}) \quad \text{with } P_n > P_{0n} \quad (1)$$

where Rd_n and P_n are the runoff depth and the rainfall amount, respectively, both expressed in mm. P_{0n} (mm) is the rainfall below which there is no runoff. K_n (in mm^{-1/2}) is a parameter depending on the soil surface hydraulic conductivity, on the catchment area and on the proportion of the catchment contributing to runoff.

Because it has been observed that all the measured values of $\sqrt{Rd_n}$ and P_n were included between two straight lines (see for instance Fig. 3 for the El Cura data), K_n can be expressed as:

$$K_n = K_{\min} + \left[(K_{\max} - K_{\min}) / (P_{0n}^{\max} - P_{0n}^{\min}) \right] \times (P_{0n}^{\max} - P_{0n}) \quad (2)$$

where K_{\max} , K_{\min} , P_{0n}^{\max} and P_{0n}^{\min} correspond to the maximum and minimum values, respectively, of K and P_{0n} for either the plots or the catchments.

(ii) By assimilating the soil to a reservoir (Fig. 4), P_{0n} can be expressed as:

$$P_{0n} = C(H_{\max} - API_n) \quad \text{with } API_n \leq H_{\max} \quad (3)$$

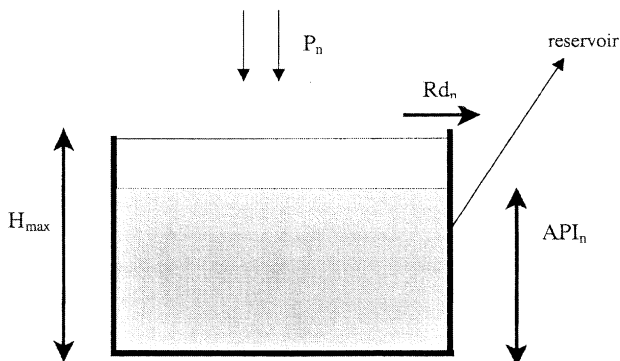


Fig. 4. Schematic representation of the soil in the API-type model.

Table 4
Parameters of calibration of the NAZASM model (Eq. (5)) and comparison of the results with the empirical model (Eq. (1)) (r^2 Eq. (1) and r^2 Eq. (5) are the coefficient of determination of the linear regressions between $\sqrt{Rd_r}$ and P_r based on Eq. (1) [$\sqrt{Rd_r} = K_r(P_r - P_{th})$] and Eq. (5) (NAZASM model), respectively. r_c^2 and r_v^2 are the coefficients of determination of the regression between calculated and observed runoff yield for the calibration (r_c^2) and the validation (r_v^2) of NAZASM. N is the number of events considered. All the other parameters are defined in the text. Plots 11–19 are located on conglomerates lying in a pasture area; plots 21–27 are on ignimbrites, in a pasture zone; plots 30–32 are on ignimbrites, in a forest environment)

	Area	Year	r^2 Eq. (1)	r^2 Eq. (5)	α (day ⁻¹)	C	P_{th}^{max} (mm)	K_{max} (mm ^{-1/2})	K_{min} (mm ^{-1/2})	H_{max} (mm)	r_c^2	NC	r_v^2	NV	
Catchments															
Pilitas	51 km ²	1995	0.06	0.18	0.20	0.09	8.9	0.10	0	100	0.52	6	0.66	5	
		1996	0.54	0.66	0.09	0.20	2.9	0.17	0	0	161	0.83	34	0.81	33
		1997	0.71	0.95	0.095	0.08	12	0.035	0.035	0.035	79	0.74	19	0.79	19
		95–97	0.37	0.46	0.054	0.13	23	0.08	0.08	0.004	120	0.76	59	0.81	58
Cura	21.8 km ²	1995	0.82	0.99	0.12	0.05	13	0.11	0.07	100	0.86	17	0.79	16	
		1996	0.67	0.73	0.03	0.015	4	0.12	0	0	260	0.91	36	0.78	36
		1997	0.67	0.79	0.09	0.02	4.5	0.18	0.18	0.18	230	0.91	13	0.67	13
		1998	0.74	0.94	0.15	0.07	2.5	0.11	0.05	0.05	100	0.80	9	0.62	9
Posta	8.61 km ²	95–98	0.61	0.75	0.03	0.08	14	0.09	0.06	223	0.81	74	0.64	73	
		1997	0.69	0.94	0.02	0.04	15	0.06	0.06	100	0.76	11	0.75	11	
Manga	3.1 km ²	1995	0.49	0.67	0.05	0.1	3.8	0.1	0	44	0.74	17	0.68	16	
		1996	0.37	0.67	0.02	0.03	8	0.12	0	0	250	0.77	35	0.93	34
		1997	0.31	0.77	0.02	0.013	17	0.03	0.03	0	59	0.39	16	0.46	15
		1998	0.66	0.67	0.1	0.2	18	0.035	0	0	80	0.84	12	0.84	11
Esmeralda	1.28 km ²	95–98	0.61	0.75	0.01	0.06	17	0.13	0	250	0.75	79	0.76	78	
		1995	0.91	0.91	0.34	0.4	10	0.21	0.08	0.08	40	≈1	8	≈1	7
		1996	0.77	0.89	0.11	0.05	8	0.17	0	0	140	0.86	35	0.90	34
		1997	0.40	0.68	0.04	0.22	10	0.08	0.06	0.06	45	0.60	9	0.93	9
Plots <i>Manga site</i>	50 m ²	1998	0.75	0.98	0.1	0.05	20	0.065	0	150	0.74	17	0.89	17	
		95–98	0.59	0.81	0.10	0.02	4.8	0.08	0	129	0.66	68	0.72	68	
		1996	0.34	0.60	0.18	0.06	4	0.08	0	0	48	0.57	16	0.82	15
		1997	0.8	0.98	0.10	0.10	7	0.18	0.02	0.02	35	0.79	17	0.54	16
12	50 m ²	1996	0.33	0.76	0.08	0.16	25	0.06	0.06	90	0.50	16	0.88	15	
		1997	0.84	0.98	0.06	0.08	7	0.14	0.02	0.02	35	0.82	17	0.77	16
13	50 m ²	1996	0.43	0.70	0.07	0.12	24	0.12	0.12	100	0.68	16	0.90	15	
		1997	0.77	0.96	0.06	0.12	7	0.16	0.02	0.02	35	0.74	17	0.77	16
14	50 m ²	1998	0.89	0.93	0.08	0.25	10	0.11	0.11	41	0.93	13	0.87	13	
		96–98	0.54	0.68	0.05	0.14	24	0.14	0.03	0.03	131	0.72	45	0.77	45
		1996	0.45	0.69	0.07	0.17	24	0.10	0.10	100	0.69	16	0.92	15	

Table 4 (continued)

	Area	Year	r^2 Eq. (1)	r^2 Eq. (5)	α (day $^{-1}$)	C	P_{0r}^{max} (mm)	K_{max} (mm $^{-1/2}$)	K_{min} (mm $^{-1/2}$)	H_{max} (mm)	r_c^2	NC	r_v^2	NV
15	50 m 2	1997	0.83	0.97	0.05	0.09	5	0.13	0.01	35	0.82	17	0.76	16
		1996	0.31	0.97	0.06	0.03	22	0.05	0	120	0.66	16	0.95	15
		1997	0.88	0.99	0.05	0.04	5	0.15	0	35	0.85	17	0.65	16
16	1 m 2	1997	0.56	0.99	0.001	0.03	12	0.13	0.01	30	0.62	17	0.64	16
		1998	0.74	0.97	0.07	0.01	3	0.25	0	180	0.75	13	0.92	12
17	10 m 2	1997	0.90	0.99	0.1	0.10	5	0.13	0.1	12	0.90	10	0.80	9
18	10 m 2	1997	0.84	0.88	0.01	0.25	2.5	0.28	0	10	0.84	10	0.56	9
19	10 m 2	1997	0.82	0.64	0.08	0.20	5	0.30	0	28	0.93	10	0.62	9
<i>Aguaje site</i>														
21	50 m 2	1996	0.76	0.96	0.046	0.02	7	0.1	0.06	221	0.80	24	0.86	24
		1997	0.87	0.99	0.08	0.05	6	0.08	0.08	60	0.85	18	0.84	18
22	50 m 2	1996	0.85	≈ 1	0.05	0.01	5	0.17	0.17	220	0.85	24	0.81	24
		1997	0.79	0.99	0.10	0.01	9	0.21	0.21	60	0.79	18	0.80	18
		1998	0.65	0.83	0.07	0.04	6	0.13	0	99	0.81	14	0.89	13
23	50 m 2	96–98	0.59	0.99	0.1	0.02	17	0.12	0	100	0.63	56	0.73	56
		1996	0.88	≈ 1	0.04	0.01	5	0.12	0	229	0.88	24	0.75	24
		1997	0.81	≈ 1	0.12	0.01	5	0.08	0.08	30	0.80	18	0.78	18
24	50 m 2	1996	0.63	0.84	0.04	0.01	5	0.11	0	232	0.79	24	0.81	24
		1997	0.87	≈ 1	0.08	0.01	5	0.07	0.07	40	0.86	18	0.82	18
25	50 m 2	1996	0.78	0.94	0.04	0.01	6.7	0.11	0	230	0.83	24	0.82	24
		1997	0.80	≈ 1	0.01	0.01	5	0.08	0.08	60	0.80	18	0.85	18
26	1 m 2	1997	0.70	0.70	0.013	0.03	7	0.18	0	110	0.73	13	0.67	13
		1998	0.87	0.98	0.01	0.10	7	0.19	0.19	57	0.90	14	0.92	13
27	1 m 2	1998	0.86	0.97	0.1	0.23	7	0.1	0.1	30	0.91	14	0.88	13
<i>Rosilla site</i>														
30	50 m 2	1995	0.76	0.83	0.1	0.10	5	0.18	0.01	50	0.79	14	0.79	13
		1996	0.75	0.80	0.035	0.02	5	0.19	0	168	0.91	19	0.75	19
31	50 m 2	1995	0.78	0.97	0.06	0.08	4	0.06	0.02	45	0.81	14	0.73	13
		1996	0.74	0.84	0.04	0.13	34	0.16	0.11	184	0.88	19	0.80	19
32	50 m 2	1995	0.52	0.89	0.01	0.07	8	0.04	0.01	80	0.55	14	0.54	13
		1996	0.21	0.42	0.03	0.30	20	0.1	0.05	160	0.56	19	0.51	19
Mean values			0.660.84							0.78				0.78

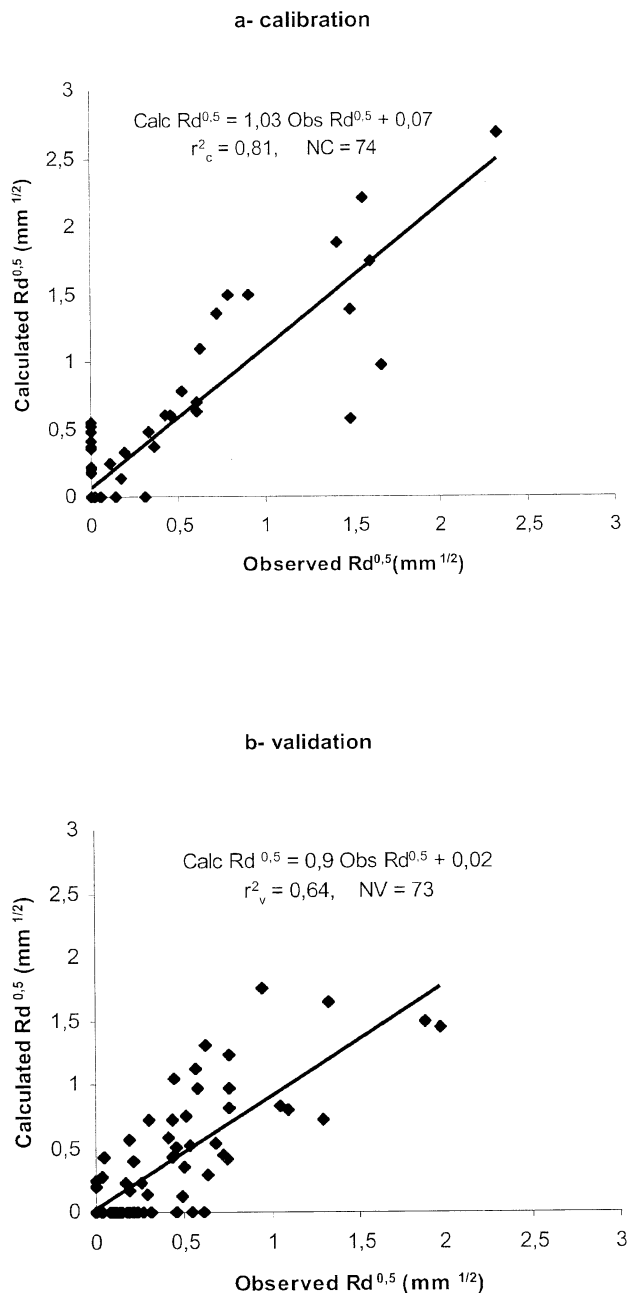


Fig. 5. Calibration (a) and validation (b) of NAZASM for the Cura catchment (1995–1998): comparison between calculated and observed values of runoff (square root).

where C is a parameter taking into account most likely rainfall intensity and indirectly the catchment heterogeneity, the water storage of the soil surface (including vegetation and litter) and the mechanical effect of raindrops on the soil. H_{\max} is the maximum water storage of the reservoir

(mm) and API_n (mm) is its actual level at a given time (Fig. 4).

(iii) Following the definition of the API (Kohler and Linsley, 1951; Chevallier, 1983), API_n is calculated as:

$$API_n = (API_{n-1} + P_{n-1})\exp(-\alpha\Delta t) \quad (4)$$

where $\Delta t = t_n - t_{n-1}$ is the time (day and/or fraction of day) elapsed between the end of the previous rain event P_{n-1} and the beginning of the current one (P_n).

The parameter α (day^{-1}) is the inverse of the characteristic time of soil moisture depletion.

Introducing Eq. (4) into Eq. (3) and then into Eq. (1), gives:

$$\sqrt{Rd_n} = K_n \{ P_n - C[H_{\max} - (API_{n-1} + P_{n-1}) \times \exp - \alpha(t_n - t_{n-1})] \} \quad (5)$$

The model (Eq. (5)) has seven parameters ($C, H_{\max}, \alpha, K_{\max}, K_{\min}, P_{0n}^{\max}, P_{0n}^{\min}$) to be determined. This was achieved by splitting the time series of observed (P_n, Rd_n) values in two parts (one event out of two): one half being used for the calibration of the parameters by best fitting between calculated and measured values of runoff depths; and the other one for the validation, the values of the parameters being kept unchanged.

The model is initialised at the beginning of the rainy season, where API_0 is assumed to be zero.

5. Results

The NAZASM model has been calibrated and tested for all the catchments and plots, which were surveyed in the high Nazas river basin during four consecutive years (1995–1998). It has also been evaluated by regrouping several years: 1995–1997 for the Pilitas catchment, 1995–1998 for other three and 1996–1998 for two plots of 50 m^2 located at the La Manga and El Aguaje sites. The total represents 58 tests and all the results including the model fitted parameters are summarised in Table 4.

5.1. Parameter estimates

Table 4 gives for each test the values of coefficient of determination of the regression between calculated and observed runoff values for the calibration (r_c^2) and

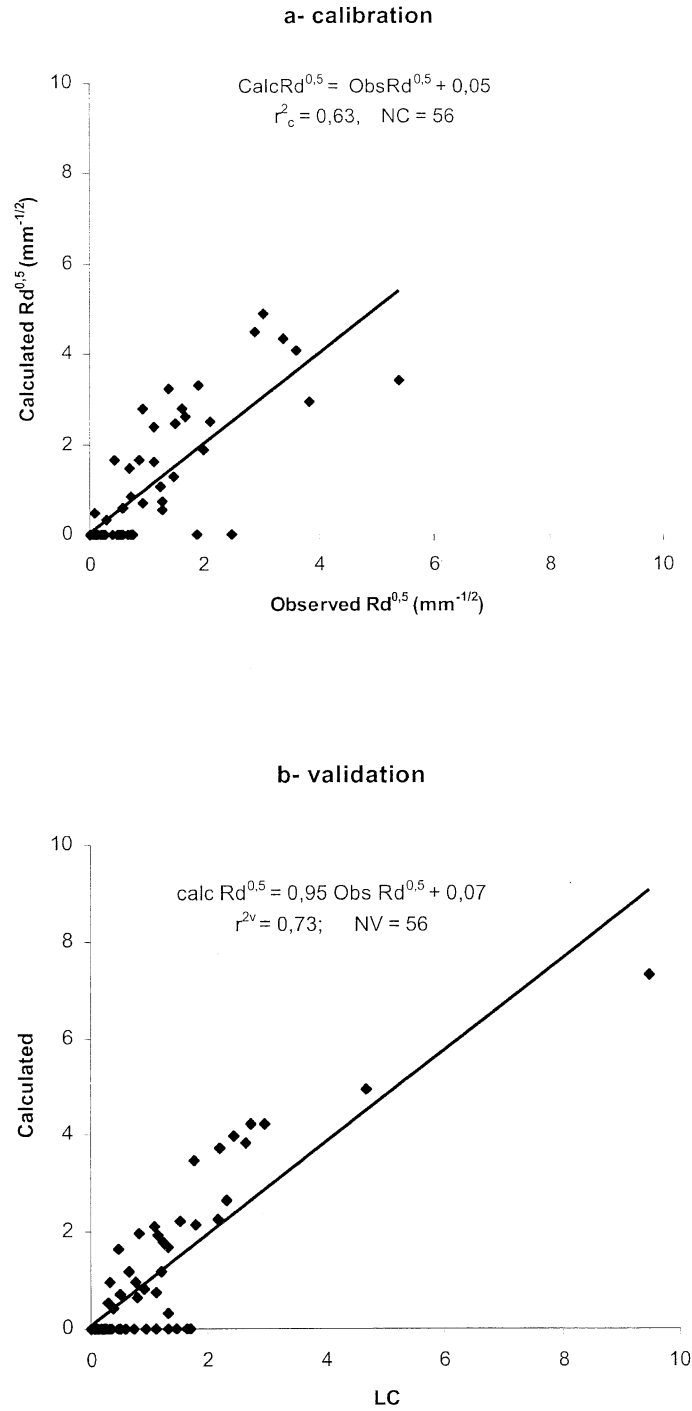


Fig. 6. Calibration (a) and validation (b) of NAZASM for the plot 22 (area = 50 m²; El Aguaje site, 1996–1998): comparison between calculated and observed values of runoff (square root).

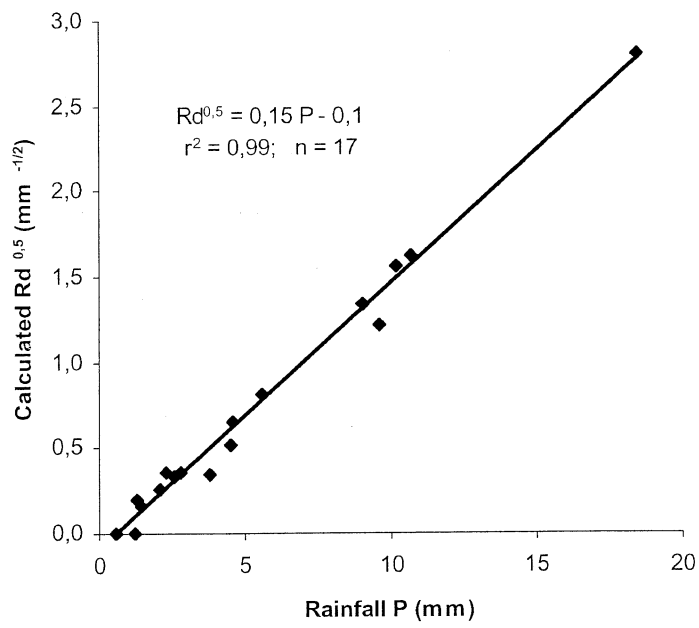
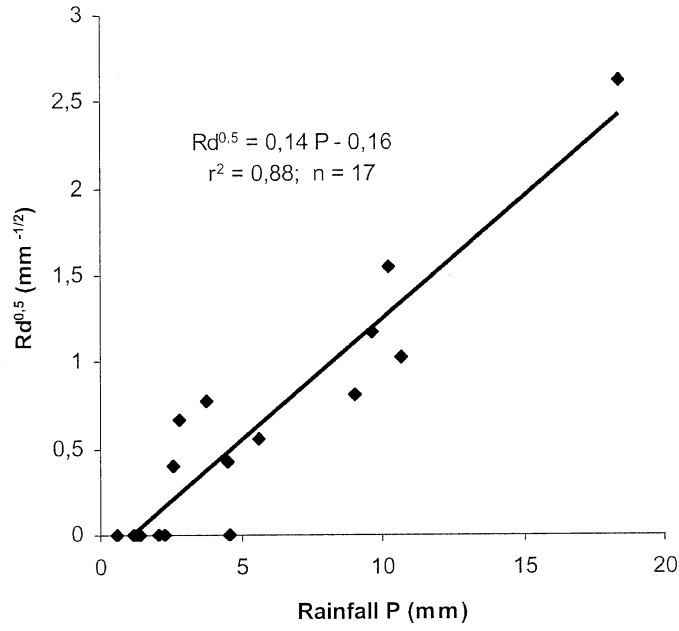


Fig. 7. Comparison between rainfall and runoff relationship given by the experimental relationship $\sqrt{Rd_n} = K_n(P_n - P_{0n})$ (Eq. (1)) (a) and by NAZASM (b) (Eq. (5)) for the plot 15 (1997).

Table 5

Variation of α calculated by $\text{API} - \text{Rd}_{n-1}$ instead of API and taking into account PU10 instead of P ($\text{API} - \text{Rd}_{n-1}$ is calculated by subtracting from API runoff depths (Rd_{n-1}) induced by previous rainfall events. API (PU10) is the API calculated with an 'effective rainfall' (corresponding here to intensity higher than 10 mm/h, PU10) instead of the rainfall P)

API-type introduced in Nazas model	α (day ⁻¹)	r^2
API	0.071	0.84
API - Rd_{n-1}	0.0699	0.845
API (PU10)	0.068	0.835

the validation (r_v^2) of the model, as well as the number of rain events considered, respectively (NC and NV). As an example, the relations between calculated and observed $\sqrt{\text{Rd}_n}$ is shown in Fig. 5 for the catchment Cura (1995–1998) and in Fig. 6 for the plot no. 22 (1996–1998), for both calibration (Figs. 5(a) and 6(a)) and validation (Figs. 5(b) and 6(b)) of NAZASM.

It can be noticed that:

r_c^2 and r_v^2 are quite similar (about 0.78 in average) whatever the plots and catchments;

for five cases, both calibration and validation r^2 are quite low, due to a high scattering in soil response to the rain: Pilitas catchment in 1995; Manga catchment in 1997; plot 16 in 1997 and plot 32 in 1995 and 1996. In the last two cases, only 3 and 5 events have produced runoff, due to the high thickness of the litter;

in some other tests, only one of the r^2 coefficient is satisfying, while the other is not: Cura catchment in 1998, Esmeralda catchment in 1997; plots 11 and 12 in 1996; plots 15 and 18 in 1997);

in all the other cases (47 of 58 tests), both calibration and validation coefficients of determination are satisfying whatever the size, the lithology and the vegetation of the catchment are.

5.2. Empirical versus API-type model

As it can be seen in Table 4 (columns 4 and 5) the use of NAZASM (Eq. (5)) instead of the empirical approach (Eq. (1)) significantly improves the estimation of runoff yield: the mean r^2 increases from 0.66 to

0.84. The rise is from 0.70 to 0.88 for the plots (38 tests) and from 0.59 to 0.76 for the catchments (20 tests). As an example, Fig. 7 shows for plot the no. 15 in 1997 the rainfall runoff relationship obtained by the empirical relation (Eq. (1); Fig. 7(a)) and calculated by NAZASM (Fig. 7(b)).

Additional comments can be made:

(i) coefficients of determination of the rainfall–runoff relationship given by Eq. (5) are satisfying in all cases (58 tests) except three (Pilitas catchment in 1995 and 1995–1997; plot 32 in 1996) (Table 4, column 5);

(ii) similar results have been recently obtained for several 5000 km² watersheds located in the same area (Viramontes, 2000). Because of the longer response times of these basins, monthly values of rainfall and runoff have been considered in the analysis, instead of event values.

(iii) incidentally, subtracting from the API runoff depths (Rd_{n-1}) induced by previous rainfall events, as suggested by Chevallier (1983) did not improve the results (see Table 5). Furthermore, considering the effective rainfall as defined for instance by Peugeot et al. (1997), Descroix et al. (2001a) instead of using the raw ones in Eq. (3) did not significantly increase the explained variances as it is shown in Table 5. In that case, effective rainfall corresponds to intensity higher than 10 mm/h (PU10).

6. Discussion on the parameters of the API-type model

In the following, we discuss the influence of different environmental factors (rainfall, size of the studied areas, lithology and vegetation type cover) on the NAZASM parameters. Table 6 summarises the corresponding results expressed in terms of mean (and its significance), CV (coefficient of variation) and median values calculated for each parameter. The last column gives the number (N) of plots or catchments included in each category, which have been used to calculate the statistics.

It should be mentioned that all the CV values are quite important (generally higher than 0.5, and

Table 6
 Statistics of the NAZASM parameters for different environmental conditions. N in the number of plots or catchments considered in the statistical analysis (M is the mean, CV is the coefficient of variation, m is the median. (1) Sigf. shows if averages are significantly different according to the Student test. * * * different at the 99% confidence level. * * different at the 85% confidence level. * different at the 80% confidence level. NA not applicable)

	α			C			P_0^{\max}			K_{\max}			K_{\min}			H_{\max}			N			
	M (day^{-1})	Sigf. (1)	CV	m (day^{-1})	M	Sigf.	CV	m	M (mm)	Sigf.	CV	m (mm)	M ($\text{mm}^{-1/2}$)	Sigf.	CV	m ($\text{mm}^{-1/2}$)	M (mm)	Sigf.		CV	m (mm)	
1996 ($P = 600$ mm)	0.06	NA	0.64	0.05	0.08	NA	1.08	0.03	12.3	*	0.81	7	0.12	NA	0.33	0.12	0.04	171	* * *	0.37	168	17
1997 ($P = 350$ mm)	0.06		0.63	0.06	0.08		0.97	0.05	7.5		0.50	6.5	0.13		0.55	0.13	0.05	56		0.86	37.5	20
Plots	0.06	*	0.59	0.06	0.09	NA	0.94	0.07	9.7	NA	0.80	6.9	0.13	* *	0.45	0.13	0.10	93	* *	0.75	60	38
Catchments	0.09		0.87	0.09	0.10		0.35	0.07	10.8		0.57	10	0.10		0.48		0.03	133		0.55	110	20
Rhyolite and ignimbrite	0.07	NA	0.86	0.06	0.07	*	1.29	0.04	8.9	NA	0.73	6.9	0.12	NA	0.40	0.11	0.06	124	* *	0.60	100	32
Conglomerates and tuffs	0.07		0.66	0.07	0.11		0.64	0.10	11.6		0.69	8.5	0.13		0.54	0.13	0.02	85		0.78	69	26
Savanna	0.06	NA	0.62	0.06	0.08	* *	0.96	0.05	9.4	NA	0.71	7	0.13	NA	0.45	0.12	0.05	106	NA	0.76	85	42
Forest	0.09		0.92	0.08	0.14		0.82	0.09	12.3		0.76	9.5	0.12		0.55	0.09	0.03	107		0.48	110	16

Table 7

Statistics of the soil porosity and the gravimetric water content according to vegetation cover (N is the number of replications)

	Porosity			Water content		
	Mean	CV	N	Mean	CV	N
Forest	0.374 ^a	0.20	28	0.18 ^b	0.24	95
Savanna	0.355 ^a	0.22	41	0.155 ^b	0.23	156

^a Statistically different at the 90% confidence level.

^b Statistically different at the 99% confidence level.

frequently superior to 1) indicating that the spatial variability of the soil characteristics and the vegetation cover is important.

The parameter α represents the soil moisture decay, i.e. the capacity of the soil to retain infiltrating water after a rainfall event.

A literature survey shows that this parameter is often estimated at a value of 0.5 day^{-1} in the sahelian regions (Chevallier, 1983; Seguis, 1987; Albergel, 1988) and in France (Grésillon, 1994), but only at 0.11–0.16 for central and eastern United States (Chevallier, 1983).

As it can be seen in Table 4, most of the optimised α values fall within the range of values reported by Chevallier (1983) for the inter-tropical zone (i.e. between 0.01 and 0.2 day^{-1}). Although the mean values may appear weakly variable, it is worthwhile to note that they vary according to the context. As a matter of fact, Table 6 shows that α is under the influence of some key factors, namely:

(i) the size of the studied area: the α mean value is 0.06 for plots and 0.09 for catchments. It is the only significant difference. However, taking into

Table 8

Statistics of the hydraulic conductivity according to lithology (values were obtained by tension infiltrometer tests performed at an applied water pressure head of -10 mm . N is the number of replications)

Hydraulic conductivity	Ignimbrites and rhyolites	Tuffs and conglomerates
Mean (m s^{-1})	5.5×10^{-6a}	8.4×10^{-6a}
CV	0.71	0.43
N	46	42

account values obtained by Viramontes (2000) for catchments of around 5000 km^2 (α ranging from 0.02 to 0.06) would suggest that there is no linear relation between α and area size.

(ii) types of vegetation cover: considered areas in savanna have a mean value of α parameter of 0.06, instead of 0.09 for forested zones. But, this difference is not significant.

The mean C value is significantly smaller in savanna ($C = 0.08$) than in forested areas ($C = 0.14$), the role of soil and vegetation reservoir being bigger in the latter environment. Porosity and gravimetric soil water content are higher in forest than in savanna as it is shown in Table 7. That is mainly due to the presence of both litter and forest making easier soil surface water storage. For the same reasons, C values are higher in conglomerates and tuffs (0.11) than in rhyolite (0.07), the latter one being less permeable, as it can be seen in Table 8, which gives values of soil surface hydraulic conductivities obtained by tension disc infiltrometer (see for instance Vanderwaere et al. (2000)).

The P_{0n}^{max} values are around 5–20 mm of water. Here, the only noticeable difference is between 1996 and 1997. In the wet year 1996, vegetation growth induces higher infiltration rates, so the minimum rainfall value necessary to produce runoff increases. In other respects, P_{0n}^{max} is higher in forest (12.3 mm) than in savanna (9.4 mm); P_{0n}^{max} increases logically with the area size and is higher for permeable fields (conglomerates and tuffs) than for rhyolite and ignimbrites ones. That is classical but not statistically significant here. In the other hand, P_{0n}^{min} appeared to be always equal to 0.

K_{max} presents no significantly different means except between plots on the one hand, catchments on the other (probably due to the different area sizes). This is a general behaviour that increasing the catchment leads to a decrease in runoff coefficient. K_{min} is mostly close to 0 and too scattered to be easily explainable.

The maximum capacity of the soil, H_{max} , is higher in a rainy year, because the whole soil profile is functioning as a reservoir. There is also a significant difference between plots (mean $H_{\text{max}} = 93 \text{ mm}$) and catchments ($H_{\text{max}} = 133 \text{ mm}$) because of the general

Table 9
Comparison between monthly values of measured and calculated runoff depths by NAZASM (Cura catchment, 1995–1998)

Month	Calculated runoff depth (mm)	Observed runoff depth (mm)
June 1995	0.61	0.84
July 1995	2.79	2.72
August 1995	0.79	0.28
September 1995	0.57	0.00
Year 1995	4.76	3.84
June 1996	0.87	0.72
July 1996	1.03	1.21
August 1996	13.14	15.19
September 1996	12.27	14.16
Year 1996	27.31	31.28
June 1997	0.14	0.22
July 1997	2.80	3.06
August 1997	2.04	4.43
September 1997	0.11	0.00
Year 1997	5.08	7.71
June 1998	0.00	0.00
July 1998	0.00	0.00
August 1998	10.87	7.26
September 1998	0.71	0.45
Year 1998	11.58	7.71

higher roughness of greater areas and the presence of storage areas (talwegs, vegetalised stripes, etc.).

The results have shown that taking into account the previous soil moisture improves significantly the rainfall runoff relationships. However, the western Sierra Madre seems to be located on a hydrologic boundary. As a matter of fact, during the observation time, its functioning has had clearly a hortonian pattern, except in 1996 (year with a slight rainfall surplus) and in some other short periods of rainfall events, as it occurs when tropical depressions cross the whole Sierra Madre, and during very abundant rainy seasons. In these cases, surface saturated areas can appear and enhance strongly the runoff coefficient.

Nevertheless, an analysis performed on the long-term regional rainfall and discharge data (50 and 30 years, respectively) shows that the 1994–2000 period was very dry. Except the year 1996 (see Table 2) all other years had a strong rainfall deficit in this region: –40% of the mean annual rainfall in 1994, –20% in 1995 and in 1997, –35% in 1998 and –30% in 1999 and 2000. This clearly appears in the base flows of the

two basins of Rio Ramos (7130 km²) and Rio Sextin (4660 km²), which were very low on these years. Therefore, the regular regime is probably closer to the 1996's one. Under more normal conditions, groundwater plays an important role by allowing a permanent river flow during several weeks and even months all along the rainy season and sometimes after.

Comparing rainfall amount and hillslopes behaviour in space (Estrada, 1999) and in time (Viramontes, 2000) in northern Mexico allows to assume that during the rainy season there is a rainfall threshold of about 500 mm (depending on the temporal distribution of events) up to which runoff is mainly hortonian, and not only hortonian above. Viramontes (2000) determined that α parameter was increasing from the seventies decade to the nineties one in two catchments of the upper Rio Nazas basin, due to the degradation of pasture and to the deforestation.

As long as the considered period includes wet and dry years, the parameters are more significantly fitted. Furthermore, NAZASM is applicable at plot scale (1–50 m²), as well as at basin scale (from 1 to 10,000 km²), making it a robust lumped deterministic model for semi-arid mountains and for all scales. It can be fairly applied yearly or monthly, as it is shown in Table 9, which presents the observed and calculated runoff depth for the Cura basin.

However, the use of the API-type model for runoff prediction could be hazardous if the calibration sample does not include events of dry and wet years. As an example, for the Esmeralda catchment, the use of the model parameters fitted on the dry 1996 year would lead to calculated runoff values equal to 32, 45 and 51% of the observed ones in 1995, 1997 and 1998, respectively. This is due to the big difference between processes observed in wet and dry years.

7. Conclusions

In a subhumid mountainous region with a tropical climate, it has been shown that hortonian runoff is mostly widespread. Consequently, the initial soil moisture content prior to a rainfall event plays a key role, especially during a year characterised by rainfalls close to the climatic average.

For dry years (as in 1995, 1997 and 1998 in study area) in catchments with rhyolites and ignimbrites in pasture land areas, it appeared that the soil water reservoir remains very small. Indeed, rainfall is so infrequent and light that it prevents the formation of water storage, which could reduce infiltration. However, even during dry years, soil moisture content plays a major role at least in two contexts:

In a forest environment, where the existence of a soil-vegetation reservoir is preserved. This represents 15–50% of catchment areas at altitudes between 2200 and 2600 m, but almost 100% above. These areas are important, because they receive the highest rainfall amount (up to 900 mm per year). However, it should be noted that certain areas are suffering from very rapid deforestation, which could threaten the sustainability of this water storage;

In conglomerate areas found only in grabens, where soil moisture is trapped into topographic depressions (and thus without any major influence on downstream flows) which receive less amount of rain.

All the results have shown that a simple model based on the concept of the API contributes to better explain the runoff formation and significantly improves the classical empirical rainfall–runoff relationships. This improvement has been verified for plots of different sizes (1, 10 and 50 m²), as well as for catchments ranging from 1 to 50 km² and up to 7000 km² according to other studies performed in the same area.

Acknowledgements

The authors thank Jose Luis Montoya and Avelina Carrillo from CONAGUA (Comisión Nacional del Agua, the Mexican Water Resources Administration) for making available to them the climatologic data.

References

- Albergel, J., 1988. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Coll. Etudes et Thèses, Ed. by Orstom, Paris, p. 337.
- Beven, K., 2000. Rainfall–Runoff Modelling: The Primer. Wiley, Chichester p. 360.
- Bonell, M., 1993. Progress in understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrol.* 150, 217–275.
- Bonell, M., Gilmour, D.A., 1978. The development of overland flow in a tropical rainforest catchment. *J. Hydrol.* 39, 365–382.
- Bowles, D.S., O'Connell, P.E., 1991. Recent advances in the modelling of hydrological systems. NATO ASI Series C, vol. 345. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht p. 667.
- Cappus, P., 1960. Etude des lois de l'écoulement; application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche A*, 493–518.
- Casenave, A., Valentin, C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur L'infiltration. Coll. Didactiques, Ed. by Orstom, Paris, p. 230.
- Chevallier, P., 1983. L'indice des précipitations antérieures. *Cah. Orstom, Sér. Hydrol.* XX (3–4), 179–189.
- Clarke, R.T., 1973. Mathematical models in hydrology. Irrigation and Drainage Paper No. 19. FAO, Rome p. 282.
- Descroix, L., Nouvelot, J.F., 1997. Escurrimiento y erosion en la Sierra Madre Occidental. *Foll. Cient. No. 7*, Orstom/Cenid-Raspa, Gomez Palacio, Mexique, p. 50.
- Descroix, L., Nouvelot, J.F., Estrada, J., 1997. Geografía de las lluvias en una cuenca del Norte de México: regionalización de las precipitaciones en la Región Hidrológica 36. *Foll. Cient. No. 8*, Orstom/Cenid-Raspa, Gomez Palacio, Mexique, p. 52.
- Descroix, L., Viramontes, D., Vauclin, M., Gonzalez Barrios, J.L., Esteves, M., 2001a. Influence of surface features and vegetation on runoff and soil erosion in the western Sierra Madre (Durango, North West Mexico). *Catena* 43, 115–135.
- Descroix, L., Nouvelot, J.F., Estrada, J., Lebel, T., 2002. Complémentarités et convergences de méthodes de régionalisation des précipitations; application à une région endoréique du Nord-Mexique. *Revue des Sciences de l'Eau* in press.
- De Vries, J.J., Hromadka, T.V., 1993. Computer models for surface water. In: Maidment, D.R. (Ed.). *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York chapter 21.
- Duley, F.L., 1939. Surface factors affecting the of intake of water by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 4, 60–64.
- Dunne, T., Black, R.D., 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res.* 12 (4), 677–685.
- Estrada, J., 1999. Importance et fonctionnement des petits barrages dans une zone semi-aride du Nord-Mexique. Thèse de Doctorat de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, p. 304.
- Freeze, R.A., 1978. Mathematical models of hillslope hydrology. In: Kirkby, M.J. (Ed.). *Hillslope Hydrology*. Wiley Interscience Publishing, New York, pp. 177–225.
- Girard, G., 1975. Modèles hydrologiques pour l'évaluation de la lame écoulée en zone sahélienne et leurs contraintes. *Cah. Orstom, Sér. Hydrol.* XII (3), 189–221.
- Grésillon, J.M., 1994. Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins-versants. Mémoire d'Habilitation à diriger des Recherches, Université Joseph Fourier, Grenoble, p. 158.
- Hillel, D., 1988. L'eau et le sol: principes et processus physiques. *Academia Coll. Pedasup*, Ed. Université Catholique de Louvain, p. 288.

- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union* 14, 446–460.
- Kohler, M.A., Linsley, R.K., 1951. Predicting the runoff from storm rainfall. Weather Bureau, US Department of Commerce, Research Paper No. 34, Washington, p. 9.
- McIntyre, D.S., 1958. Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. *Soil Sci.* 85, 185–189.
- Molinier, M., Audry, P., Leprun, J.C., 1993. Modélisation de l'écoulement et de l'infiltration d'un sol brun du Nordeste semi-aride du Brésil. Séminaire Mapimi, Orstom/Instituto de Ecologia, Gomez Palacio, Proc., pp. 313–330.
- Morin, J., Benyamini, Y., 1977. Rainfall infiltration into bare soils. *Water Resour. Res.* 13 (5), 813–817.
- Nouvelot, J.-F., 1993. Guide des pratiques hydrologiques sur les petits bassins versants ruraux en Afrique tropicale et équatoriale. Ed. by Orstom and Comité Interafricain d'études hydrauliques, Paris, p. 539.
- Peugeot, C., Esteves, M., Galle, S., Rajot, J.L., Vandervaere, J.P., 1997. Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *J. Hydrol.* 188–189, 179–202.
- Planchon, O., 1991. Etude spatialisée des écoulements sur les versants et leurs conséquences sur l'hydrologie et l'érosion. Coll. Etudes et Thèses, Ed. by Orstom, Paris, p. 340.
- Rose, S., 1998. A statistical method for evaluating the effects of antecedent rainfall upon runoff: applications to the coastal plain of Georgia. *J. Hydrol.* 211, 168–177.
- Seguis, L., 1987. Indice des précipitations antérieures et prédiction des crues au Sahel. *Hydrol. Continent.* 2 (1), 47–55.
- Sherman, L.K., 1932. Streamflow from rainfall by unit-graph method. *Engng News Record* 108, 501–505.
- Sittner, W.T., Schauss, C.E., Monro, J.C., 1969. Continuous hydrograph synthesis with an API-type hydrologic model. *Water Resour. Res.* 5 (5), 1007–1022.
- Valentin, C., 1985. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de régions sub-désertiques. Coll. Etudes et Thèses, Ed. by Orstom, Paris, p. 259.
- Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Elrick, D.E., 2000. Transient flow from tension infiltrometer. I. The two parameter equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64 (4), 1263–1272.
- Viramontes, D., 2000. Comportement hydrodynamique des milieux dans le Haut bassin du rio Nazas (Sierra Madre Occidentale, Mexique); causes et conséquences de leur évolution. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, p. 350.

Spatial and temporal factors of erosion by water of black marls in the badlands of the French southern Alps

LUC DESCROIX

Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, UMR 5564, BP 53, F-38041 Grenoble cedex 9, France
descroix@hmg.inpg.fr

JEAN-CLAUDE OLIVRY

IRD, BP 5045, F-34032 Montpellier cedex, France
jean-claude.olivry@wanadoo.fr

Abstract Jurassic black marls constitute one of the most extensive outcrops in the Alpine massif. They include the most eroded terrains in the French Alps. Black marls are subject to strong weathering and their erosion rate can reach values close to 1 cm year^{-1} (i.e. $100 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$). Many studies have focused on the processes and forms of erosion of these black marls and on the development of an original metrology to improve our understanding of the seasonal processes in these badlands areas. This study shows that alternating freeze–thaw and wet–dry cycles are the main causes of disaggregation in the marls. The exposure of hillslopes and the dip–slope angle are the main site factors explaining the variability in the action of these processes and thus, in the soil thickness lost as a result of erosion. The kinetic energy of rainfall is similar everywhere, but the volumes of regolith transported by runoff depend on the effects of previous weathering.

Key words black marls; badlands; southern French Alps; erosion factors; exposure

Facteurs spatiaux et temporels de l'érosion hydrique des badlands de marnes noires des Alpes françaises du Sud

Résumé Les marnes noires de l'Oxfordo-Callovien et du Bathonien supérieur constituent l'un des affleurements les plus étendus des Alpes. On y trouve les terrains les plus érodés des montagnes françaises. Les marnes noires sont fortement soumises à la désagrégation et l'ablation annuelle y représente une lame d'ordre centimétrique ($100 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$). De nombreux travaux ont analysé les processus et les formes de l'érosion des marnes noires et se sont intéressés à une métrologie originale afin de cerner le comportement des badlands. On montre que les alternances gel–dégel et humectation–dessiccation sont les principales causes de la désagrégation des marnes. L'exposition des versants et l'angle constitué par la pente et le pendage des couches sont les facteurs primordiaux d'explication de la variabilité de l'action de ces processus et donc de la lame érodée. L'énergie cinétique des pluies est la même partout, mais le volume de régolites à transporter dépend de l'efficacité préalable de la désagrégation.

Mots clefs marnes noires; badlands; Alpes françaises du Sud; facteurs d'érosion; exposition

INTRODUCTION

The Southern pre-Alps are known for their widespread badlands. Most of them correspond to the famous “terres noires”, black marls of the Bajocian, Bathonian, Oxfordian and Callovian stages, and other types of marls, including the “blue marls” of the Cenomanian. They constitute one of the most significant degraded areas in Europe.

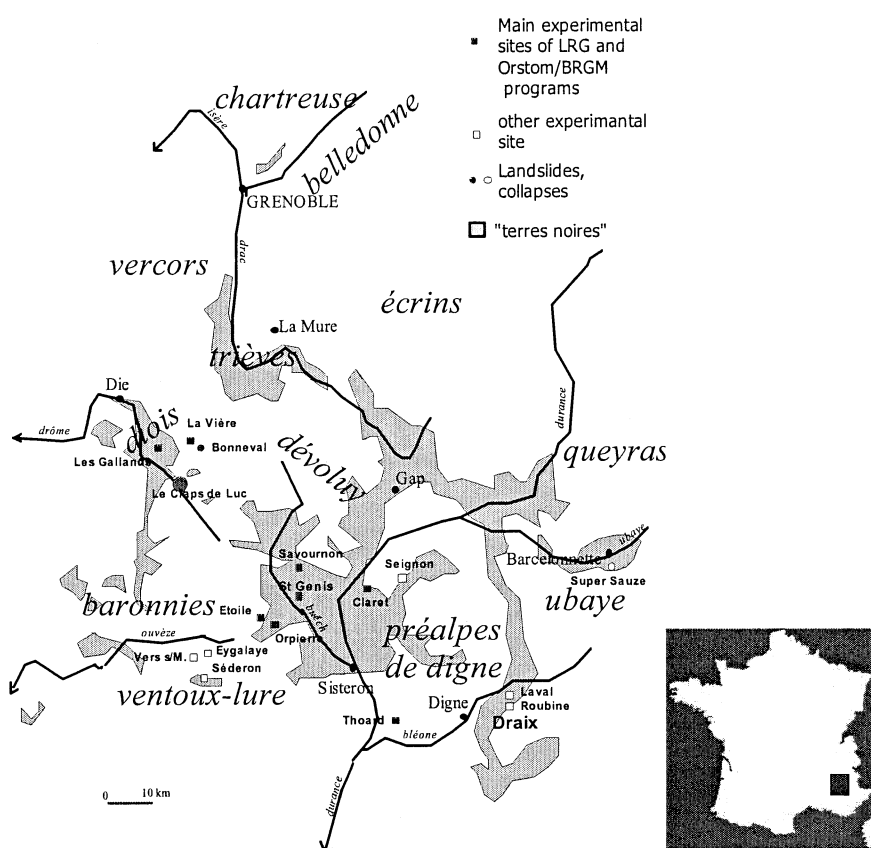


Fig. 1 Location of the "terres noires" areas in the French Alps.

These badlands are mostly located within the boundaries of the "Vocontian Graben", a Jurassic sea which corresponds to the actual massifs of the Diois, Baronnies, Préalpes de Digne and the middle-Durance basin (Gapençais, Laragne and Aspres domes, St-Genis and Barcelonnette massifs) (Fig. 1). The thickness of the marls deposited in this "graben" averages 1500 m and locally reaches 2000 m.

Nowadays, badlands are present throughout the entire alpine range, but the black marl badlands are mostly found in the previously described areas (Fig. 1). They are a significant sediment source for the southern alpine rivers. Being the largest degraded area in the Alps and at the same time an homogeneous outcrop (Artru, 1972), they constitute an interesting experimental area for the study of erosion in the mountains. These outcrops have been severely eroded and the badlands constitute a great proportion of the total area. Both the extensive coverage of the badlands and their homogeneous lithology facilitate the specification of all the different local conditions necessary to study the site variables. It is perhaps the reason why significant research into mountain erosion has been carried out in this kind of "natural laboratory". The following list presents some of the most important studies. Erosion rates are preferentially expressed herein as soil depth loss in mm year^{-1} , because the measurements were frequently carried out at point and micro-plot scales; therefore it would be inaccurate to extrapolate the data to larger areas.

- In the case of the small Seignon catchment (Préalpes de Digne), Combes (1981) calculated soil losses in the "terres noires" as the ratio of the volume of sediments

trapped in a small reservoir divided by the eroded area of the catchment. The calculated rate averaged 7 mm year^{-1} over 18 years.

- Site and rainfall variables were the subject of research carried out by the Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie (LRG, CNRS-Lyon II, France) from 1981 to 1992 in the Baronnies, Diois and Préalpes de Digne regions (Descroix, 1985, 1994). The results are presented subsequently in this paper.
- The Draix experimental catchment (Préalpes de Digne) was set up by Cemagref (France) in 1983 and it remains the main research site in France for mountain erosion (Cemagref, 1987, 1995, 1997; Mathys *et al.*, 1996). The most notable results are an erosion rate of $6\text{--}8 \text{ mm year}^{-1}$ and the determination of the essential role of extreme rainfall events in the generation of erosion and runoff.
- Between 1984 and 1992, both Orstom and the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) developed new methodologies on three catchments in the Buëch Valley (Olivry *et al.*, 1988; Bufalo, 1989; Olivry & Hoorelbeck 1990); the Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie (Descroix, 1994) joined this team in 1985. The results are also presented later in this paper.
- A Parisian team (Université Paris VI) measured soil losses on black marls and studied their variables in the upper Méouge Valley (Baronnies) (Chodzko *et al.*, 1991; Lhénaff *et al.*, 1993; Lecompte *et al.*, 1996). They measured soil loss rates in black marls of $30\text{--}35 \text{ mm year}^{-1}$ ($300\text{--}350 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$).
- Oostwoud Widjenes & Ergenzinger (1998) used a rainfall simulator to create and study miniature debris flows on eroded slopes of the Draix experimental catchment. They obtained data on the generation of debris flows and the determination of climatic factors influencing them.
- Since 1997, a scientific group from the Institut de Géographie Alpine (Grenoble, France) has conducted studies on soil losses in black marls in the Seignon catchment (Robert, 1997; Rovera *et al.*, 1999b). They confirmed the soil loss rates found by in the same catchment Combes (1981).

Bibliographic reviews have already been made by Olivry & Hoorelbeck (1990) and by Delannoy & Rovéra (1996) in a special issue of the *Revue de Géographie Alpine* (RGA, 1996). Nevertheless, the results had been obtained from several sites and at specific times, which did not allow the distinction between site-specific processes and factors to be made. The present research is the first to have been carried out at several sites simultaneously (10 sites in 4 sub-regions).

The aim of this paper is to synthesize the results obtained in four study areas (the Diois, the Baronnies, the Buëch Valley and the Préalpes de Digne) over a period of ten years, allowing regional processes and factors to be distinguished from local ones. Thereafter, the main objective is to explain the levels of soil losses on black marl badlands in terms of the spatial and temporal factors. The same devices used on black marls were adapted for the other, lithologically different southern-alpine terrains, allowing the comparison of results and the determination of processes specific to each kind of outcrop subject to active erosion (black marls, blue marls, moraines, molasses, clays).

Given the extensive areas of black marls within the four regions, the leading idea of this study was to consider that, as the substratum conditions were almost identical, the variation in erosion rates would be due to the variations in site-specific factors. In the following, a clear distinction is made between temporal and site-specific variables.

Temporal factors

It is expected that a typology of explanatory variables for erosion in the “terres noires”, from the detachment of soil particles to dam sedimentation, should be obtained from the numerous investigations.

Most authors of previous studies assigned considerable significance to climatic factors, particularly the actions and interactions of freeze–thaw and wet–dry cycles (Descroix, 1985; Deshons, 1985; Peyronnet, 1988; Olivry *et al.*, 1988; Bufalo, 1989; Brochot & Meunier, 1995). Rock is weathered during freeze–thaw cycles, which are effective only if the rock water content is consistent and if wet periods occur during the winter: rainfall and snowfall generally coincide with a rise in temperature, and a wetting front can reach a depth of tens of centimetres. There is a general consensus (confirmed also by Lecompte *et al.*, 1998) that the year should be divided into two periods:

- the winter season, during which materials are acted on and detached by cryoclastism (rock disaggregation by the action of freeze–thaw cycles), and often transported by solifluction processes (soil slide due to the high water content); the rise in temperature in the spring results in the accumulation of material on slopes and at the bottoms of hillslopes.
- the summer, which is characterized by intensive and short rainfall events; the main morphogenic action is due to erosion by water: material detached during winter is removed by splash and transported by overland flow.

The seasonally contrasting action on badlands results in the presence of a regolith layer ranging in thickness from 1 to 5 cm, referred to as “spangles” or “flakes” (“paillettes” in French) (Descroix, 1985; Olivry *et al.*, 1988; Peyronnet, 1988; Oostwoud Widjenes & Ergenzinger, 1998), above a 10–20 cm layer of rock fragments (“chips”), overlaying the bedrock which is fractured over the first 30–60 cm and made up of 10–40 cm thick blocks. A good description of weathered facies in the Draix marls has been made by Coulmeau (in Cemagref, 1987).

When the Laval station access path (Draix catchments) was dug in 1987, a collapse occurred and fallen blocks consisted of fresh rock (Descroix, 1994). Marl fracturing immediately follows the exposure of the bedrock, as seen in fresh outcrops caused by collapses or landslides. Collapses are relatively frequent in the “terres noires” due to the steepness of the badlands slopes (30–45°). According to Brochot & Meunier (1995), the high porosity of the marls (6.8% compared to 1.6% for limestone), schistosity, weak limestone content and high density of joints, all account for the rapid weathering of these areas. Malet *et al.* (2000) and Schmutz *et al.* (2000) observed that marl blocks which had collapsed 40 years ago in the region of Barcelonnette, and which were overlain by the landslide, remained intact until they outcropped; thereafter, they suffered rapid disaggregation due to wet–dry and freeze–thaw cycles. Lecompte *et al.* (1998) found that the high rates of soil loss are due to decompression as and when the superficial regolith layer is removed. However, rock weathering is more likely due to both the great porosity of the regolith layer and the effects of freeze–thaw cycles.

The number of freeze–thaw cycles during the year may be of the order of 100 or more. Freezing is estimated to affect the first 5 or 10 cm of soil and/or rock. Rovera *et al.* (1999a) demonstrated that the number of freeze–thaw cycles at 6 cm depth is significantly higher on north-facing slopes (called “ubac” in French) than on south-facing (“adret”): in the Seignon catchment, 83 cycles were measured at the soil surface

for a relatively warm year; but at 6 cm depth, only 12 cycles were observed on a south-facing slope, while 41 cycles were recorded on a north-facing one. In their study in the Draix experimental catchments, Oostwoud Widjenes & Ergenzinger (1998) described these processes, which are widespread on marly bare fields, as miniature debris flows (MDFs). At the same site, Brochot & Meunier (1995) observed a "laminar solifluction" on south-facing slopes during winter, as a result of daily thaw. All these authors agree on the significance on marly slopes of processes, such as creeping (downslope movements due to wetting–drying cycles), cryo-creeping (movements due to freeze–thaw cycles) and cryoturbation (fragment sorting caused by freeze–thaw cycles, and leading to the formation of pipkrakes). Finally, Bufalo (1989) and Descroix (1994) described a process previously tackled by Birot (1981), namely that the freezing and wetting of the soil and/or regolith layer induces the field surface to rise parallel with the slope; thawing or desiccation leads to a vertical packing due to gravity: this results in a recurrent creeping of the regolith layer down slope.

The transportation of eroded particles down the slopes and out of the catchments is more straightforward. Strong intensities and high kinetic energy values of rainfall from the end of summer to the beginning of autumn are considered by most of the authors who have studied erosion at the scale of the rainfall event (Deshons, 1985; Descroix, 1985 and 1994; Olivry *et al.*, 1988; Bufalo, 1989; Chodzko *et al.*, 1991) to be the main variables accounting for transportation.

Site variables

Site variables include spatial factors of erosion, as opposed to event characteristics (mainly climatic variables). Several site configurations are taken into account, but the lithology is considered to be unchanged, due to the relative homogeneity of the black marl terrains. Hillslopes in the black marl badlands always have a gradient value between 30 and 45° (Deshons, 1985; Descroix, 1994; Lecompte *et al.*, 1998). Thus, the slope value alone does not explain the variability of the erosion. The main explanatory factors of soil losses are the following:

Exposure In the Saviournon and Saint Genis experimental catchments (Fig. 1), Deshons (1985) observed that the regolith surface layer is thicker on south-facing slopes, and this was attributed to a greater number of freeze–thaw cycles. On the other hand, it has been shown that freezing and freeze–thaw processes are more marked on north-facing slopes (Rovera *et al.*, 1999a). Using experimental plots on the Saviournon site, it has been shown that soil losses are always 3–5 times higher on north-facing slopes than on south-facing ones (Descroix, 1994). The number of wet–dry cycles is higher on south-facing slopes during the winter; it is probably on this basis that some authors considered mechanical weathering to be stronger on south-facing slopes. This suggests that there are discrete disaggregation and transportation processes. With the impact of rainfall being the same on all kinds of exposures, it can be concluded that processes due to freezing induce higher yields and transportation values on north-facing slopes than do rainfall events. In the Méouge valley, Chodzko *et al.* (1991) firstly measured higher values of soil losses on south-facing slopes; later however, it was concluded that exposure played no role in the erosion yield (Lecompte *et al.*, 1998). Robert (1997) and Coubat (1998) emphasised the difference in processes in the

Seignon catchment, with more disaggregation observed on south-facing slopes, and more solifluction processes on north-facing slopes. Blijenberg *et al.* (1996) and Oostwoud Widjenes & Ergenzinger (1998) stressed the occurrence of debris flows and miniature debris flows on the north-facing slopes of black marl hills.

Slope–bedding dip angle As with northward and southward exposure, the angle between the slope and the bedding dip determines a contrast: those slopes parallel to the bedding are more resistant to weathering, but they are more exposed to the impact of solifluction processes (Deshons, 1985; Descroix, 1994). In contrast, the slopes approximately perpendicular to the bedding are more affected by weathering (the configuration being more favourable to the penetration of freezing and wetting fronts) and less exposed to solifluction (soil particles or rock fragments are retained on the slope and cannot creep). It was observed, on both black and blue marls, that the dip–slope angle had no influence on values of soil losses (Descroix, 1994). In the Draix experimental catchment, Oostwoud Widjenes & Ergenzinger (1998) demonstrated that there is a great difference between “miniature debris flows” on different hillslopes according to the perpendicularity or the parallelism of dip and slope. In the first case, the particles are smaller; in the latter, detached material is more readily transported due to the creeping of particles along the joints, and the particles are also bigger. These authors observed that bulk density is similar (between 1.5 and 1.8 g cm⁻³) in both cases, whereas the grain size distribution differs.

As the erosion processes are influenced by both the exposure and the dip–slope angle, the interpretation of the results is not straightforward. The conjunction of a north-facing slope and a perpendicular dip–slope angle seems to be the most yielding configuration. However, this configuration alone cannot account for all the differences between the rates of soil loss on two sides of a gully (Robert, 1997; Lecompte *et al.*, 1998).

Position on the slope Most of the studies have shown that two main stages can be distinguished: a winter disaggregation phase and a summer transportation phase. Within this framework, the position on the slope also plays a major role. In the eastern Baronnies, the following contrasts were observed (Lecompte *et al.*, 1996; Lecompte *et al.*, 1998): (a) continuous erosion occurs on the interfluvial areas; and (b) the lower parts of the slopes and the bottoms of gullies show an alternation between winter accumulation phases and summer transportation phases.

Among the other spatial variables, bare soil (absence of vegetation) is also known to be a main factor influencing erosion. It is both a cause and a consequence of the erosion, due to the difficulty in re-vegetating the badlands (Cemagref, 1995).

In spite of its commonly acknowledged significant impact on erosion values (Cohen, 1998; Lukey *et al.*, 2000), vegetation cover has not been considered herein, given the overall lack of vegetation in the study area.

MATERIALS AND METHODS

The main field methods used were a micro-profile meter and a sediment trap, employed at plot, micro-catchment and catchment scales. The influence of freeze–thaw and wet–dry cycles on the rock structure was simulated using a climatic simulator.

Climatic simulator

The effects of climatic cycles were reproduced (Descroix, 1985) by the climatic simulator at the Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie (LRG, CNRS- Lyon II). Black and blue marl samples (7 cm edge cubes) were subjected to 100 daily freeze–thaw cycles. Every seven days, samples were also submitted to a wet–dry cycle, after which residual water remained in a small receptacle. The extreme temperatures of each freeze–thaw cycle were fixed at -15 and $+15^{\circ}\text{C}$.

Plots and catchments and their equipment

For the analysis of soil losses and of the influence of spatio-temporal factors, a two-fold experimental design was adopted.

The experimental plots were set up to determine the impact of rainfall on soil losses. Nineteen micro-plots ranging from 2 to 10 m², were installed at six different sites very close to an electronic recording raingauge (Orstom-Elsyde type; Olivry & Hoorelbeck, 1990), to analyse the influence of the following factors:

- rainfall intensity and effective rainfall; the latter is the rainfall which has caused runoff due to its intensity exceeding the soil infiltration capacity;
- rainfall kinetic energy;
- antecedent precipitation index (*API*). Following the definition of the antecedent precipitation index (Kohler & Linsley, 1951), API_n is calculated as:

$$API_n = (API_{n-1} + P_{n-1}) \exp(-\alpha\Delta t) \quad (1)$$

where $\Delta t = t_n - t_{n-1}$ is the time (day and/or fraction of day) elapsed between the end of the previous rain event P_{n-1} and the beginning of the current one (P_n). The parameter α (day⁻¹) is the inverse of the characteristic time of soil moisture depletion.

After each rainfall event, the total overland flow and suspended load, collected in a 200-l barrel, were measured and statistically processed with the rainfall data. Depending on the site, 40–220 rainfall events were taken into account. The measuring period lasted between two and six years depending on the site.

At the micro-hillslope scale, a micro-profile meter (Olivry *et al.*, 1988) (Fig. 2) was used to measure the annual erosion depth. It was adapted from Burwell *et al.* (1963), who called it a “microrelief meter”, but was modified for use on steep slopes. Due to the precision of the device (1 mm) and the annual erosion depth (around 1 cm), this method is effective only at yearly time scales. Difficulties related to cryo-ejection (the ejection by freeze–thaw cycles of devices installed in the soil) were resolved by the Orstom–BRGM–LRG team in the Savournon catchment. The device is mounted on fixed rods. Although the rods were driven 50 cm deep into the soil, it appeared that in the first year they were subject to cryo-ejection; some of them were exposed and ejected by the first cycles. Therefore, in a second stage, the rods were concreted in, and no more problems were registered in the next six years (Descroix, 1994). The micro-profile meter is used only during the measurement while the rods stay in the field. Twenty-six pairs of fixed rods were installed at eight different sites.

At both the micro-catchment and the catchment scales, the sediment trap principle was adopted to estimate the erosion rate. Considering the small area of the study

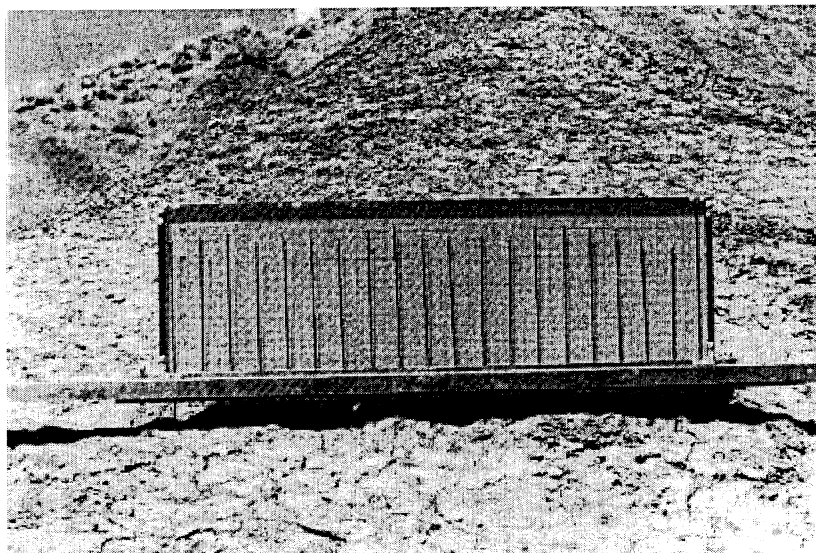


Fig. 2 Micro-profile meter *in situ* (SAVOURNON: built by J. Hoorelbeck & J. C. Olivry, Orstom). The measured area is 1 m long at each measurement point; there are several pairs of fixed rods on each site. The micro-profile meter is removed after each measurement.

catchments, fine detached particles are rare and most of the eroded material may be trapped. Sediment traps were installed in catchments ranging in size from 100 m² to 80 ha. In the latter case, batteries of bottle-siphon samplers, which allow automatic sampling during the flows, were added to the device, in order to measure the suspended load of the flow leaving the trap.

The Nazas model: an API-type model

The superficial regolith layer of the black marls seems to have the same hydrological behaviour as a thin soil. No water table being hosted by the marls, the hillslopes have a Hortonian behaviour. However, the soil water content at the beginning of a rainfall event plays an important role in the functioning of the runoff process.

Obviously, erosion by water is the main erosional pattern; overland flow is the first factor responsible for particle transportation. This is why a rainfall–runoff model is used here to explain the effect of previous soil water content on erosion yield.

An API-type model already used in another experiment (Viramontes, 2000; Descroix *et al.*, in press) was tested here to explain runoff formation on marly hillslope micro-plots.

RESULTS

It was found that the annual soil loss in marly badlands is around 7–10 mm year⁻¹. Under “normal” conditions, the values range from 5.9 to 11.7 mm year⁻¹. Higher rates have been observed in the Gallands site, but the two-year observation period was strongly influenced by a rainfall event with a return period of approximately 10 years (100 mm in 2.5 h in July 1990).

On the other types of lithology, the following soil loss rates were measured:

- 1.4 mm year⁻¹ for molasses, commonly known to be porous and therefore not so erodible as marls;
- 16.5 mm year⁻¹ for glacial fields, famous for their original landforms called “cheminées de fées” or “demoiselles coiffées” and observable in all of the alpine massif, and most frequently in the southern French Alps. They are very often subject to the effects of torrential flows and thus experience severe erosion;
- the value attributed to Oligocene clays is only mentioned for comparison; its low representativity is due to both the lack of outcrops and the generally dense vegetation cover. However, it is worth noting the Bonneval mudflow, where a 28 ha deposit of this kind of material was exposed to rainfall, resulting in intense erosion.

Spatial factors

Exposure of the site On black marls at the sites in the Baronnies (Savournon, Saint Genis and Orpierre), it is shown that the erosion depth on north-facing slopes is greater (around 11.6 mm year⁻¹) than on south-facing ones (3.8–6.5 mm year⁻¹).

On the marls, it has been possible to compare different measurement techniques; erosion values are similar for all the methods. For example, on the Savournon and Saint Genis sites (black marl) and on the Etoile site (south-facing slope on blue marls), the micro-profile meter and the sediment traps gave similar results. Furthermore, on the Gallands site, results obtained both on plots and by micro-profile meter are comparable (16.2 and 18.5 mm year⁻¹, respectively). It is important to note that measurements with both methods were not made at exactly the same locations; however, the spatial homogeneity of marls makes this kind of comparison possible.

This spatial homogeneity can also be referred to when comparing soil loss values at different sites on the scale of the French southern Alps. All the results for the three black marl sites (Savournon, Saint-Genis, Orpierre) gave erosion values of between 5.9 and 9 mm year⁻¹, while only two of the sites located on the blue marls (Etoile and La Vière) can be compared and their results are also similar (8.6 and 10.3 mm year⁻¹).

It is significant that the size of the considered area (points, microplots of 2–10 m², micro-catchments or catchments) does not influence the rate of soil loss. As erosion rates are four or five orders of magnitude greater in eroded areas than in vegetated ones, the total sediment transported out of the watershed is considered as coming only from those areas of the catchment that are already eroded.

The rates of soil loss obtained in this study were compared with data measured by other authors, at other sites and with different methodologies. The values obtained are close to those given by:

- Combes (1981) for the Seignon catchment, based on the sediment filling of a reservoir over 20 years (6.8 mm year⁻¹);
- Bufalo (1989), who measured an erosion depth of 11.5 mm year⁻¹ by trapping sediments on three micro-catchments at the Saint Genis experimental site.
- The Cemagref team for the Draix experimental catchments (11–12.1 mm year⁻¹) (Cemagref, 1987, 1995, 1997); their main devices were traps;
- Chodzko *et al.* (1991) and Lecompte *et al.* (1996) for the blue marls of the upper Méouge river basin (7–8 mm year⁻¹);
- Rovera *et al.* (1999b) in the Seignon catchment (4–10 mm year⁻¹);

The only significantly different result is that of Chodzko *et al.* (1991) and Lecompte *et al.* (1996) on black marls at the Séderon site (30 mm year^{-1}). That is probably due to specific local factors, or to problems of the measuring devices.

As far as the influence of two site-specific factors—the exposure and the dip–slope angle, are concerned, the following points must be emphasized:

- the dip–slope angle seems to be a site-specific factor which explains the rates of soil loss (Descroix, 1994). Values are three times higher when slope and dip are approximately perpendicular (9.3 mm year^{-1}) than when they are almost parallel (3.3 mm year^{-1}).
- erosion is greater on north-facing slopes with a high dip–slope angle; in contrast, it has lower values on the south-facing hillslopes where dip and slope are parallel. A north-facing slope with low dip–slope angle has not been encountered on the experimental sites. In the Seignon catchment (Préalpes de Digne), Rovéra *et al.* (1999a) measured the same erosion depth (5 mm year^{-1}) on both south-facing slopes with a high dip–slope angle and north-facing slope with dip–slope parallelism.

It should be noted that the dip and slope in badlands are mostly orthogonal due to their geomorphological context. In fact, most of the badlands are exposed by anticlinal folds, beneath the “tithonic” limestone. The erosion along the anticlinal hinge results in this final configuration with hillslopes cutting the bedding at high angles (Fig. 3).

Once the equilibrium profile has been reached, the hillslope gradient of badlands remains constant. Thus, there is an annual balance: the bottoms of gullies are excavated at the same rate at which interfluves and slopes are eroded. This process ends when gully excavation reaches a hard limestone layer. Thereafter, sediment accumulation fills the bottom of the gullies, and slope angles decrease. This configuration is widespread on blue marls, which are thinner and homogeneous than the Oxfordo-Callovian black marls. Moreover, the blue marl units being younger, they usually outcrop in synclines while the “terres noires” are exposed in anticlines, as previously mentioned.

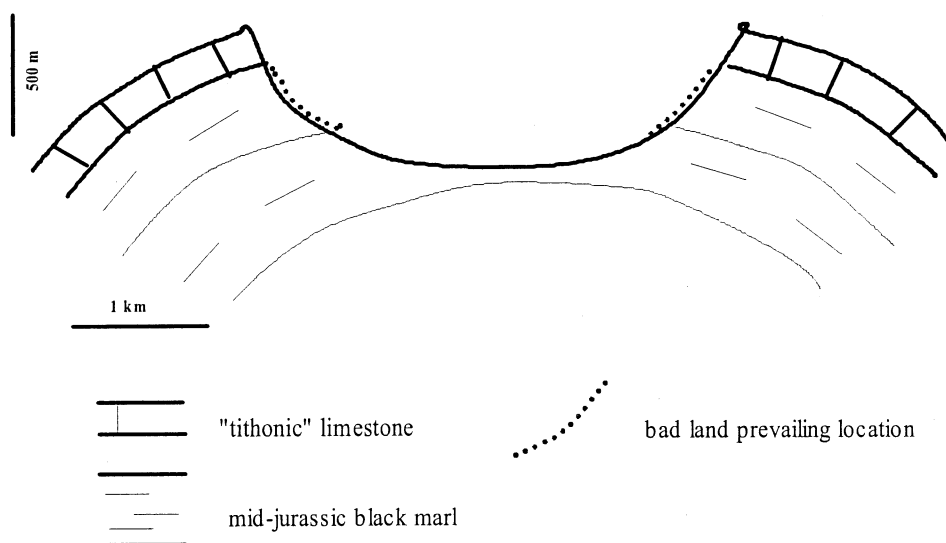


Fig. 3 The prevailing location of badlands on a cross section of a typical valley of the “Vocontian Graben” badlands are mostly located where the slope gradient and the intensity of overland flow are high. This explains why the dip–hillslope angle is commonly between 60 and 90°.

Temporal factors

Freeze–thaw and wet–dry cycles The simulation of 100 freeze–thaw cycles with a wet–dry cycle every seven days gave conclusive results in a short time: marl samples of the Oxfordo-Calloviaian black marls were entirely disaggregated and those of the Cenomanian blue marls were disaggregated by 40%. After 200 cycles, both marls were completely weathered and none of the remaining particles were larger than 1 cm long. The annual number of freeze days in the southern French Alps ranges between 80 and 160, but a thaw occurs almost daily during winter; the annual number of thawless days (temperature remains below 0° all day long) varies from 2 to 60, depending on altitude. Samples of “tithonic” limestone of the same size (7 cm edge cubes) submitted to the same treatment lost less than 0.1% of their initial weight.

Soil moisture It is assumed that the main erosion agent is water. As the regolith layer of the badlands is completely bare, its water depletion time is very short. Therefore, it probably has a Hortonian behaviour and the previous water content of the superficial layer is a determining factor for the appearance of infiltration excess runoff, and thus for sediment yield.

The relationships between observed runoff and rainfall, between calculated runoff and rainfall, and between calculated and observed runoff, for plot 4 are presented in Fig. 4 (a), (b) and (c), respectively.

Analysis of four plots, therein plot 1 being entirely vegetated (dense *Graminaceae* cover), and the other three completely bare, leads to the following observations:

- in the vegetated plot, an API-type model is not applicable, because of a non-Hortonian functioning of the soil. Runoff depth values are very low and, despite the 220 rainy measurements, only nine significant runoff measurements were recorded. Furthermore, the rainfall–runoff correlation is extremely poor ($r^2_1 = 0.002$).
- in the other three plots, significant rainfall–runoff relationships (r^2_2 value of 0.54–0.96) can be obtained using the API-type model. The use of the model led to an increase in the coefficient of determination by an average of 0.33.
- the runoff coefficient on badlands ranges between 0.2 and 0.36. Plot 2 is the only stony plot (30% of rock fragment cover), which explains its weak runoff coefficient (Descroix *et al.*, 2001). The kinetic energy of rain drops is absorbed by rock fragments and this results in an increased infiltration rate.
- the parameter α ranges from 0.1 to 0.2, in agreement with values obtained in the mountains of northern Mexico, where soils are also very thin (0–60 cm with a mean value of 20 cm) (Viramontes, 2000; Descroix *et al.*, in press).

Rainfall amount and rainfall kinetic energy It is well known that rainfall is the most important erosion and transport agent in badlands. The detachment of particles is caused in the cold season by the climatic cycles; the transportation down the hillslopes and out of the catchments is firstly supplied by overland flow (Olivry *et al.*, 1988; Bufalo, 1989; Olivry & Hoorelbeck, 1990; Descroix, 1994; Lecompte *et al.*, 1998).

The simplest rainfall–soil loss relationship is:

$$SL = aP \quad (2)$$

where SL is the soil loss (mm year^{-1}) and P is the rainfall (mm). On the black marl

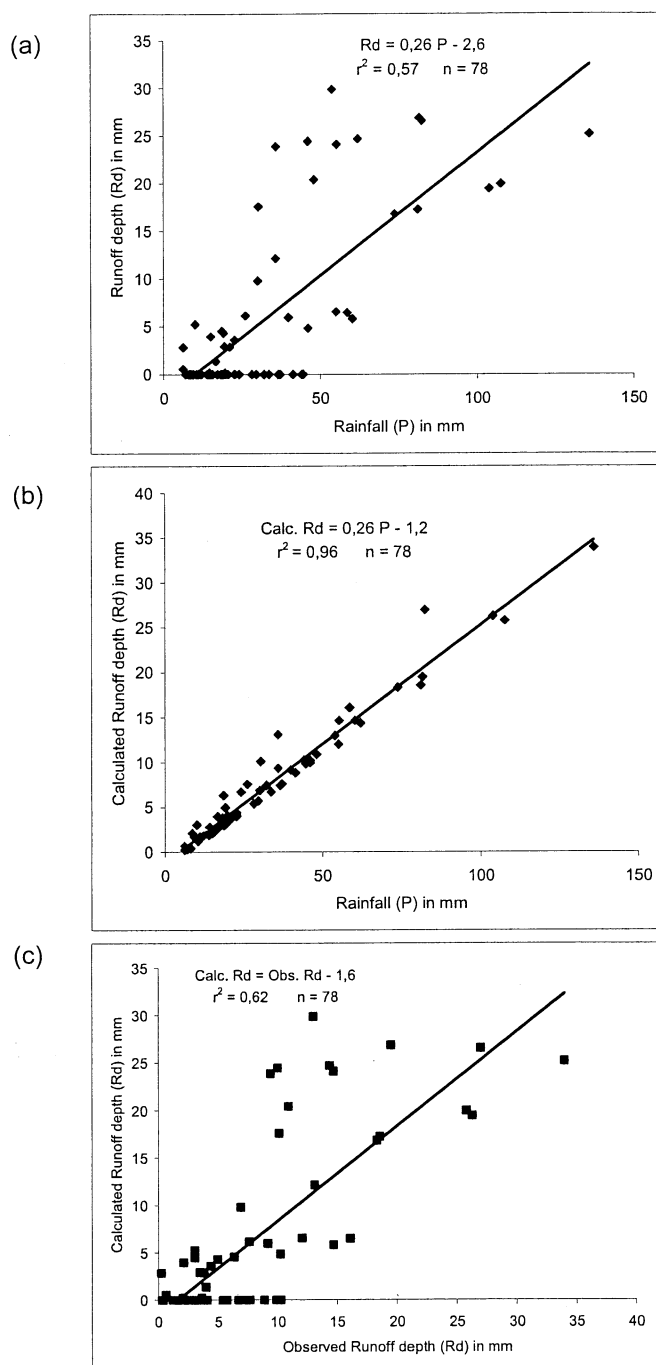


Fig. 4 Rainfall–runoff relationship (a) observed and (b) calculated by the Nazas model, for plot no. 4 (black marls, Orpierre site); and (c) the relationship between calculated and observed runoff depth for the same plot.

badlands, the value of coefficient a is 5.6–8.9 for a mean annual rainfall amount of 900 mm. The coefficient of determination (squared correlation coefficient) is low: between 0.28 and 0.42, depending on the plots. This is due to the variation in rainfall conditions; along with the previous soil moisture, the rainfall intensity, effective

Table 1 Coefficient of determination of the $SL = aKE + b$ relationship for all plots located in black marls.

Plot	a	r^2	Number of observations	Slope (°)
1	0.0036*	0.86	35	18
2	10.3	0.82	51	25
3	11.2	0.69	59	30
4	3.3	0.69	45	48
5	3.8	0.57	26	36
6	4.9	0.06	14	26
7	6.3	0.7	11	28
12	11.1	0.87	12	36
13	1.8	0.88	10	28
14	5.6	0.56	11	35
15	5	0.57	8	33
16	8	0.75	9	32
17	1.5	0.95	7	30

* this plot is completely vegetated.

SL = soil loss in mm year^{-1} ; KE = kinetic energy of rainfall in $\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$.

rainfall and kinetic energy of rain are the more commonly assumed parameters explaining soil erosion (Descroix, 1994) in sub-Mediterranean mountains such as the southern French Alps.

The kinetic energy of rainfall appears to function as an adequate approximation for rainfall amount, rainfall intensity and effective rainfall. Hence the simple relationship:

$$SL = aKE \quad (3)$$

where KE is kinetic energy (J m^{-2}) is assumed to be the best equation to explain soil losses. As shown in Table 1, the value of coefficient a ranges from 1.5 to 11 for badlands. Of the results obtained for 13 different plots (six of the 19 micro-plots are not located on marls), eight of them have determination coefficients above 0.68 ; only two have r^2 below 0.55.

DISCUSSION

A general agreement appears to exist on the annual erosion depth in badlands consisting of marls; the data concerning the rates of soil loss given in other papers are obtained using different materials and methods and in source areas ranging from 1 m^2 to several km^2 ; soil losses generally vary between 6 and 12 mm year^{-1} .

These values are observed irrespective of the catchment size; thus, at the Savournon experimental site, considering only the eroded areas, erosion depth has similar values in a 7.8 ha catchment (8.3 mm year^{-1}) to a 75 ha one (8.1 mm year^{-1}) (Olivry & Hoorelbeck, 1990). Likewise, in the Seignon catchment, there is no reduction in measured soil loss rates when the area concerned increases. Considering that sediments which filled a small reservoir had their source in eroded areas, Combes (1981) estimated that annual erosion depth on marl badlands was 6.8 mm year^{-1} over 18 years. On plots located in the same catchment, Rovera *et al.* (1999b) measured rates of between 4 and 10 mm year^{-1} . Likewise, Bufalo (1989) observed in micro-catchments of between 200 and 2000 m^2 that the size of the basin did not influence the erosion rate. However, these observations have always been made over a period of at

least one year. At the catchment scale, it is necessary to consider the formation of detached material on hillslopes during the winter and the transportation out of the catchment by rainfall events during the two main annual transport periods: the spring, on the one hand and the end of the summer and the beginning of the autumn when rainfall intensities are higher, on the other.

The solifluction phenomena have not been discussed herein; the constant flow of the regolith layer down the slopes due to climatic cycles was calculated by Descroix (1994) as representing a shift of 30 mm year^{-1} in the direction of the slope. If it is assumed that half the thickness of regolith (30 mm) is moving, the erosion depth due to these phenomena can be estimated as 0.4 mm year^{-1} . It is significant, but is small in comparison to the erosion by water.

The main remaining items to be treated concern the influence of both exposure and dip-slope angle on sediment formation in the degraded areas.

The differences between north- and south-facing hillslopes and between high and low dip-slope angle can be explained by the roles of temperature and infiltration. Different impacts of temperature, depending on the exposure, were determined by Oostwoud Widjenes & Ergenzinger (1997). They noticed in Draix that, during the year, distinct erosion processes were triggered according to the occurrence or absence of freeze-thaw cycles. The same observation was made by Rovera & Robert (personal communication) in the Seignon catchment; in a new experiment in Draix, these latter authors equipped a north-facing and a south-facing hillslope in order to determine precisely the role of these micro-climates.

The homogeneity of the erosion depth data is due to the combination of all site factors, which are synthesised at the outlet of a catchment. The sediment yield seems to be the same whatever the considered area, if the following conditions are verified:

- the whole year processes are taken into account;
- all the exposure and dip configurations are considered;
- in case of measurement at the catchment outlet, the sediment yield is attributed only to previously degraded areas.

This set of conditions explains the general agreement concerning the erosion depth of marl badlands.

CONCLUSIONS

The marly badlands are known to be the most significant sediment supplier in the southern French Alps. The marl outcrops cover more than 3500 km^2 , mainly in the Durance River middle basin. Depending on the areas, badlands represent between 5 and 30% of the total outcrops.

There is a general consensus that the erosion depth in marls is around 1 cm year^{-1} . This rate characterizes all local configurations, and it was measured at both plot and catchment scales, at several sites and using different materials and methods.

The main factor which influences erosion by water is the rainfall amount, but the kinetic energy of a rainfall event was found to be a more adequate variable, because it integrates the role of both the intensity and the total amount of the rainfall. The second main variable was determined as the previous soil water content; the antecedent precipitation index (*API*) was used in this case as a palliative for the absence of soil moisture data.

Spatial variables were studied considering that vegetation and slope do not change (absence of vegetation, and badlands slopes of 30–40°). Consequently, it was possible to determine a contrast between north- and south-facing hillslopes in terms of erosion processes and erosion depth values. North-facing hillslopes appeared to be more subject to the effects of periglacial processes and sediment yield was greater on these slopes. In the same way, the dip–slope angle appeared to have a strong influence. For high values of this angle, climatic cycles have a higher impact on the detachment of particles than when dip and slope are nearly parallel.

REFERENCES

- Artru, P. (1972) Les terres noires du bassin rhôdanien (bajocien supérieur à oxfordien moyen), stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse de l'Université Claude Bernard-Lyon I, France.
- Biro, P. (1981) *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Masson, Paris, France.
- Blijenberg, H. M., De Graaf, P. J., Hendricks, M. R., De Ruiter, J. F. & Van Tetering, A. A. A. (1996) Investigation of infiltration characteristics and debris flow initiation conditions in debris flow source areas using a rainfall simulator. *Hydrol. Processes* **10**, 1527–1543.
- Brochot, S. & Meunier, M. (1995) Erosion des bad-lands dans les Alpes du Sud. Synthèse. Compte rendu de recherches no. 3, BVRE de Draix. *Editions du Cemagref, Antony, France, coll. Etudes*, **21**, 141–174.
- Bufalo, M. (1989) L'érosion des terres noires dans la région du Buëch (Hautes-Alpes, France). Thèse de Géologie, Université Aix-Marseille III, France.
- Burwell, R. E., Allmaras, R. R. & Amemiya, M. (1963) A field measurement of total porosity and surface microrelief of soils. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.* **27**, 697–700.
- Cemagref (1987) Bassins-versants expérimentaux de Draix. *Compte rendu de recherche no. 1 en érosion et hydraulique torrentielle, Cemagref, Grenoble, France.*
- Cemagref (1995) Bassins-versants expérimentaux de Draix. *Compte rendu de recherche no. 3, Cemagref, Grenoble, France.*
- Cemagref (1997) Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne. (Experimental catchments of Draix: a field laboratory for mountains erosion studies). *Actes du Colloque de Digne, Cemagref, France.*
- Chodzko, J., Lecompte, M., Lhénaff, R. & Marre, A. (1991) Vitesse de l'érosion dans les roubines des Baronnies (Drôme). *Physio-Géo* **22–23**, 21–28.
- Cohen, M. (1998) Végétation et ravinement dans les Baronnies méridionales (Alpes françaises). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* **1**, 35–52.
- Combes, F. (1981) Le barrage du Seignon, un exemple de sédimentation. In: *La Gestion Régionale des Sédiments* (Actes du Colloque de Propriano, Corse). Doc. du BRGM no. 30, 101–104. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orléans, France.
- Coubat, M. (1998) Rôle des processus périglaciaires et niveaux dans l'érosion des marnes noires en milieu subméditerranéen reboisé: l'exemple du bassin versant du Saignon. Travail d'étude et de recherche, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, France.
- Delannoy, J.-J. & Rovéra, G. (1996) L'érosion dans les Alpes occidentales: contribution à un bilan des mesures et des méthodes. *Rev. Géogr. Alpine* **84**(2), 87–101.
- Descroix, L. (1985) Contribution à l'étude de la dynamique érosive dans les Baronnies Occidentales et les Pays du Buëch Moyen: problèmes d'aménagement. Thèse de IIIème cycle de géographie, Université Lyon II, France.
- Descroix, L. (1994) L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud. Thèse de doctorat de géographie, Université Lyon II, France.
- Descroix, L., Nouvelot, J. F. & Vauclin, M. (in press) The role of the Antecedent Precipitation Index on runoff functions: applications to the Sierra Madre Occidental (North-western Mexico). *J. of Hydrol.*
- Descroix, L., Viramontes, D., Vauclin, M., Gonzalez Barrios, J. L. & Esteves, M. (2001) Influence of surface features and vegetation on runoff and soil erosion in the western Sierra Madre (Durango, North West Mexico). *Catena* **43**, 115–135.
- Deshons, P. (1985) Bassins-versants expérimentaux en Haute-Provence: problèmes d'érosion et cadre climatologique. Mémoire de DEA, Université de Montpellier, France.
- Kohler, M. A. & Linsley, R. K. (1951) Predicting the runoff from storm rainfall. Research Paper no. 34, US Weather Bureau, US Dept of Commerce., Washington DC, USA.
- Lecompte, M., Lhénaff, R., Marre, A. (1996) Premier bilan de six années de mesure sur l'ablation dans les roubines des Baronnies méridionales (Préalpes Françaises du Sud). *Rev. Géogr. Alpine* **84**(2), 11–16.
- Lecompte, M., Lhénaff, R. & Marre, A. (1998) Huit ans de mesure du ravinement des marnes dans les Baronnies méridionales (Préalpes Françaises du Sud). *Géomorphol.* **4**, 351–374.
- Lhénaff, R., Coulmeau, P., Lecompte, M. & Marre, A. (1993) Erosion and transport processes on badlands slopes in the Baronnies mountains (French Southern Alps). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria* **16**, 65–73.
- Lukey, B. T., Sheffield, J., Bathurst, J. C., Hiley, R. A. & Mathys, N. (2000) Test of the SHETRAN technology for modelling the impact of reforestation on badlands runoff and sediment yield at Draix, France. *J. Hydrol.* **235**, 44–62.

- Malet, J. P., Maquaire, O. & Klotz, S. (2000) The Super-Sauze flowslide (Alpes de Haute-Provence, France): triggering mechanisms and behaviour. In: *Proc. Eighth Int. Symp. on Landslides* (Cardiff), vol. 2, 999–1006. T. Telford, UK.
- Mathys, N., Brochot, S. & Meunier, M. (1996) L'érosion des terres noires dans les Alpes du Sud: contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins-versants expérimentaux de Draix, Alpes de Haute-Provence, France). *Rev. Géogr. Alpine* **84**(2), 17–28.
- Olivry, J.-C. & Hoorelbeck, J. (1990) Erodibilité des terres noires de la vallée du Buëch. *Cah. ORSTOM, Pédologie* **25**(1–2), 95–110.
- Olivry, J.-C., Quelenec, R. E., Hoorelbeck, J. & Bufalo, M. (1988) Erosion des terres noires de la vallée du Buëch (Alpes du Sud). Groupement d'études BRGM–Orstom, Montpellier, France.
- Oostwoud Widjenes, D. J. & Ergenzinger, P. (1997) Rainfall simulations and soil temperature measurements at steep marly slopes in the Draix Experimental Research basin. Actes du colloque "*Experimental Catchments of Draix: a field laboratory for mountains erosion studies*", Digne, France, 22–24/10/1997, Ed. Du Cemagref, Antony, France, p. 143–154.
- Oostwoud Widjenes, D. J. & Ergenzinger, P. (1998) Erosion and sediment transport on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France: an experimental field study. *Catena* **33**, 179–200.
- Peyronnet, J. (1988) Caractérisation de l'érosion dans les zones sensibles des Alpes du Sud. Mémoire de DEA National d'Hydrologie, Université de Montpellier–Orstom, France.
- RGA (Revue de Géographie Alpine) (1996) Special Issue: Les processus d'érosion en milieu montagnard. Bilan et méthodes. *Rev. Géogr. Alpine* **84**(2). Grenoble, France.
- Robert, Y. (1997) Erosion et colonisation végétale dans les bad-lands marneux des Alpes du Sud, l'exemple du bassin versant du Saignon. Travail d'étude et de recherche, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, France.
- Rovera, G., Robert, Y. & Coubat, M. (1999a). L'action des processus périglaciaires dans les badlands marneux des Alpes du Sud: l'exemple du bassin-versant du Saignon. *Environnements Périglaciaires* **6**, 41–52. Association Française du Périglaciaire.
- Rovera, G., Robert, Y., Coubat, M. & Nedjai, R. (1999b) Erosion et stades biorhexistasiques dans les ravines du Saignon. Essai de modélisation statistique des vitesses d'érosion sur marnes. *Actes du Colloque La montagne méditerranéenne* (Aix en Provence, 8–10 octobre 1998). Et. Géogr. Phys. no. XXVIII.
- Schmutz, M., Guérin, R., Schott, J. J., Maquaire, O., Descloitres, M. & Albouy, Y. (2000) Geophysical method contribution to the Super-Sauze (South France) flowslide knowledge. In: *Proc. Eighth Int. Symp. on Landslides* (Cardiff), vol. 3, 1234–1240. T. Telford, UK.
- Viramontes, D. (2000) Comportement hydrodynamique des milieux dans le Haut bassin du rio Nazas (Sierra Madre Occidentale, Mexique); causes et conséquences de leur évolution. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

Received 21 February 2001; accepted 15 October 2001

Le rôle de l'homme dans l'entretien et la dégradation des sols des régions à faible densité de population : analyse comparative de trois cas de figure

Luc Descroix
LTHE-IRD
Grenoble
descroix@hmg.inpg.fr

INTRODUCTION

Loin d'être les zones d'accueil de populations en mal d'espace, les régions rurales peu peuplées sont souvent des zones d'émigration : l'équilibre Homme-Nature, qui a pu, un temps, y paraître menacé par une surexploitation – ou une mauvaise gestion – de l'espace, est parfois à nouveau mis en difficulté par la déprise. Ces régions rurales possèdent des ressources exploitables : sols cultivables, forêts, pâturages, ressources hydriques. Leur faiblesse démographique actuelle tient à la dynamique globale des populations de la planète, attirées par des zones où se concentrent des activités à forte valeur ajoutée ou qui offrent des « avantages comparatifs » attrayants pour les populations rurales qui y émigrent.

Toutefois, l'émigration de ces populations rurales a très souvent été déclenchée ou aggravée par des phénomènes particuliers, comme nous le montrerons ici dans trois zones qui n'ont, *a priori*, de point commun que leur faible densité de population, due à une certaine marginalisation par rapport à des espaces centraux éloignés :

- dans le cas des Alpes françaises du Sud, la crise de torrentialité, qui a culminé au XIX^e siècle, a pu accélérer une dynamique négative liée au gradient de niveau de vie ville/campagne (d'ailleurs très relatif), et relayée ensuite par des guerres qui ont dépeuplé ces zones déjà défavorisées;
- dans la Sierra Madre occidentale mexicaine, le facteur déterminant de l'émigration est l'attrait que représentent la Californie et le Nevada, à une journée d'autocar; en effet, malgré, ou à cause de, l'intégration du Mexique dans l'ALENA et l'OCDE, la structure sociale de ce pays est bien celle d'un pays en développement, et le gradient de niveau de vie par rapport à « l'autre côté » reste énorme sur cette unique frontière terrestre entre le Nord et le Sud;
- dans le cas, enfin, du Sénégal oriental, c'est la très dure – et réelle – sécheresse qui perdure depuis 34 ans (même si ces dernières années n'ont pas été si sèches que les années 1968, 1971, 1972, 1974, 1982, 1984, en particulier).

La problématique scientifique de l'impact de l'homme sur le milieu est vaste. On se contente ici de montrer, à partir de trois exemples pris dans des zones rurales relativement peu peuplées, comment on est passé, comment on passe et comment on va (peut-être) passer, d'une phase de surexploitation des milieux à une phase de déprise et comment l'une et l'autre de ces « crises » (de surutilisation puis de sous-utilisation de l'espace) se traduisent en termes de paysage. En effet, l'homme occupe un espace en le modelant, et la cessation de certaines activités entraîne un défaut d'entretien du paysage, ce qui ne manque pas d'avoir des conséquences en termes agronomiques, pédologiques, hydrologiques, pouvant alors exacerber des problèmes d'ordre sociologique.

Après une description de la méthode d'analyse, on décrit chacun des espaces choisis pour illustrer cette problématique, puis on analyse les causes et les conséquences de la surexploitation comme de la déprise sur l'espace avant d'ébaucher un schéma évolutif global des zones rurales « marginales », sinon marginalisées.

L'objectif de cette étude est de montrer comment l'évolution de l'utilisation de l'espace rural est, dans les zones marginales (isolées, peu propices à l'agriculture intensive, ou encore situées dans des zones de montagne où la concurrence de l'agriculture plus productive des plaines nuit au maintien de l'utilisation traditionnelle de l'espace), en train de passer d'une surexploitation (relative, bien sûr, puisqu'il s'agit de zones peu peuplées), visible dans le paysage par la dégradation de la végétation et des sols, à une déprise dont les conséquences commencent à apparaître dans les secteurs où cet abandon est le plus ancien. Enfin, au vu des différentes problématiques rencontrées pour chacune de ces études, il nous a paru intéressant de comparer ces trois cas, situés à trois stades différents d'une évolution démographique et économique globale.

UNE ANALYSE DES PAYSAGES, DE L'ÉTAT DES SOLS ET DE LA VÉGÉTATION

Cette étude a été réalisée au cours de trois recherches hydrologiques menées dans trois secteurs différents au cours des années 1982 à 2000. Il a alors été constaté que l'état des sols, de la végétation, en gros ce qu'il est convenu d'appeler les « états de surface », étaient très fortement dépendants des types d'activités rurales et, partant, de la pression des sociétés sur le milieu. Chacune de ces études régionales a donc comporté un volet « humain » qui s'est attaché à rechercher les liens entre les formes d'exploitation de l'espace rural et les évolutions remarquées des états de surface et des fonctionnements hydrologiques des versants ou des bassins.

On n'exposera pas ici les problématiques hydrologiques qui ont fait l'objet de travaux antérieurs (Lamagat *et al.*, 1987; Descroix, 1994; Viramontes, 2000). On peut résumer comme suit les tendances générales qui affectent ces trois régions.

Dans les Préalpes françaises du Sud (figures 1a et 1b), l'érosion des « terres noires » dans les cinq ou dix derniers siècles a remodelé complètement les paysages, y laissant apparaître de vastes secteurs de *bad lands*. Le climat plus sévère du petit âge glaciaire et la surexploitation du milieu (déboisement, essartage, surpâturage) sont

considérés comme ayant été les principales causes de l'accélération de l'érosion. Aujourd'hui, la déprise rurale y est très forte et le défaut d'entretien des versants pose un nouveau type de problèmes;

Dans la Sierra Madre occidentale (figures 2a et 2b), le phénomène de déprise est seulement en train d'apparaître. L'émigration vers les États-Unis dépasse fortement la croissance démographique depuis une quinzaine d'années. Les habitants sont déjà partis (des baisses de 50 à 95 % de la population d'un village en moins d'une décennie sont fréquentes), mais pas les vaches : le surpâturage se maintient et s'aggrave même, car il n'y a plus assez de monde pour gérer les herbages.

Dans le Boundou, un ancien royaume du Sénégal oriental (figures 3a et 3b), la pression démographique sur le milieu continue de croître. Bien qu'apparemment faible, elle est suffisante pour entraîner une dégradation des sols (raccourcissement des jachères, érosion des sols des bords de plateaux); le déboisement s'accélère. On n'entrevoit une diminution de l'accroissement démographique que depuis quelques années et l'émigration est loin de compenser l'accroissement naturel.

Les outils d'analyse employés ici sont des cartes montrant l'évolution des terroirs en quelques décennies, utilisée comme marqueur synthétique de la pression de l'homme sur le milieu, connue par ailleurs par des études sociologiques plus fines, mais plus localisées (Deshayes, 1988; Descroix, 1994; Descroix, 1996; Inard Lombard, 2000).

PORTRAIT ÉCONOMIQUE ET DÉMOGRAPHIQUE DES TROIS ZONES D'ÉTUDES

Les analyses de l'évolution démographique planétaire comprennent toujours, avec l'étude de la transition démographique (telle que la définit le Fonds des Nations Unies pour la population, l'UNFPA), un volet sur l'urbanisation galopante dans les pays en voie de développement et parfois sur l'exode rural dans ces mêmes pays, où le revenu par habitant a atteint un niveau à peu près maximal aujourd'hui. Dans la plupart des cas, et en particulier là où la population rurale est dense (sociétés « hydrauliques » d'Asie du Sud-Est, secteurs de montagnes à petites propriétés ou communautés rurales en Afrique et en Amérique latine), l'exode rural ne suffit pas à faire diminuer la population, qui se contente d'augmenter bien moins vite que dans les zones urbaines des mêmes pays.

On ne s'étendra pas, ici, sur ce phénomène global : on situera trois régions qui en sont à des stades très différents de l'évolution démographique des zones rurales. Il est évident que la localisation de ces trois zones sur l'échelle temporelle de la transition démographique correspond à un certain niveau de l'échelle de développement économique global. Ces trois régions ont pour point commun de faibles densités de population.

Les trois régions qui ont été étudiées couvrent environ 20 000 km² chacune : il s'agit de trois départements des Alpes du Sud en France (Drôme, Hautes-Alpes, Alpes-de-Haute-Provence), de six communes mexicaines du nord de l'État de Durango et de l'ancien royaume de Boundou dans l'actuel Sénégal oriental.

Tableau 1 Situation économique et démographique des trois régions

Pays de référence	Population en millions	Densité hab/km ²	PNB/hab \$	Croissance démographique %/an	% du PNB agricole
France	60	109	23149	0.4	3
Mexique	103	52	3736	2.1	8
Sénégal	9	39	812	2.5	19

Région	Densité de population hab/km ²	Croissance démographique %/an	% de la population active émigrée depuis 20 ans
Baronnies, Diois, Préalpes du Sud	5	+ 0.2	5
Municipios de Guanacevi et Tepehuanes	3	- 1	50
Boundou	4	+ 1	10

LES ALPES FRANÇAISES DU SUD

Situées au sein d'un ensemble économique parmi les plus riches de la planète (du moins en termes de PNB par habitant), les zones montagneuses du sud de la France ont connu leur maximum démographique au XIX^e siècle (entre 1846 et 1886, pour plus de 80 % des communes rurales). Depuis, ces communes rurales ont, sauf le long de certains axes routiers et dans le cas des stations de sports d'hiver, perdu de 60 à 100 % de leurs habitants, les plus peuplées au départ ayant en général mieux résisté à la désertification : on compte des centaines de hameaux et des dizaines de communes sans habitants, ces dernières ayant été rattachées depuis à leur voisine. L'économie rurale traditionnelle – élevage du mouton et de la chèvre, lavande, céréales – n'a pas résisté à l'exode rural lié à l'attrait de la ville (on est alors en pleine révolution industrielle et le chemin de fer a pu être aussi un moyen d'exode efficace) ni à la concurrence de l'agriculture des régions de plaine. Ce brutal retournement démographique a pu être aggravé par :

- la torrentialité et l'érosion qui ont dégradé de nombreux terroirs (on s'intéressera spécialement à cet aspect ici) (Descroix, 1994);
- la politique de reboisement voulue par l'État dès le Second Empire, pour pallier cette dégradation : le bétail ovin et caprin ayant été considéré – souvent abusivement – comme le principal facteur de dégradation de l'espace;
- la Première Guerre mondiale, au cours de laquelle les hommes venus des zones rurales de montagne ont payé, faute, souvent, d'instruction, un tribut bien plus lourd que la moyenne nationale en termes de pertes humaines.

Ce n'est que très localement que s'est produite une émigration de longue distance, telle celle des Barcelonnète vers le Mexique de l'ère porfirienne ou celle des Champsaurins vers l'Argentine.

Aujourd'hui, la densité de population des cantons ruraux des Préalpes dauphinoises et provençales est inférieure à 5 hab/km² (contre 10 à 20 au milieu du XIX^e siècle), parfois même à 2 hab/km². À l'inverse, la progression du manteau forestier est très rapide : la surface forestière a doublé en un siècle, de 17-20 % à 30-38 % de l'espace total suivant les départements. Cette progression se fait par une reforestation spontanée pour plus de 80 % des surfaces concernées. Les reboisements planifiés sont réalisés surtout dans les secteurs fragiles ou sensibles. La déprise est partout visible : embroussaillage, enrésinement (le pin et le genévrier, non appétants pour le bétail, sont des espèces pionnières), non-entretien et disparition progressive des murets, chemins, terrasses, haies, drains et canaux.

LA HAUTE VALLÉE DU RIO NAZAS (LA CANDELA, SIERRA MADRE OCCIDENTALE, MEXIQUE)

La Sierra Madre occidentale s'étend sur 1500 km, de l'État de Jalisco, au sud, jusqu'à la frontière américaine, au nord.

Au nord de l'État de Durango, cette chaîne volcanique était traditionnellement peuplée par les Indiens tepehuanes (aujourd'hui concentrés au sud de l'État) et tarahumaras. Ceux-ci sont aujourd'hui très peu nombreux (quelques dizaines de milliers pour l'ensemble de la Sierra). La colonisation agropastorale par la bourgeoisie urbaine du centre du pays (Mexico, Puebla) ou du nord (Durango, puis Torreón), sous forme de grandes haciendas, ne date que de la fin du XIX^e siècle. Du fait de la faible pression foncière, la Réforme agraire (décrétée en 1917, renforcée en 1920 puis, surtout après 1934, sous Lázaro Cárdenas), n'y a été commencée qu'après 1945 alors que le partage a été réalisé en 1936 dans la Laguna, riche périmètre irrigué du sud du désert de Chihuahua, 200 km plus à l'est. Les haciendas n'ont fini d'être démantelées que dans les années 1960-1970, laissant la place, à côté des communautés rurales déjà existantes, aux *ejidos*, nom donné aux nouvelles communautés issues de la révolution, habités par les anciens *peones* des grandes propriétés. Chaque *ejido* est, dans cette région, peuplé d'une centaine d'*ejidatarios* et de leur famille; soit, à l'origine, de 200 à 1000 habitants pour des surfaces de 5000 à 20 000 hectares et des densités de 3 à 5 hab/km² dans les années 1970. Le nombre d'*ejidatarios* a fortement diminué, ainsi que la population totale, durant les années 1980 et surtout les années 1990, du fait de l'attraction exercée par les emplois offerts par l'économie des États-Unis : sans s'arrêter dans les villes mexicaines, les hommes vont travailler « de l'autre côté », au début clandestinement (ils sont alors des *mojados*, ces *wet back* des Américains, qui ne sont en fait que rarement mouillés, car le passage se fait bien plus souvent dans le coffre d'un véhicule que par le Rio Bravo/Rio Grande), puis avec des papiers (*empapelados*, après leur régularisation) : le système des réseaux et des filières fait qu'il est très facile pour un jeune Mexicain de la Sierra de trouver du travail temporaire en Californie du Sud, au Nevada ou à Chicago (Inard Lombard, 2000), qui est très souvent, malgré la distance, la destination la plus prisée; inversement, il est très facile à un employeur américain de trouver de la main-d'œuvre clandestine très bon marché. La population est aujourd'hui de moins de 1000 habitants pour les quatre *ejidos* et communautés étudiées (La Cienega de Escobar, Escobar, Pilitas, La Posta de Jihuites), qui couvrent 40 000 hectares (soit environ 2,5 hab/km²), mais sont représentatives de la situation dans tout le haut bassin du Nazas : les flux vers les États-Unis sont de plus en plus définitifs; les jeunes restés au pays vont deux ou trois mois par an travailler de l'autre côté de la frontière, en *mojados* la plupart du temps, pour gagner un peu d'argent, mais finissent

par s'y installer de peur d'être refoulés au passage de la frontière la fois suivante. Cet argent est le plus souvent investi (en plus des cadeaux pour les parents) dans du matériel agricole et, plus encore, dans le bétail : ceux qui partent deux à trois mois par an le font souvent pour acheter à chaque fois une vache sélectionnée supplémentaire : en une dizaine d'années, leur troupeau est devenu conséquent et enrichi par des races plus productives (Barral et Anaya, 1995), mais qui présentent l'inconvénient d'être moins bonnes « marcheuses », ce qui accentue localement le surpâturage (Poulenard *et al.*, 1996).

LE BOUNDOU (RÉGION DE GOUDIRY, SÉNÉGAL ORIENTAL)

Cette région est traditionnellement incluse dans la zone de climat sahélo-soudanien, touchée de plein fouet par la sécheresse des années 1968-1985. La région de Goudiry se trouve dans le département de Bakel (région de Tambacounda ou Sénégal oriental), à 600 km à l'est de Dakar. C'est une zone de savane arbustive et arborée relativement dense. Le Boundou a une densité de population de 4,2 hab/km². La croissance démographique est d'environ 1 % par an (Sénégal 3 %), malgré une émigration assez importante, tournée vers Dakar, mais aussi et surtout vers la France. Là aussi, on peut parler de réseau, dans la mesure où de nombreux villages ont fourni de la main-d'œuvre aux anciennes usines Chausson de Gennevilliers (Deshayes, 1988) dans les années 1950 et 1960. Cette émigration s'est accélérée ensuite avec les années de sécheresse.

Les activités agricoles traditionnelles sont l'élevage bovin et ovin, les cultures du coton (et du riz, avant la sécheresse), du sorgho et du mil. Les villages sont situés sur les plateaux, mais le plus souvent à proximité immédiate des marigots.

Les émigrés ont aussi pris l'habitude de ramener du numéraire pour acheter du bétail, celui-ci étant considéré comme une valeur-refuge intéressante et un bon placement. C'est de toute façon la seule richesse et l'élément culturel dominant des sociétés peulhs comme celle du Boundou, en grande partie basée sur la production du lait et de ses sous-produits.

La dégradation du milieu naturel est ici directement perçue comme une conséquence des années de sécheresse.

L'altitude de la région, constituée des plateaux du Continental terminal, est comprise entre 50 et 100 mètres. Les marigots sont encaissés d'une dizaine de mètres dans ce plateau. La pluviométrie est d'environ 600 mm/an (700 mm avant les années de la grande sécheresse) (Lamagat *et al.*, 1987).

La surexploitation du bois (ressource rare et fragile) a pu, dans certains cas, compenser en partie (mais à quel prix pour l'équilibre de la ressource!) les pertes liées aux mauvaises récoltes. La dégradation de l'espace par la surexploitation est remarquable aussi en termes de rendements agricoles (les fourrages constituant les principales cultures) : en effet, les jachères sont raccourcies, ce qui se traduit assez vite par une baisse des rendements fourragers.

Les trois secteurs d'étude choisis sont très clairement des zones marginales en termes géographiques : elles sont éloignées des centres décisionnels de leurs pays respectifs et constituent des espaces peu peuplés et peu mis en valeur par rapport aux zones rurales centrales plus riches et plus densément peuplées. Mais les Alpes

du Sud ont terminé leur transition démographique et cherchent à attirer de nouveaux habitants; l'économie tertiaire (tourisme en particulier) y a dépassé depuis longtemps les activités primaires qui continuent à occuper et à entretenir l'espace, mais sur des superficies très réduites par rapport aux siècles passés. La Sierra Madre se vide très vite de ses habitants, mais la surexploitation pastorale y est encore forte et les paysages sont paradoxalement ceux d'un espace surexploité : sur des secteurs entiers, l'herbe a pratiquement disparu. Le Boundou, enfin, voit sa population continuer à croître, mais devant la limitation des ressources, l'apport des capitaux liés à l'émigration y gagne chaque année en importance.

SUREXPLOITATION OU MAUVAISE GESTION DE L'ESPACE : DE LA CRISE FONCIÈRE À LA DÉPRISE

DANS LES ALPES DU SUD

Dès le XVI^e siècle, on trouve dans les archives des paroisses rurales des Alpes du Sud, sous-jacente dans les plaintes et les demandes des responsables et des habitants, l'idée omniprésente dans la mentalité collective de la responsabilité des troupeaux dans l'exacerbation de l'érosion et de la torrentialité.

Au XIX^e siècle, les ingénieurs du Génie rural et des Eaux et Forêts ont si bien fustigé le cheptel ovin et caprin, « destructeur des forêts », que le reboisement a été considéré comme le remède idéal à l'accentuation des ravages dus au ruissellement : on a peu à peu interdit d'immenses territoires au bétail et profité de la main-d'œuvre pléthorique des paysans obligés de réduire leurs troupeaux pour effectuer les reboisements des parties les plus dégradées des versants. Néanmoins, la formidable progression des forêts est due, pour 80-90 %, à la repousse spontanée des broussailles, puis des arbustes et des arbres (des pins essentiellement), sur les terres autrefois vouées aux cultures et aux pâturages.

Le débat soulevé au XIX^e siècle autour du rôle des troupeaux dans la dégradation des terrains de montagne s'est poursuivi depuis, animé par des géographes, des forestiers, des administrateurs, des historiens, les uns défendant les troupeaux, les autres les vouant aux gémonies. Il est clair qu'il y a eu surexploitation de ces terrains, surpâturage. Mais il y a aussi eu un essartage inconsidéré et de nombreuses coupes à blanc sous l'effet de la pression démographique et de la « faim de terre » qui prévalait. Il s'agissait parfois, c'est vrai, de constituer de nouveaux pâturages.

Les ravines des terres noires sont très étendues et constituent les stigmates omniprésents de cette période de surexploitation de l'espace. Elles continuent à être fonctionnelles (les marnes noires des *bad lands* des Alpes du Sud connaissent une ablation de 5 à 10 mm/an), mais aujourd'hui, ce qui préoccupe le plus, c'est l'abandon des terrains, des terrasses, des canaux, des chemins, des haies, qui provoquent, en plus d'une dégradation d'un paysage construit, des problèmes de stabilité des versants liés à la solifluxion. Liée à ce défaut d'entretien des drains et canaux, à l'accroissement des coefficients d'infiltration dû à l'embroussaillement, la stabilité des versants est aujourd'hui le principal problème posé à l'aménageur dans les Préalpes du Sud dépeuplées et désertifiées. On continue néanmoins d'y pratiquer l'élevage ovin traditionnel dans les Préalpes avec, suivant l'altitude,

transhumance des troupeaux vers les Alpes en été, et, dans les secteurs les plus élevés, accueil des troupeaux de la plaine. Mais la charge pastorale, bien que localement en progression ces dernières années, est bien plus faible qu'au XIX^e siècle (et surtout que sous l'Ancien Régime, quand les communautés rurales louaient leurs secteurs pastoraux aux éleveurs de Provence pour obtenir du numéraire). Surtout, elle s'exerce sur des terrains abandonnés par l'agriculture et non plus sur les terrains, bien plus pentus, qui surplombent ces anciens terroirs. La charge pastorale est passée de 1 à 2 hectares à 2 à 4 hectares par ovin en un siècle (Descroix, 1994).

DANS LE HAUT BASSIN DU NAZAS

Sur les terrains plus résistants dans la Sierra Madre (sur les rhyolites en particulier), la même surexploitation des pâturages n'a pas entraîné les mêmes conséquences. Il semble, de fait, que le surpâturage y soit récent : si les grandes haciendas pratiquèrent en général l'élevage bovin (et bien souvent aussi l'élevage ovin), il apparaît, d'après les témoignages recueillis auprès des habitants, que ce soit à partir de l'instauration des *ejidos* qu'il y ait eu, peu à peu (sans qu'on puisse en déterminer la cause, qui pourrait être une mauvaise gestion des pâturages ou une réelle surcharge pastorale), amenuisement des réserves fourragères et, souvent, érosion des sols. Ceux-ci, de fait, apparaissent parfois dès le début de la saison sèche, souvent dénudés sur des étendues de plus en plus grandes autour des villages, alors que, à deux ou trois kilomètres seulement des villages, des pâturages intéressants demeurent inexploités. Les ravines sont assez rares dans le paysage et semblent autant dues à des concentrations de l'écoulement (caniveaux, drains) en liaison avec la construction des routes ou avec les cultures qu'au surpâturage (Descroix et Poulenard, 1995; Poulenard *et al.*, 1996).

Comme c'est le cas dans les Alpes (surtout hors Préalpes), le piétinement du bétail se traduit par la formation de terrassettes sur les versants de 20 à plus de 45 degrés (comme à La Posta de Jihuites). On les trouve même dans des secteurs qui ne semblent plus surpâturés aujourd'hui (témoignages des anciennes surcharges pastorales?).

On observe aussi que les abords des routes (et, en particulier, l'espace compris, au bord des routes, entre la chaussée et les clôtures de barbelé) sont souvent bien plus broûtés que les pâturages voisins, ce qui pourrait être dû à l'abondance de l'herbe favorisée par l'eau venue de l'impluvium formé par la route.

Par ailleurs, bien souvent, les limites d'*ejidos*, ou, dans un même *ejido*, les limites de *potreros* (vastes enclos de pâture pour le bétail) se remarquent très bien dans le paysage par la différence de pacage de part et d'autre des barbelés, l'un des côtés montrant un sol quasiment nu du fait du surpâturage, l'autre coté conservant un abondant manteau herbeux.

Le surpâturage semble se poursuivre aujourd'hui, le nombre de vaches se maintenant sans qu'il y ait extension des pâturages ni modification de la gestion. À noter que certains *ejidos* (comme Pilitas) sont suffisamment étendus pour que les éleveurs passent la saison des pluies dans un *rancho* situé dans une partie lointaine de l'*ejido* pour soulager les pâturages proches du village, suivant le même principe que celui des montagnettes et des alpages dans les Alpes, mais sans étagement altitudinal aucun : cela permet de profiter des pâturages les plus éloignés du village, à plus d'une journée de marche. La charge pastorale est en moyenne de 5 hectares

par vache (UGB), mais le manque de points d'eau entraîne souvent de trop grandes concentrations autour des villages et des *arroyos*. Comme la charge souhaitable est de 15 ha/UGB en moyenne, la densité est trois fois trop élevée.

De plus, la forêt, sans reculer (les coupes à blanc sont interdites au Mexique), perd une grande partie de sa substance et, dans d'immenses secteurs, la forêt de pins, fierté de l'État de Durango, est de 5 à 10 fois moins dense qu'à l'état naturel. Par contre, dans les secteurs surpâturés (savane à chênes), on note très nettement une augmentation du nombre d'arbres, qui a pu être multiplié par 2 à 4 de 1974 à 1994 : mais on constate que cette augmentation ne concerne que de jeunes pins, et non des chênes qui sont la formation climacique; cette reconquête très rapide par les pins serait en fait un signe de dégradation de l'écosystème, car les jeunes pins, dont l'appétence pour le bétail est nulle, ne sont plus concurrencés par l'herbe et peuvent pousser, alors que les chênes sont broutés très rapidement (Viramontes, 1994).

Une série d'années sèches et très sèches (1994, 1995, 1997, 1998, 1999, 2000 et 2001) et la réforme agraire de 1992 rétablissant la propriété privée sur toutes les zones rurales ont accéléré le processus migratoire (Inard Lombard, 2000).

DANS LE BOUNDOU

Pour être installés sur des plateaux extrêmement plats, les villages du Boundou concernés ici (Goudiry Foulbé, Sinthiou Boubou, Sinthiou Alassane, Doulouyabé et Dakaba, de 50 à 350 habitants), n'en connaissent pas moins des problèmes de dégradation des sols, en partie liés à la gestion des troupeaux. La charge pastorale est ici de 5 à 6 hectares par bovin. Pendant l'hivernage (saison des pluies, de juillet à octobre), le troupeau est au village; de la fin d'octobre à février (saison sèche fraîche), le troupeau part en petite transhumance à 5 ou 30 km vers le sud-est (en direction de la vallée de la Falémé). De mars à juin (saison sèche chaude), 30 % du troupeau part en grande transhumance, de 50 à 130 km vers le sud-est aussi, les autres bêtes restant au village. Les points d'eau sont assez rares et, de ce fait, le piétinement dans leurs alentours est important : les photographies aériennes de la zone soudano-sahélienne montrent la convergence des sentiers du bétail vers ces points d'eau et les zones de sol nu qui les entourent peuvent s'étendre sur plusieurs km², du fait de la surcharge pastorale. Les faits remarquables qui sont apparus, entre 1953 et 1982, sont (comparaison de deux séries de photos aériennes IGN, Deshayes, 1988) :

- la progression (à peu près proportionnelle à la croissance démographique) de 50 à 100 % de la superficie des terroirs villageois : champs de case et surtout champs de villages;
- la stabilisation, voire la régression de la superficie des champs de brousse (ouverts dans la forêt claire tous les 2 à 3 ans et abandonnés ensuite plusieurs décennies à la repousse – jachère longue);
- l'extension rapide des zones ravinées autour des villages, surtout sur les rebords de plateaux, là où le bétail passe quotidiennement pour aller s'abreuver aux points d'eau (les puits sont, logiquement, situés dans les bas-fonds).

Figure 1 Extension des forêts dans l'est des Baronnies
(Dauphiné, département des Hautes-Alpes) en 1948 et 1989

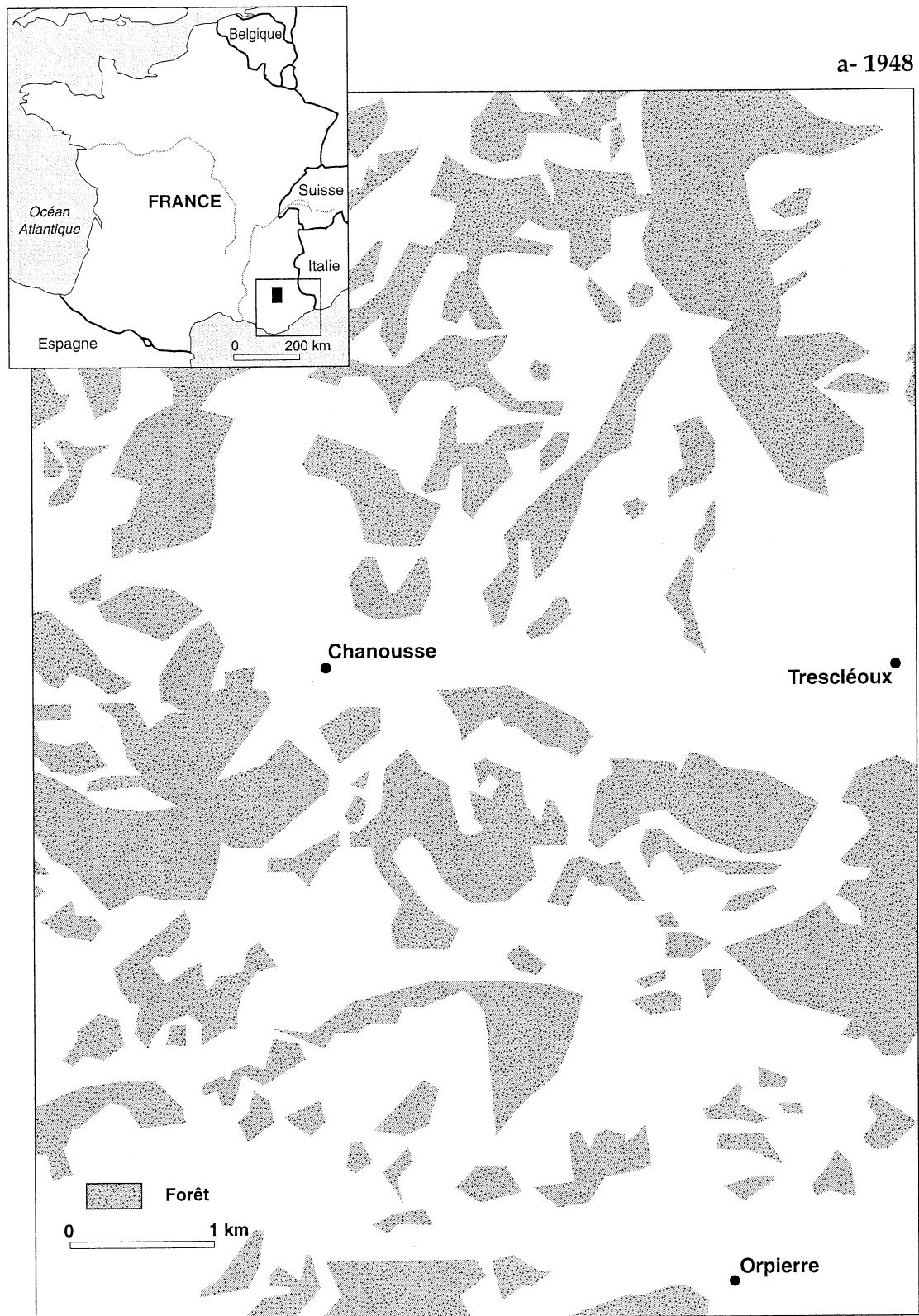
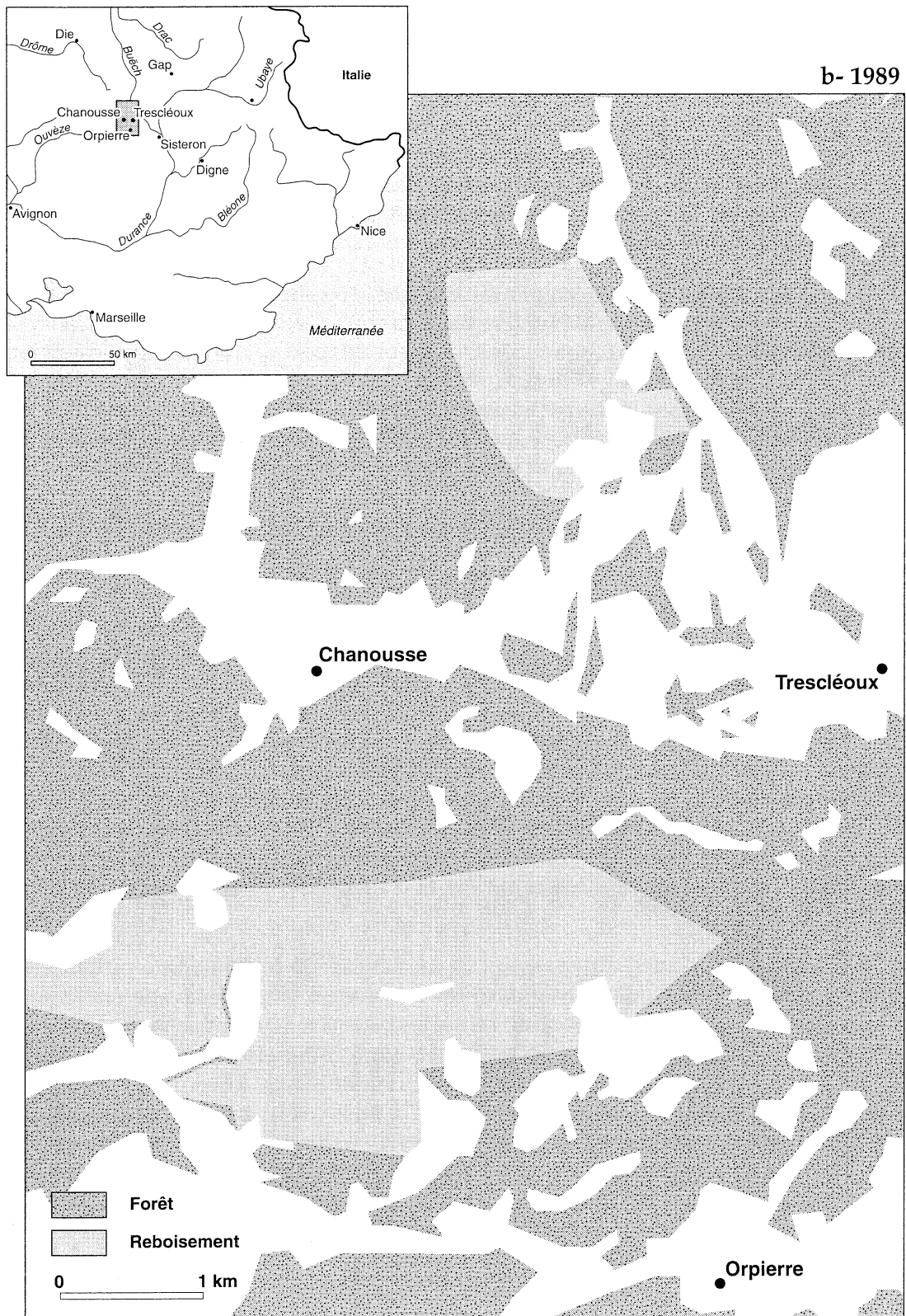


Figure 1 (suite)



La surcharge pastorale n'est pas trop forte en temps normal : il y a globalement équilibre entre ressources et bétail. Mais le nombre d'années sèches ayant beaucoup augmenté ces dernières décennies, il est apparu nettement une surexploitation des pâturages; la surmortalité bovine en a été la conséquence première, mais le cheptel a assez vite été reconstitué grâce à l'argent de l'émigration, après les plus dures années de sécheresse. Celle-ci a fait reculer vers le sud, en même temps que les isohyètes, les glossines vecteurs de la trypanosomiase. Quoi qu'il en soit, il semble toutefois que la dégradation observée ici soit bien moindre qu'au Sahel du Burkina Faso (De Wispelaere, 1990) ou que dans les environs de Dakar (Ba, 1995), où la forêt recule très vite du fait de la demande urbaine en charbon de bois, laquelle s'est accrue fortement depuis la suppression des subventions au gaz butane décidée sous la pression des institutions financières internationales en 1992.

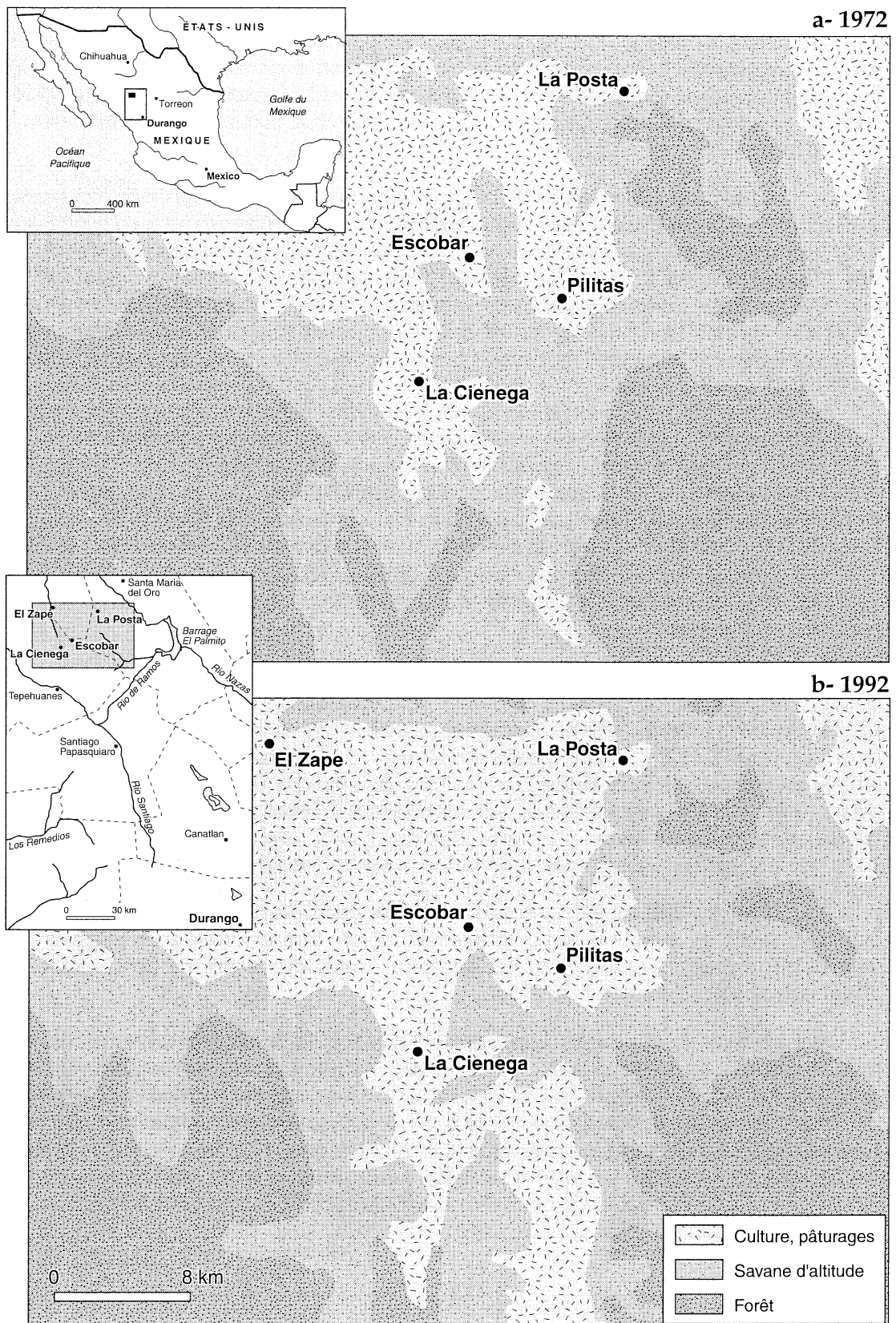
Le point commun des trois types d'exploitation et des dégradations constatées sur l'espace rural est ici nettement le surpâturage. De fait, l'élevage extensif est habituellement l'activité dominante des zones rurales peu peuplées. Durant la phase antérieure à la transition démographique, les sociétés rurales ont connu un accroissement des densités de population qui s'est traduit par l'intensification d'un système d'élevage souvent ancien, mais adapté à de faibles densités. Cette pratique s'est traduite assez rapidement par une diminution de la productivité des herbages.

L'OCCUPATION DE L'ESPACE, FACTEUR RÉVÉLATEUR DE SUREXPLOITATION OU DE DÉPRISE

Dans le cas des Alpes du Sud, l'analyse des photographies aériennes révèle la fulgurante progression du manteau forestier. Toutefois, elle ne fait pas apparaître la dégradation à plus grande échelle du milieu, liée à la déprise rurale. Cette progression de la forêt est manifeste sur les figures 1a et 1b, représentant certaines communes des Baronnies orientales (Hautes-Alpes). Elle se caractérise par sa rapidité (de 1948, première photo aérienne disponible, à 1989) et par le fait qu'elle touche tous les anciens parcours; au point que certaines communes (c'est le cas de Laborel, Drôme, en 1987) ont fait appel au CEMAGREF pour trouver une solution au manque de parcours pour les moutons : des forêts ont été éclaircies afin que le passage de la lumière permette la pousse de graminées et d'herbacées pour la pâture du bétail ovin (Gay, 1991).

Dans la Sierra Madre, autre région de montagne, on constate une progression importante du nombre de pins et d'arbres en général, dans la savane arborée de montagne; mais dans ce cas, la cause en est justement la surcharge pastorale : il est probable que les pins, espèce de colonisation, aient commencé à proliférer dans les zones surpâturées du fait de la disparition de l'herbe. En tout état de cause, la forêt a reculé, comme le montrent les figures 2a et 2b, mais ce qui est plus marquant dans le paysage, c'est la clarification des forêts de pins existantes : dans tout le massif de la Candela (au sud-est de la communauté de Pilitas), la forêt de pins, exploitée massivement depuis 1973, subsiste, mais elle est très ouverte et les trois quarts des fûts y ont été coupés sur toutes les parties facilement exploitables. L'extension des pâturages, plus bas en altitude, s'est faite aussi au détriment des savanes, qui constituent elles-mêmes les parcours pour le bétail bovin. Les terrassettes dues au surpâturage y sont apparues en plus grand nombre (Viramontes, 2000).

Figure 2 Extension des forêts dans le massif de la Candela (Sierra Madre Occidentale, Nord Mexique) en 1972 et 1992



Dans le premier cas, l'abandon d'importants terroirs aux broussailles a pu être tenu responsable des incendies de forêts dans les zones exposées des Alpes du Sud. Mais la principale cause de déclenchement des feux dans les massifs montagneux au dessus de 700 mètres d'altitude est plutôt à trouver dans une autre pratique des éleveurs : l'écobuage fait que, au nord de la zone méditerranéenne, les incendies se produisent en plus grand nombre à la fin de l'hiver, avant le 15 mars, date après laquelle la pratique de l'écobuage est interdite. Dans la Sierra Madre, c'est au contraire la présence de bûcherons qui peut occasionner le déclenchement des incendies de forêts.

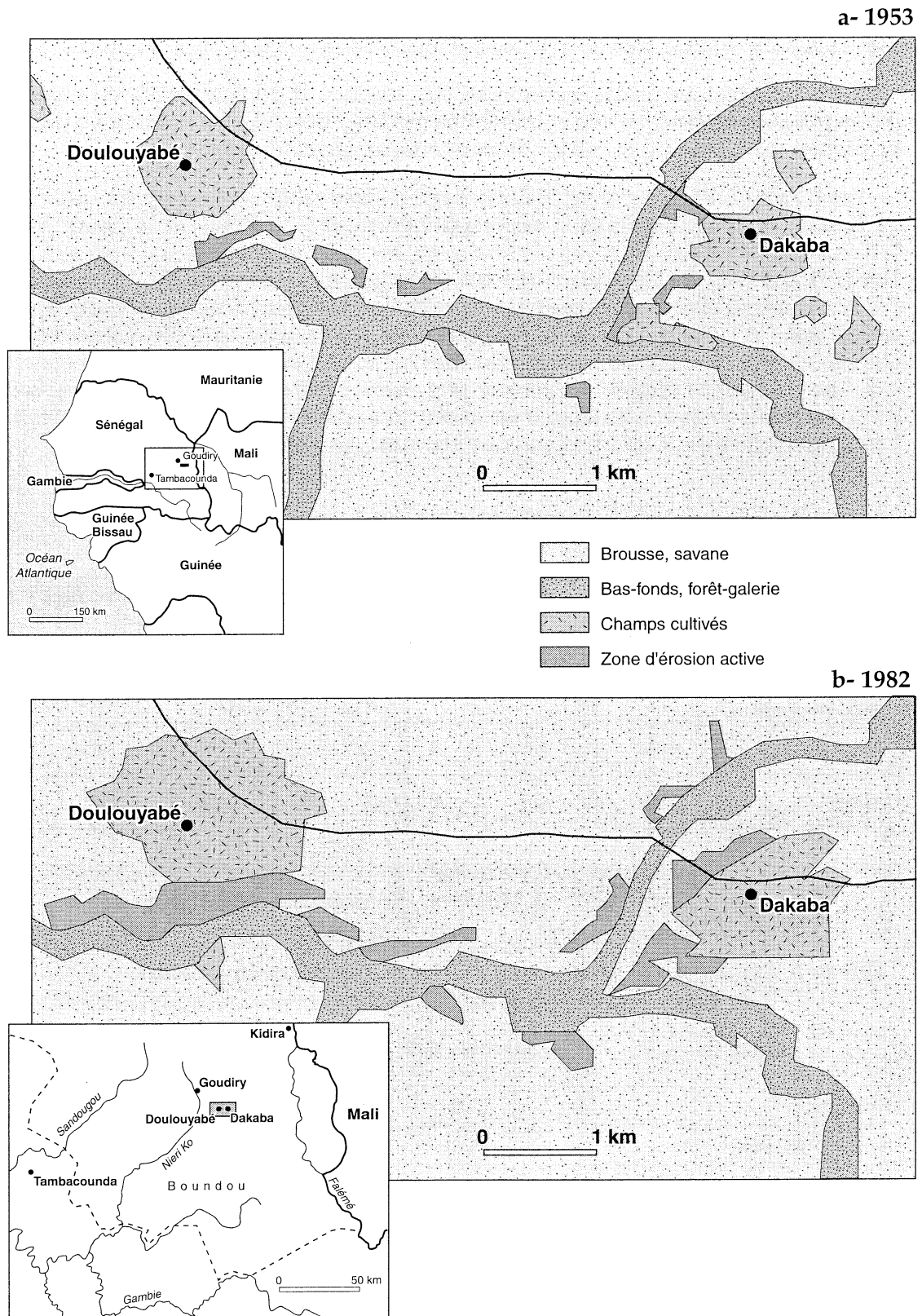
Au Sénégal oriental, les feux de brousse ne sont bien sûr nullement liés à une quelconque déprise. Ils sont voulus et contrôlés (comme l'est en principe l'écobuage dans les Préalpes du Sud) pour assurer une repousse plus verte du fait de la fumure des cendres. Là, nulle trace de déprise, mais bien au contraire, on constate la persistance d'une surcharge pastorale causée par la dégradation de l'écosystème, en grande partie liée à des phénomènes externes incontrôlables sur place. La sécheresse est à inclure dans les phénomènes découlant du changement global; elle est liée probablement à une modification de la circulation des masses d'air. Dans ce cas précis, comme dans le cas de la Sierra Madre mexicaine, il faut envisager une modification du système de gestion de l'élevage, afin d'assurer sa pérennité : on y pratique des élevages extensifs à faible productivité et, dans les deux cas, le cheptel sert de capital, même s'il est improductif. Dans les deux cas, il a également une forte valeur culturelle et sentimentale; il sert aussi à la fourniture de fumure au Sénégal oriental. Une fois le troupeau reconstitué (10 ans après les terribles années 1972 à 1975, les émigrés ont investi plutôt dans l'immobilier qui est d'un bien meilleur rapport, mais en conservant un troupeau important, signe d'attachement à la tradition et à la terre).

Les figures 3a et 3b permettent d'appréhender l'évolution des terroirs : entre 1953 et 1982, on assiste à une croissance de la surface consacrée aux champs, mais bien plus aux champs de villages qu'aux champs de brousse (ici dans le cas des villages de Doulouyabé et de Dakaba, près de Goudiry). Surtout, les conséquences du surpâturage sont visibles dans l'extension des secteurs érodés, en particulier, à proximité immédiate des villages, sur les rebords de plateaux dominants les bas-fonds où sont localisés la plupart des puits : ceci traduit un aspect local du surpâturage, celui du piétinement du bétail aux environs des villages et des puits.

Dans la Sierra Madre, les revenus tirés de la vente du bétail sur pied sont plus importants qu'au Sénégal, mais finalement bien moins conséquents pour les populations que les salaires (pourtant peu alléchants *a priori*) proposés aux clandestins mexicains aux États-Unis.

Dans les trois cas qui nous intéressent ici s'est posée la question de savoir si les modifications apportées par l'homme au milieu avaient pu entraîner des modifications climatiques. C'est en tout cas, et de loin, dans le contexte africain que le climat a le plus évolué, mais rien ne permet de dire que l'action de l'homme et son impact sur le milieu ont pu contribuer à la descente rapide des isohyètes vers le sud; on a évoqué un temps l'importance du déboisement dans les pays bordant le golfe de Guinée, qui aurait pu entraîner un déficit évaporatoire produisant une baisse de pluviométrie plus au nord.

Figure 3 Extension des terroirs et des zones érodées en 1953 et 1999 autour de deux villages du Boundou



Dans les Préalpes du Sud, les archives de l'époque du petit âge glaciaire rapportent des crises de torrencialité, qui relèvent pourtant davantage, *a priori*, du climat méditerranéen. On peut donc supposer que c'est la dégradation du milieu et non le climat qui a provoqué cette crise de torrencialité. Gautier (1992) évoque une importante dégradation anthropique depuis l'âge de Bronze dans la vallée du Buëch.

Enfin, au Mexique, la dégradation est trop récente, et trop légère du reste, pour qu'on puisse supposer qu'elle entraîne une modification du climat. Rien, à ce jour, ne permet d'affirmer qu'il y ait modification sensible de celui-ci.

Les figures 1, 2 et 3 permettent de mesurer les très rapides changements qui ont eu lieu en matière d'utilisation de l'espace en quelques décennies à peine. Les tableaux 2 à 4 récapitulent l'évolution pour les trois régions. Dans chaque cas, l'évolution est rapide. Dans le cas africain, on ne perçoit pas réellement l'étendue de l'accroissement démographique et de son influence en termes d'espace : en effet, que ce soit dans le tableau 4 ou dans les figures 3 et 3b, l'espace agricole n'augmente pas très fortement : en fait, c'est la rotation des cultures et des jachères dans cet espace qui a été accélérée : l'espace augmente peu, mais sa mise en culture est devenue presque totale en quelques décennies, alors qu'auparavant, chaque parcelle était laissée en jachère deux ou trois ans entre chaque mise en culture.

Tableau 2 Évolution de la superficie forestière dans les trois départements sud-alpins

Département	Superficie (km ²)	Pourcentage de couverture forestière (%)					Superficie en forêt en 1992 (km ²)
		1770-1780	1878	1914	1948	1992	
Alpes de Haute-Provence	6954	10*	18*	26	31	36	2500
Hautes Alpes	5534	11*	19	27	29	34	1860
Drôme	6560	15**	23**	29	31	43	2800

Sources : *Inventaire Forestier National, cadastre 1948; enquête Daubré 1904-1908; enquête Cerruti 1972; * = Miramont; ** = estimations personnelles*

Tableau 3 Évolution des usages du sol dans le haut bassin du Nazas (d'après images landsat MSS)

Catégorie	Superficie 1972 (km ²)	Superficie 1992 (km ²)	Évolution %
Forêt dense	1200	465	- 62
Forêt intermédiaire	4500	2000	- 54
Forêt claire	6000	3600	- 40
Savane d'altitude	4200	5400	+ 27
Autres pâturages	2800	6785	+ 142
Sol nu (cultures, zones érodées)	2250	2700	+ 19

(d'après Viramontes, 2000)

Tableau 4 Évolution des pourcentages d'utilisation de l'espace dans le Boundou entre 1953 et 1982 (à partir de photographies aériennes IGN)

	1953	1982
Espace cultivé - champs villageois	10	15
Espace cultivé - champs de brousse	5	2
Zones érodées	1	3
Brousse, forêt claire	84	80

(d'après Descroix, dans Deshayes, 1988)

Quoi qu'il en soit, on perçoit bien l'opposition entre le cas européen, où la forêt gagne assez vite sur les zones anciennement mises en culture ou en pâtures, et les exemples mexicain et sénégalais, où la pression sur le milieu s'est fortement accrue en deux ou trois décennies.

CONSÉQUENCES DE LA DÉPRISE ET D'UNE GESTION DE L'ESPACE INADÉQUATE

La dégradation des terroirs et des écosystèmes est parfois le fait autant de la surexploitation que de la déprise : si la situation des Préalpes du Sud évoque une évolution biotasiqque croissante, du fait d'un fort développement de la surface boisée, elle n'en cache pas moins un profond problème de stabilité des terrains et de certaines formations végétales secondaires, dont la présence est liée à la déprise agricole : l'évolution vers les formations primaires ou climaciques est-elle assurée? Ne va-t-on pas vers un enrésinement qui pourrait apporter d'autres déséquilibres (incendies, invasions par la chenille processionnaire, etc.)? Surtout, la progression très rapide du manteau forestier et des broussailles semble aller de pair avec l'accroissement des déséquilibres du terrain (Descroix, 1996); ce phénomène est lié à la fois au manque d'entretien des terroirs (drains, canaux, murets, etc.) et à la progression du couvert végétal qui accroît l'infiltration des eaux. Cela a aussi pu être observé dans les Alpes du Nord (Descroix, 1991).

La déprise est ici totale (malgré un renouveau démographique constaté depuis une vingtaine d'années et lié au développement d'activités de loisir) : baisse de la population, diminution importante du cheptel, défaut d'entretien des terroirs et reconquête de la forêt; mais la déprise se traduit aussi par la destabilisation de versants.

Dans la Sierra Madre occidentale, des déséquilibres flagrants se font jour depuis quelques décennies, mais on assiste là à une phase de surexploitation de l'espace : surpâturage et déboisement massif entraînent (comme au XIX^e siècle en France, et dans ce cas aussi, semble-t-il, au moment du maximum démographique) une dégradation des sols qui, elle-même, rendra plus difficile la reconstitution des ressources fourragères ou forestières. La sensible progression du nombre des arbres sur les parcours (ceux-là mêmes qui voient la formation des terrassettes de surpâturage) est en fait un signe de dégradation, puisqu'elle témoigne d'une

disparition de l'herbe au profit des jeunes pins : les revenus tirés de l'extérieur permettent d'améliorer le niveau de vie, ce qui, pour le moment, évite une crise ouverte due au manque de ressources renouvelables.

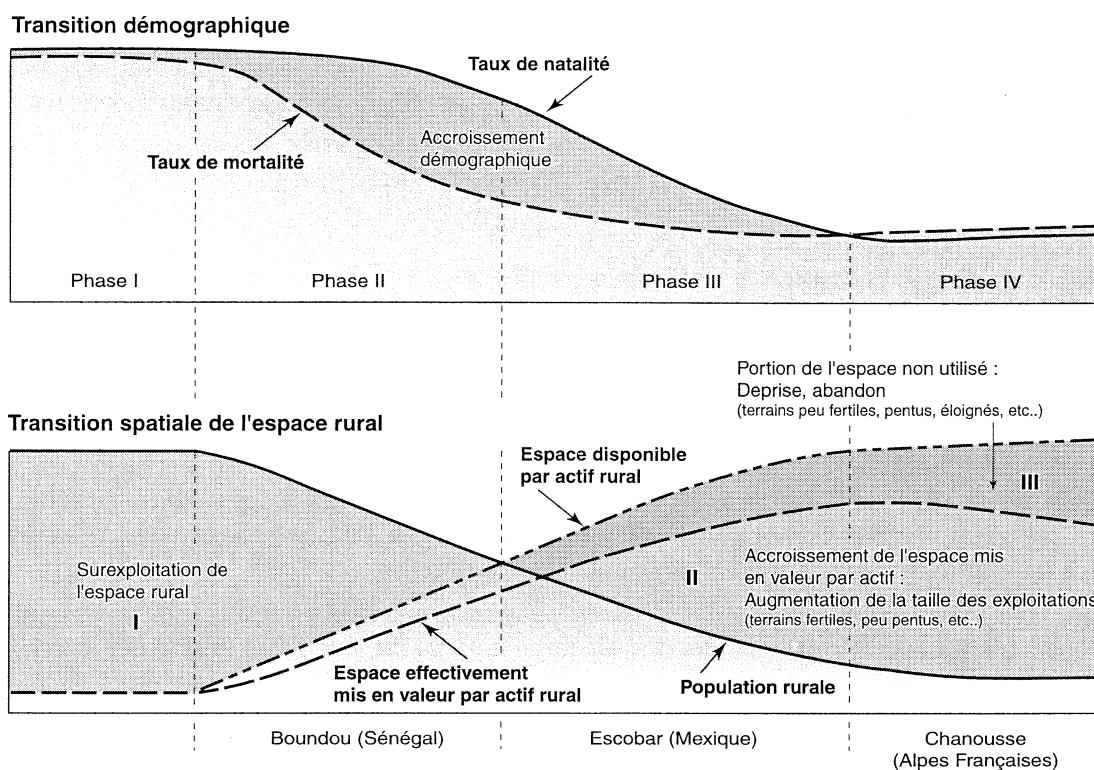
Dans ce cas, la déprise est partielle; on assiste à une très forte diminution de la population par émigration (dans certains villages, les trois quarts des maisons sont abandonnées), mais le cheptel se maintient et, avec lui, le surpâturage, qui s'aggrave même du fait que les pâturages sont de moins en moins bien gérés, faute de main-d'œuvre.

Au Sénégal oriental, c'est le cumul de la croissance démographique restée forte et des années de sécheresse qui a provoqué un déséquilibre du système agraire traditionnel, basé sur l'élevage extensif, l'agriculture villageoise et l'agriculture itinérante sur brûlis : la jachère longue a dû être raccourcie, les troupeaux augmentés peu à peu, avant l'apparition de la terrible sécheresse des années 1968-1985 : cela s'est traduit par une exploitation accrue d'un système dont la production primaire baissait alors pour des raisons climatiques. La dégradation des formations végétales est difficile à cartographier, mais l'extension des zones érodées, au rebord des plateaux en particulier, est bien visible dans le paysage : elle est bien le signe d'une surexploitation. Dans ce cas néanmoins, celle-ci ne serait peut-être pas devenue aussi rapidement évidente sans la détérioration climatique des dernières décennies.

La pression sur le milieu se maintient et s'accroît même localement, du fait d'une hausse de la population (et du cheptel); surpâturage et surexploitation devraient se poursuivre durant les prochaines années, et le risque d'une crise sociale est élevé, en particulier en cas de nouvel épisode de sécheresse.

Ainsi, les trois régions prises pour exemples ici permettent d'illustrer différentes évolutions de l'occupation de l'espace. La figure 4 schématise cette évolution dans les régions concernées : le Boundou (chiffre I) n'a fait que commencer sa transition démographique; dans cette région, l'utilisation de l'espace est régie par le besoin d'alimenter un nombre croissant d'habitants : l'espace cultivé croît, bien que de manière très modérée. Ce qui n'apparaît pas, c'est l'accélération de la rotation des cultures et la baisse des rendements agricoles concomitants. Par contre, les figures 3a et 3b montrent clairement que la pression sur l'espace se traduit par une dégradation des sols (augmentation des secteurs érodés). Les communes de la Sierra Madre (chiffre II) ont entamé depuis deux ou trois décennies leur déclin démographique; mais elles ont été presque aussitôt vidées d'une grande partie de leurs habitants, ce qui n'empêche pas la persistance du surpâturage ni une déforestation rapide (la vente des lots de bois rapporte des sommes supplémentaires aux villageois). « Les cailloux poussent », ainsi s'expriment les habitants de la Sierra devant l'amincissement des sols lié au surpâturage. Cette expression était courante également au XIX^e siècle dans les Alpes du Sud (chiffre III), région où la transition démographique est achevée et où les problèmes de stabilité des terrains, liés souvent à un défaut d'entretien de l'ancien terroir, ont remplacé les ravinements et la torrencialité qui a donné bien du fil à retordre aux générations de paysans jusqu'au début du XX^e siècle. Le reboisement, surtout spontané, y est la conséquence la plus visible de la déprise.

Figure 4 Transition démographique et transition spatiale de l'utilisation de l'espace rural



CONCLUSION

L'évolution connue dans les Préalpes du Sud, qui est celle de bien des zones rurales de montagne d'Europe, pourrait rassurer quant au devenir prochain des zones du Sud qui souffrent actuellement de la surexploitation de leur ressource sol-végétation. Toutefois, on voit mal dans l'immédiat, d'une part, quel élément permettrait à ces pays en développement d'y amoindrir cette exploitation; d'autre part, on peut se demander si ce qu'ont permis le climat et l'environnement sud-dauphinois pourrait se reproduire dans des milieux aussi différents que les milieux tropicaux, fussent-ils de bas-plateaux (Sénégal oriental) ou de montagnes (Sierra Madre occidentale mexicaine).

Quoi qu'il en soit, il semble que l'on ait affaire ici à trois degrés différents de développement correspondant à trois stades de transition démographique, à trois types d'évolution du milieu, l'un touché par une très forte déprise rurale (dans les Alpes), un autre, par le renversement d'une tendance (la population commence à baisser mais pas encore la surcharge pastorale) – au Mexique – et, enfin, par une intensification de l'exploitation, aggravée par des facteurs climatiques (au Sénégal).

Il est inquiétant de constater que les rapports entre l'Homme et son milieu peuvent entraîner une dégradation de celui-ci, même en cas d'exploitation extensive; les habitants des zones d'occupation intensive semblent mieux prendre en compte leur environnement – il est vrai *a priori* plus menacé; mais il est tout aussi inquiétant de constater que l'abandon progressif de terroirs peut également conduire à l'apparition de nouveaux déséquilibres liés au défaut d'entretien de paysages construits souvent depuis plusieurs siècles.

BIBLIOGRAPHIE

- BA, Magatte (1995) *Paysages et communautés rurales au Sénégal Occidental; approche intégrée par cartographie assistée et télédétection satellitaire*. Besançon, Université de Franche-Comté, Département de Géographie, thèse de doctorat non publiée, 470 p.
- BARRAL, Henri et ANAYA, Eva (1995) *Études des pâturages dans la RH36 du Nord-Mexique*. Gomez Palacio (Durango), Mexique, projet du groupe de recherche Cenid Raspa-ORSTOM, rapport technique, 45 p.
- DESCROIX, Luc (1991) Déprise agricole et risques naturels. Dans *Les versants du soleil*, Moutiers, Savoie (France), Mémoires et Documents de l'Académie de la Val d'Isère, vol. XXI, PIREN-CNRS : 129-146.
- (1994) *L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud*. Lyon, Université Lumière-Lyon II, Département de Géographie, thèse de Doctorat non publiée, 300 p.
- (1996). Le rôle de l'homme dans l'entretien et la dégradation des sols des régions à faible densité de population. Dans *Buëch et Patrimoine, Actes du colloque de Serres de l'Association départementale de Sauvegarde du Patrimoine du Pays du Buëch et des Baronnie*, pp. 58-65.
- DESCROIX, Luc et POULENARD, Jérôme (1995) L'érosion actuelle dans la Sierra Madre Occidentale : vers une cartographie de l'érosion. *Bulletin du laboratoire Rhôdanien de Géomorphologie*, URA 260 CNRS Lyon II, 33-34 : 1-19.
- DESHAYES, Philippe (1988) *Le système agraire d'une région du Boundou (Sénégal)*. Rapport de recherche GRDR, Groupement de Recherche et de Réalisations pour le Développement Rural dans le Tiers Monde, Aubervilliers, 120 p.
- DE WISPELAERE, Gérard (1990) *Dynamique de la désertification au Sahel du Burkina Faso*. Maisons Alfort, thèse d'Ingénieur CNAM, CIRAD-IEMVT, 550 p.
- GAUTIER, Emmanuèle (1992) *Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch*. Nanterre, Université Paris X, département de géographie, Thèse de doctorat, 437 p.
- GAY, Ghislaine, (1991) *Processus de colonisation et de régénération naturelle de Pinus Sylvestris. L'impact du pâturage ovin; Laborel, Préalpes calcaires sud-occidentales*. Grenoble, CEMAGREF-INERM, mémoire DEA Ecologie Géographie et Aménagement des Montagnes, 80 p.

-
- INARD LOMBARD, Béatrice (2000) *Les causes et conséquences de l'émigration de la population de quatre communautés rurales de la Sierra Madre Occidentale (Nord Mexique)*. Grenoble, Université Joseph Fourier, Institut de Géographie Alpine, Mémoire de maîtrise de Géographie, 120 p.
- LAMAGAT, J.-P., ALBERGEL, J., BOUCHEZ, J.-M. et DESCROIX, L. (1987) *Monographie de la Gambie*. Dakar, centre ORSTOM, monographie hydrologique ORSTOM, 220 p.
- POULENARD, Jérôme, DESCROIX, Luc et JANEAU, Jean-Louis (1996) Surpâturage et formation de terrassettes sur les versants de la Sierra Madre Occidentale. Grenoble, *Revue de Géographie Alpine*, 84 (2) : 77-86.
- VIRAMONTES, David (1994) *El suelo y la vegetación de dos cuencas de la Sierra Madre Occidental*. Gomez Palacio, Durango, Mexique, projet Cenid Raspa-ORSTOM, publication n° 5, 50 p.
- (2000) *Comportement hydrodynamique des milieux dans le haut bassin du rio Nazas (Sierra Madre Occidentale, Mexique); causes et conséquences de leur évolution*. Grenoble, Université Joseph Fourier, Institut de géographie alpine, thèse de doctorat non publiée, 320 p.

PETIT LEXIQUE

- ejido* : communauté rurale née de la réforme agraire (1917-1936) et créée sur les terres des plus grandes exploitations démantelées, parfois sur de nouvelles terres, vierges jusque-là ou sans appropriation juridique;
- ejidatario* : paysan membre d'un *ejido*;
- peon* : nom le plus couramment utilisé en Amérique Latine pour désigner les ouvriers agricoles des propriétés privées;
- potrero* : pâturage enclos pour le bétail (de *potro* = poulain);
- rancho* : ferme, en général; peut signifier grande propriété ou hameau groupant les maisons d'habitation des *peones* ou des *ejidatarios*; ici, petites maisons situées dans les pâturages les plus lointains où les éleveurs vont passer la saison des pluies avec leurs troupeaux, pour soulager les pâturages entourant les villages.

An experimental analysis of hydrodynamic behaviour on soils and hillslopes in a subtropical mountainous environment (Western Sierra Madre, Mexico)

L. Descroix^{a,*}, J.L. Gonzalez Barrios^b, J.P. Vandervaere^c, D. Viramontes^d, A. Bollery^e

^aIRD-LTHE, Domaine Universitaire, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

^bCenid-Raspa-INIFAP, AP 225-3, 35 071 Gomez Palacio, Dgo, Mexico

^cUJF-LTHE, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

^dIMTA, CTH, CP 8532, 62560 Juitepec, Mor, Mexico

^eUJF-IGA, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

Received 20 March 2001; revised 28 January 2002; accepted 19 April 2002

Abstract

Many soils parameters and features play a role in explaining the hydrodynamic behaviour of a watershed. Textural data are relatively easy to obtain and to spatialise, due to their low spatial variability. Inversely, structural features usually exhibit great spatial variability and thus, are difficult to interpolate and to integrate in the framework of a hydrologic model. However, structural characteristics of the soils seem to have a greater influence on catchment hydrological balance than the textural ones.

The objectives of this study were to identify which parameters control the soil surface hydrological behaviour and quantify the magnitude of their spatial variability.

Measurements of soils characteristics, including bulk density and hydraulic conductivity, were carried out in five watersheds in the Western Sierra Madre (Northern Mexico). It is shown in this study that on a natural grassland under subtropical mountainous climate, spatial variability of soil hydraulic conductivity is almost as high at a 1-m² scale as at a 1-km² one.

The main discriminating variables which account for the spatial variability appeared to be the lithology and overall the soil surface features, both being related. The latter seems to be a synthetic indicator of basin hydrodynamic behaviour, and to be easier than others to spatialise. © 2002 Published by Elsevier Science B.V.

Keywords: Spatial variability; Hydraulic conductivity; Western Sierra Madre; Surface features; Hortonian runoff

1. Introduction

Runoff and sub-surface flows modelling at plot- or basin scale, requests the input of soils physical

characteristics that could explain its hydrological response to a rainfall event.

Soil texture is perceived as spatially stable, as it has been observed in the study area (Descroix et al., 2001) and in other regions (Casenave and Valentin, 1992). Texture seems to have a lower influence on the infiltrability than the structure (Clothier and White, 1981; Hussen and Warrick, 1993; Logsdon and Jaynes, 1993); grain size distribution is less influent

* Corresponding author. Fax: +33-476-825286.

E-mail addresses: descroix@hmg.inpg.fr (L. Descroix), glzblj@raspa.inifap.conacyt.mx (J.L. Gonzalez Barrios), vanderva@hmg.inpg.fr (J.P. Vandervaere), davidv@tlaloc.imta.mx (D. Viramontes).

than the arrangement of grains and pores. Soil structure has a great spatial and temporal variability and should be an important factor to estimate the hydrodynamic behaviour of a plot or a catchment, but it is uneasy to characterise it as a simple factor, because difficulties are often associated with collecting soil lumps necessary to determine its structural stability and having them back at the laboratory in good conditions. Finally, the other variables are not directly connected with soil structure to characterise it (bulk density, porosity, infiltrability, penetrometry, etc.).

The spatial variability of infiltration measured or estimated is always quite high. For a grassland catchment in Oklahoma, Sharma et al. (1980) have measured coefficients of variation (CV) of infiltration depth ranging from 0.1 to 0.4 depending on the type of soils. Berndtsson and Larson (1987) determined for an area in northern Tunisia that the spatial variability of infiltration depends on the topography, particularly the position on the slope or near the wadi. In a review of field measurements, Corradini et al. (1998) showed 'considerable spatial heterogeneity of soil hydraulic properties and particularly of the saturated hydraulic conductivity'. They considered that the coefficient of variation of K_s ranges from 0.3 to 1 under real conditions. In the Vosges mountains (France), Ambroise and Viville (1986) showed that soil saturated hydraulic conductivity, K_s , measured with a constant-head permeameter, had a great local dispersion; its coefficient of variation was close to 1 for a data set of 400 measurement points on a 36 ha catchment (with high values of K_s , ranging from 100 to 1000 mm/h). In an agricultural area under temperate climate in Iowa, Mohanty et al. (1994) emphasised the influence of farming practices and porosity (particularly the presence of macropores, often clogged by tractors) and used disc infiltrometers to measure the hydraulic conductivity and evaluate its spatial variability; they found CV of K_s ranging from 0.7 to 1.3 in corn fields. Elsenbeer et al. (1992) showed that the variability of K_s depends on the position in the slope and that it decreases sharply with depth in a sub-andine tropical rain forest. In an experiment in Spain, Vandervaere (1995) found that the CV value was 0.2 on the bare soil and 0.32 on the irrigated corn.

It is well known that the runoff is strongly

influenced by the hydrodynamic characteristics of the soil, especially in a Hortonian situation (Valentin et al., 1990; Casenave and Valentin, 1992; Mohanty et al., 1994; Vandervaere, 1995; Vandervaere et al., 1997; Corradini et al., 1998). Valentin et al. (1990) particularly determined conditions and variables which explain water infiltration at catena scale and at watershed scale in tropical Africa. Location on the hillslope, soil porosity and crusting, and more generally, surface features, pedogenesis and land use, are considered by most of the authors as the main variables accounting for the hydric behaviour of the soil. The K_s spatial variability has been demonstrated by Woolhiser et al. (1996) to have a crucial importance in understanding and predicting Hortonian runoff. They concluded that the 'sensitivity of runoff models to these factors is dependent on the magnitude of the runoff event, with less sensitivity being exhibited for large events'. Corradini et al. (1998) investigated the role of a high spatial heterogeneity of K_s ; they showed that surface water is increased by the heterogeneity of K_s , mainly for small rainfall events. Recently, Govindaraju et al. (2001) used the K_s distribution to model the expected value of areal infiltration and its variance.

Ambroise (1998) noticed the role of soil properties spatial variability, and particularly the pattern of their distribution and their geometry, on runoff yield functions. Analysing runoff generation in arid and semi-arid areas, Yair and Lavee (1985) showed that infiltration characteristics and runoff generation are more complex in these regions as compared to humid areas.

The spatial variability of hillslope hydrodynamic behaviour in semi-arid areas is due to the conjunction of many factors: stoniness, soil surface crusting, vegetation and litter pattern. Stoniness have numerous different patterns, each one inducing an original hydrodynamic behaviour: stones and pebbles can be free or embedded (Poesen and Lavee, 1994; Valentin, 1994), included in the matrix or only on the topsoil, and their size result in very distinct infiltration rates (Yair and Lavee, 1985; Abrahams and Parsons, 1991; Descroix et al., 2001). The crusting of the topsoil plays an important hydrological role leading to a severe decrease in soil permeability, as it has been shown by Valentin (1994) and Vandervaere (1995). Vegetation density and pattern obviously influences

runoff and runoff in semi-arid environment, even in very flat areas (Valentin et al., 1990; Valentin and Casenave, 1992); the tiger bush pattern is particularly efficient to increase surface water infiltration as it has been demonstrated in Mexico (Janeau et al., 1999) where 'biological activity, litter and roots favour a better infiltration capacity' as well as in Sahel (Galle et al., 1999). In similar environments, Tongway and Ludwig (2001) defined the differential infiltration on banded landscape, with low infiltration rates in the bare zone and high rates in the vegetated one. Previously, Tricker (1981) has insisted on the role played by soils characteristics, vegetation and its pattern, and overall the thickness of the litter and the slope, to explain the spatial heterogeneity of infiltration rates. According to Yair and Lavee (1985), surficial structures are responsible 'for great spatial variations in the area's response to rainfall in arid and semi-arid areas'; and 'infiltration capacities vary tremendously over distances of a few centimetres'.

The aims of this paper are to identify which parameters control the soil surface hydrological behaviour in a subtropical mountainous environment and quantify the magnitude of their spatial variability. Another objective is to determine if this variability in soil physical properties is linked to the topographic pattern. Furthermore, we use the descriptions of soil surface features, as early proposed by Descroix et al. (2001), in order to achieve a satisfying classification of areas with homogeneous hydraulic properties; these descriptions should include both soil textural and structural characteristics and allow to classify each area according to its hydrodynamic behaviour.

2. Study area

The Western Sierra Madre corresponds to the largest ignimbritic field in the world (Viramontes et al., 2000). Soils are mainly Leptosols, Cambisols and Phaeozems (ISSS-ISRIC-FAO, 1994), from 10 to 300 cm thick (but rarely more than 60 cm on hillslopes), with a sandy texture in surface and often with a clay horizon (10–30 cm thick), at depths of a few tens of cm, rich in Biotite caused by rock bed alteration and illuviation. Soils have a high carbon content: values range from 0.5 to 5% from bare soils to well

preserved forest or grasslands areas. These types of soils extend on 95% of the total area (Viramontes, 2000), and they cover all the hillslopes, most of which are bare and then subject to intense laminar erosion. In some limited areas, Phaeozems can reach a thickness of 100 cm. Generally close to the talwegs, soils are Cambisols that can contain small water tables and play an important hydrologic role, particularly when they have vertic properties (vertic Cambisol), and thus are characterised by a strongly higher clay content. Cambisols are mostly thicker and have a different hydrological behaviour compared to the Phaeozems (Table 1).

This study has been carried out in the Rio Nazas upper basin, see Fig. 1, in Durango State (Northern Mexico). The study area has a sub-tropical climate; annual rainfall amount is ranging from 550 to 675 mm (80% of annual rainfall occurs between June and September). Mean temperature varies from 5 °C in January to 25 °C in July at 2200 m. Vegetation is representative of a mountain savannah, with acacias below 2000 m and oaks above this level; above 2400 m, the forest takes gradually over the pastures. The pastures are strongly overgrazed; in extended areas, there is no more topsoil; large amounts of boulders and blocks constitute a pavement that protects underlying horizons from further erosion (Descroix et al., 2001). In these zones, organic matter content is relatively low (below 1%).

Hillslope hydrodynamic is mainly of the Hortonian-type in the Western Sierra Madre (Descroix et al., 2001): overland flow is due to the exceeding of soil infiltrability by rainfall intensity. Large, bare soils areas, often crusted and/or trampled by livestock, weak sub-surface and river base flows indicate that runoff is caused by saturation of the thin topsoil or the surface layer. However, over short periods (a few weeks in August 1996, 3 or 4 days in August 1998 and June 1999), creeks ('arroyos') could flow continually because of the soil water storage. In such periods, runoff coefficients close to 100% were measured on 50 m²-large plots. In some cases, the emergence of local water tables results in high runoff coefficients. These water tables are supplied by infiltration in steeper and stonier slopes uphill.

The experimental system is located in four catchments and one sub-catchment (see Table 2 and

Table 1

Water storage capacity of the main classes of soils in the Western Sierra Madre (according to Viramontes (2000))

Soil	Thickness (cm)	% of the total area	Mean water storage capacity (mm)
Phaeozems	0–20	40	32
Phaeozems	20–60	54	135
Phaeozems	60–100	1.5	365
Cambisols	60–300	2	628
Vertic Cambisols	60–100	0.5	683

Fig. 1) at a latitude of $25^{\circ}40'N$ and a longitude of $105^{\circ}40'W$. The hydrological data were collected (Descroix et al., 2001) from 1994 to 1999, the years 1997–1999 being particularly dedicated to study of the hydrodynamic behaviour of the soil.

The locations of measurements were equally located along the catena (upper-, middle- and lower-parts of hillslopes) in order to determine the influence of the hillslope position on the hydrological behaviour of the soil.

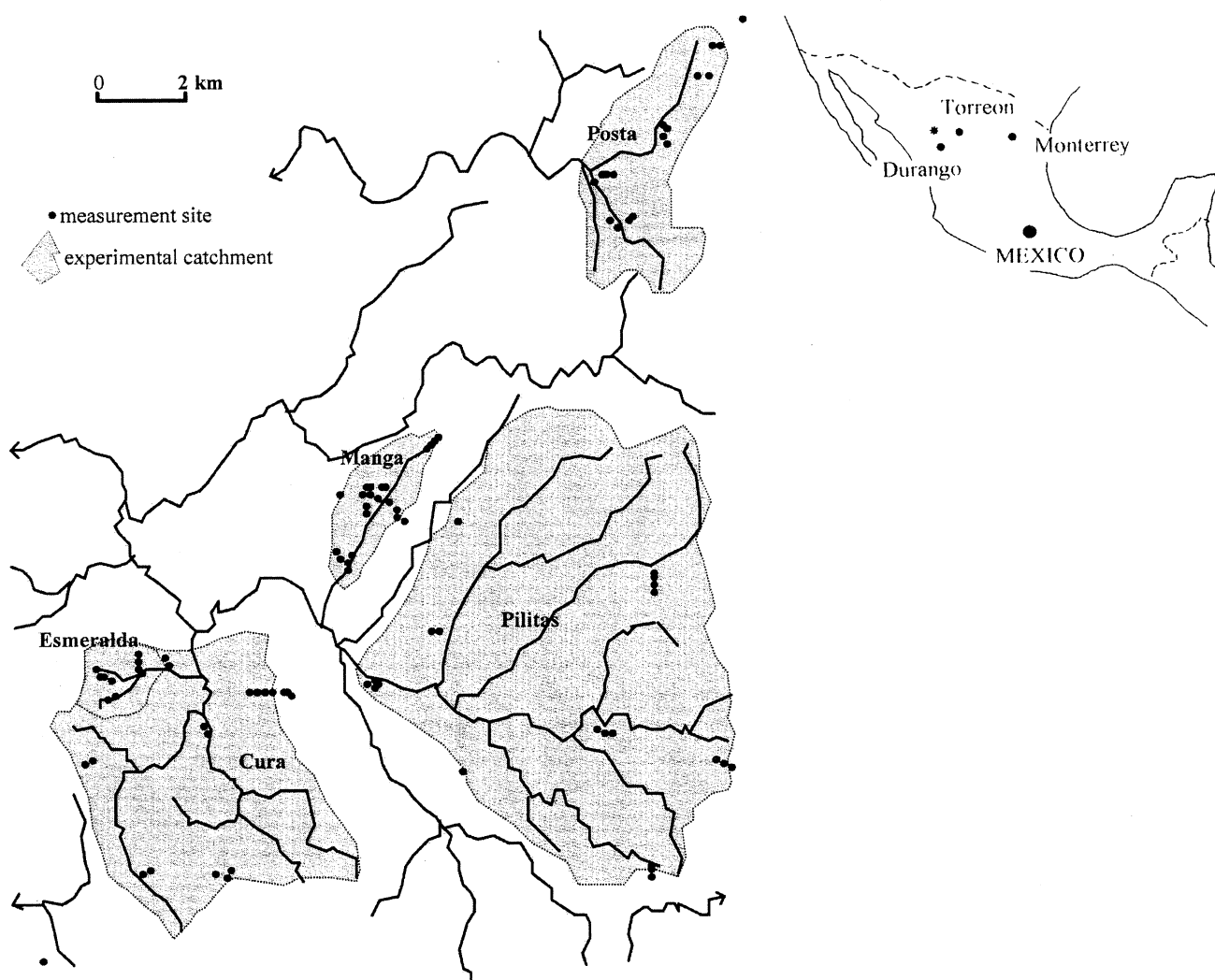


Fig. 1. Location of experimental watersheds 2nd measurement sites.

Table 2
Main characteristics of the study catchments

Catchment	Area (km ²)	Runoff coefficient	Mean K^a (mm/h)	Mean bulk density	α^b	PU (mm/h) ^c
Cura	21.8	10.9	17.1	1.26	0.034	2
Esmeralda	1.28	15.1	13.1	1.44	0.044	2
Manga	3.1	5.1	29	1.37	0.39	6
Pilitas	50.8	9.8	25.6	1.2	0.06	2
Posta	8.6	10	25.1	1.2	0.1	2

^a K (–10 mm) is measured with the multi-radius method.

^b α is the inverse of the characteristic time of soil moisture depletion.

^c PU is the mean value of efficient rainfall.

3. The experimental system

3.1. Hydraulic conductivity

A field campaign was carried out to measure water infiltration in the field, using disc infiltrometers (triple ring infiltrometer at multiple suctions, TRIMS, Vandervaere, 1995); it allows the calculation of hydraulic conductivity K near saturation.

These experiments were performed on 90 sites distributed on the five catchments (Fig. 1), on all types of soils, rocks and position of slopes and according to two different methodologies employed simultaneously:

- The multi-radius method (Scotter et al., 1982; Thony et al., 1991), which yields hydraulic conductivity values, K , in slightly unsaturated conditions (–10 mm of water). All measurements were made systematically with two discs (80- and 250-mm diameter, respectively); sorptivity values are also obtained if volumetric water content is measured before and after the test. However, this method implies that the two disc infiltrometers are set up in two different places, thus results are influenced by the variability of soil parameters.
- The multi-potential method (Reynolds and Elrick, 1991; Ankeny et al., 1991), which consists in measuring infiltration flow with disc infiltrometer at different decreasing suctions, using the Mariotte device included in the TRIMS. K values obtained for different pre-determined suction levels (–100 to –10 mm of water) are influenced by soil physical character-

istics, particularly its grain size distribution. The infiltrometer is not removed during the measuring process, but results may be influenced by the vertical gradient of soil properties.

Basically, four TRIMS tests were performed at each of the 90 sites: two using small discs (80 mm diameter) and the two others using large discs (250 mm diameter), one of which with the multi-potential method. In this case, the last suction level imposed to the device was –10 mm, that is, the suction used in the multi-radius method. Therefore, 360 tests were realised with this device. In each case, initial and final water content were determined by manual sampling.

3.2. Other site variables considered

- The bulk density was measured according to the pool method: a voluminous (2–4000 cm³) sample of soil is collected on the platform used for the wide infiltrometer tests (their maximum width is then 25 cm; the depth is 15 cm). The whole volume is measured within a plastic bag full of a known amount of water. This method allows to take into account gravel and stones (which can represent 5–40% of the total volume of the sample), and to determine separately the density of the stones, the density of the stone-free soil, as well as the porosity;
- Gravel and stones content, the influence of which depends on their size and whether they are embedded or free into the matrix; their proportion was measured (weight and volume) after sifting of the great size fraction (above 2 mm);

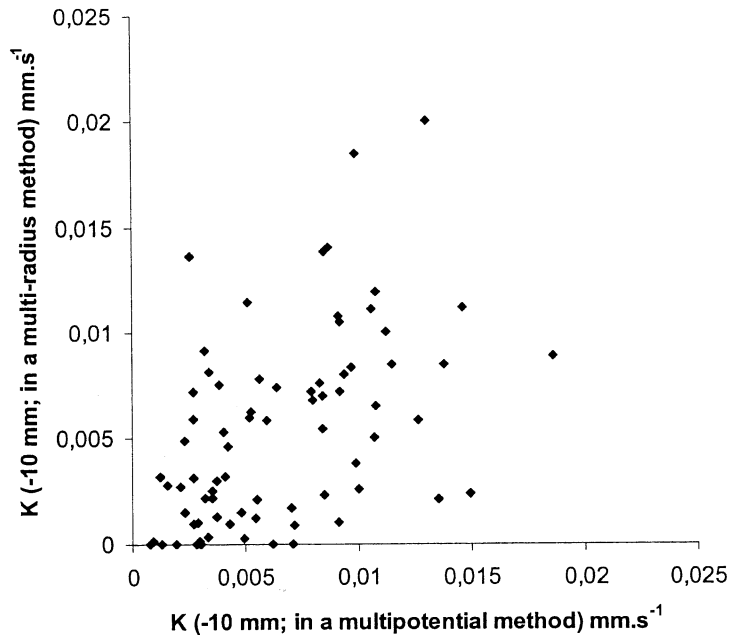


Fig. 2. Measurements of hydraulic conductivity using disc infiltrimeters: comparison of values yielded by two different techniques, the multi-radius and the multi potential.

- Soil grain size distribution, determined by the Robinson pipette device;
- Poral space, measured as: $PS = (SD - BD)/(SD \times 100)$, where PS is poral space, SD and BD, respectively, the solid density and the bulk density;
- Organic matter content and total carbon by the method of Walkley and Black;
- Surface features, particularly presence of crusts and vesicular porosity; they were defined using the determination grid as that recommended by Casenave and Valentin (1992);
- Presence of litter, tree cover, grass cover, measured using graduated grids on the field.

4. Results

4.1. Comparison of methods

Fig. 2 compares two different methods to assess the hydraulic conductivity K (-10 mm) using disc infiltrimeter: one of them using the multi-radius-technique and the other one using the multi-potential technique. Since both methods are soil destructive, it

is impossible to perform the measurements at exactly the same location. Thus, locations were selected as close as possible, that is, a few tens of cm distance. Fig. 2 shows that the results seem to provide uncorrelated data; this is probably due to the high variability of soil infiltrability. Table 3 includes mean values obtained with both methods; the data are pooled according to the classes of soil surface features described further in this paper. Analysing both Fig. 2 and Table 3 shows that values of the same group are also in the same order of magnitude, regardless of the method, but the spatial variability is such that two tests made at few tens of cm yield strongly different values of K .

4.2. Variability of soils hydrodynamic behaviour

4.2.1. Correlations between hydraulic conductivity (K) and types of soils

Phaeozems and vertic Cambisol have similar average values of K (-10 mm; measured on the multi-radius way) even though the clay content of the latter is three times higher than that of the Phaeozems (Fig. 3). Macropores are as numerous in clayey soils as in the other types of soil; the way clays are arranged

Table 3
Hydraulic conductivity of soils classified by their surface features

K (mm/s)		GC	FPB	INT	Others	Pooled
TRIMS multi-suction (-10 mm); disc radius: 25 cm	Mean	0.0053	0.010	0.0037	0.0072	0.0067
	Standard deviation	0.0025	0.0053	0.0025	0.0081	0.0045
	CV	0.47	0.53	0.68	1.12	0.67
TRIMS multi-radius (-10 mm); disc radius: 8 and 25 cm	Mean	0.0042	0.0083	0.0038	0.0058	0.0054
	Standard deviation	0.0035	0.0047	0.0036	0.0066	0.0047
	CV	0.83	0.57	0.95	1.14	0.87
Number of measurements		34	29	15	12	90

GC, FPB and INT are the main surface features determined in the study area (Descroix et al., 2001); GC type is a gravel crust; FPB type is characterised by free pebbles and blocks; INT type is an indurated topsoil with a high clay content.

in the soil is more important than the actual clay content in explaining the variability of the infiltration.

4.2.2. Relationships between hydraulic conductivity and environments

Figs. 4–8 show the average values of K , derived by the multi-potential method (disc diameter 25 cm), for different categories of sites, which are classified according to their soil and rock types, their hillslope position, the catchment they belong to and their surface features.

Fig. 4 shows that there is little difference in soil hydraulic conductivity according to soil type; Leptosols have the highest K values, and inversely, vertic Cambisols and Cambisols the lowest ones.

- Soils formed on conglomerates and tuffs are more conductive than those formed on ignimbrites, but the difference is weak (Fig. 5).
- The position of the measurement site on the hillslope does not allow a clear distinction in terms of conductivity; in Fig. 6, it can be noticed that higher values of K correspond to the steepest zones of hillslopes (middle-hillslope). This is probably related with their high rock fragments content; effectively, the soil erosion increased gravel exposure, leading to enhance infiltration in a negative feedback loop. The other sections of the hillslopes have similar values, except for the plateaux, which exhibit lower values.
- A classification is easier according to the

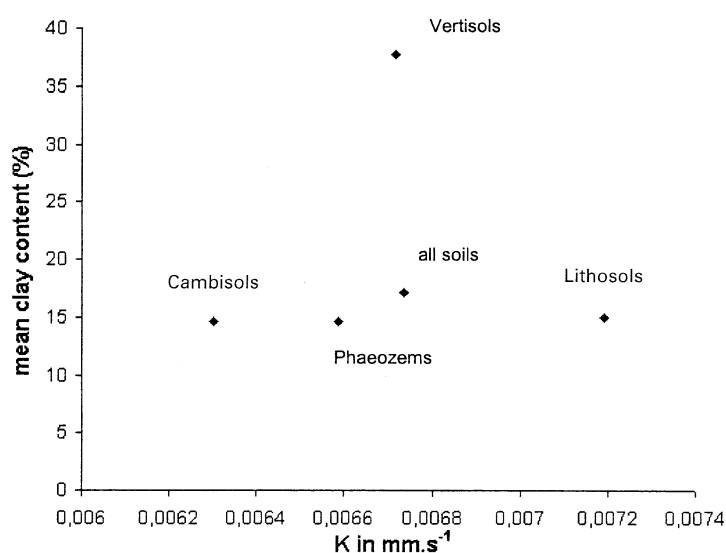


Fig. 3. Clay content vs K (-10 mm) for the different soil types.

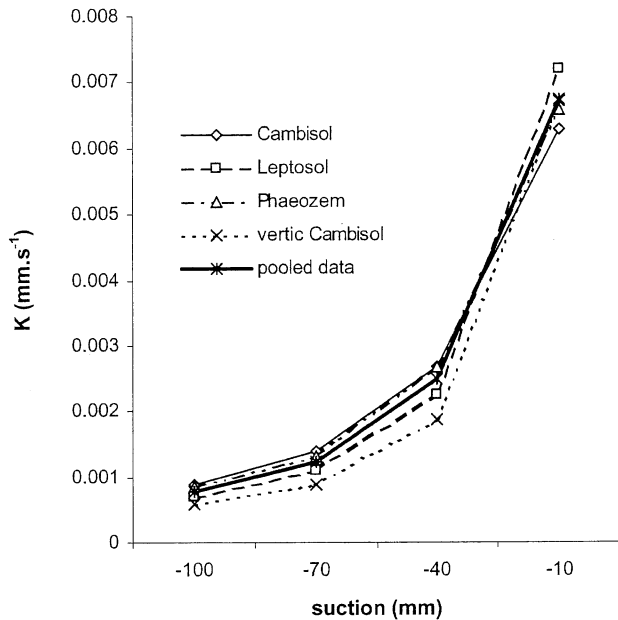


Fig. 4. Mean K values at different suctions, for the different soil types.

different catchments (Fig. 7): Cura and Esmeralda have lower values than the other three ones. The two catchments mentioned are characterised by steeper slopes, thinner soils and ignimbric bedrock, locally outcropping.

- Furthermore, it is noticeable (Fig. 8) that surface features allow a better classification of soils according to the soil hydraulic conductivity. The two types of crusted soils ('GC' = gravel crusts; and 'INT' = indurated topsoil (Descroix et al., 2001)) have strongly lower average K values than the other ones. As it was observed at plot scale, stoniness is one of the factors controlling the soil permeability; thus, the presence of free pebbles and blocks surface feature (FPB) corresponds to the highest K values.

The significance of all the differences between the mean values of K was verified (the Student test yielded a 90% confidence level). The only parameters, which cause significant differences in hydraulic conductivity values are: lithology and surface features (all except the 'others' class). Among the catchments, Manga is the only detached class; but with a 80% confidence level in the Student test, Pilitas catchment joins the Manga one to form a group, Esmeralda and

Cura constitute another one, and the Posta catchment has an intermediary behaviour, similar to the latter at high suction levels, and closer to the first group closer to saturation (Fig. 7).

4.2.3. Significance of K spatial variability

Table 3 showed that K values and CV values slightly depend on the measurement methodology but they remain reasonably comparable.

The measurement sites are hundreds of metres to a few kilometres apart (Fig. 1) and the experimental catchments are spread over an area of 400 km². At each site, less than 2 m separate any two of the four measurement locations (two for each disc) and the whole measurement area is 4 m² large. Table 4 compares the CV of the mean K values at all sites (CV1) with the mean of the CV of all the measurement points of one site (CV2): CV1 is the CV of 90 values of K , each one being the mean of the four measures of each site; on the line 'hillslope', all the values obtained on each slope (26 slopes were concerned) have been pooled. CV2 is the average of the 90 values of the CV (26 for the slopes), each one being obtained with four values of K (10–14 for each slope).

The variability of K was compared along every given hillslope (average CV = 0.74) and between all

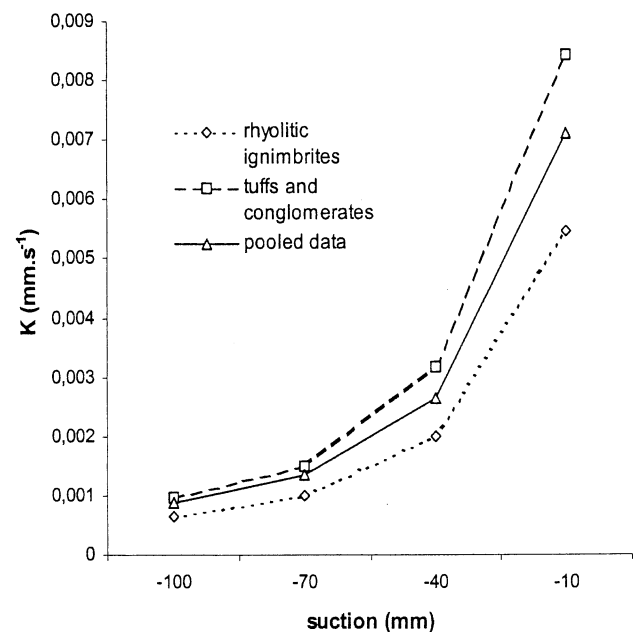


Fig. 5. Mean K values at different suctions, according to the lithology.

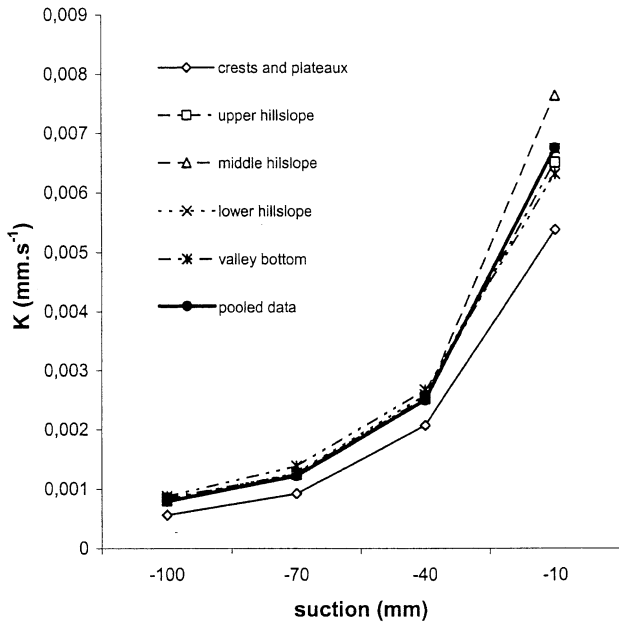


Fig. 6. Mean K values at different suctions according to the position on a hillslope.

hillslope averages ($CV = 0.61$); in the same way, the CV of different values of K obtained at each measurement site ($CV = 0.62$) is similar to the CV of the mean K value for all the sites ($CV = 0.70$).

The variogram of the soil physical properties does not yield a distance of correlation for the total area and for a maximum lag distance of 1 km.

4.3. Factors of the K spatial variability

Many site parameters control soils infiltrability and hydraulic conductivity. Table 5 indicates those that have been considered and discussed later.

In order to find possible relationships between the hydraulic conductivity and other known site variables, an empirical orthogonal function (EOF) analysis was carried out. The space of variables of this analysis (Fig. 9) indicates the respective weight of each textural and structural variable; it is worth noticing that the two first axes of this analysis only explain 40% of the total variance, due to the great heterogeneity of the variables; the third axis explain 10% more of the variance.

The space of variables shows the clear positive correlation between K (KMR as multi-radius; and KMP , as multi-potential) and the coarse fragments

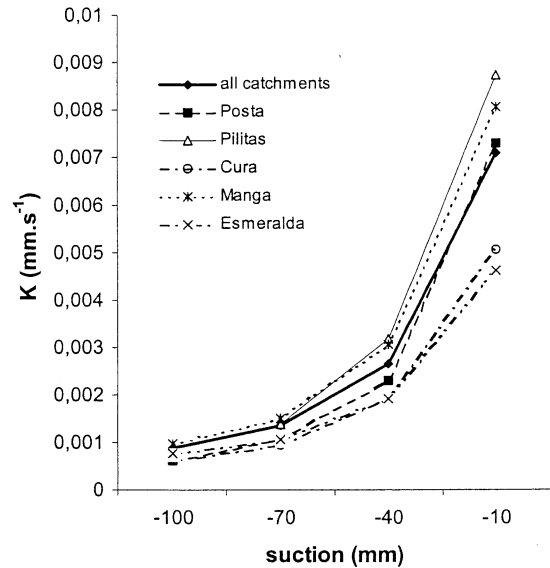


Fig. 7. Mean K values at different suctions grouped by catchment.

content (gravel, pebbles and stones) in volume (CEV) as well as in weight (CEW); this is consistent with previous findings about the main physical characteristic which explains water infiltration in the Sierra Madre (Descroix et al., 2001). The first axis (24% of

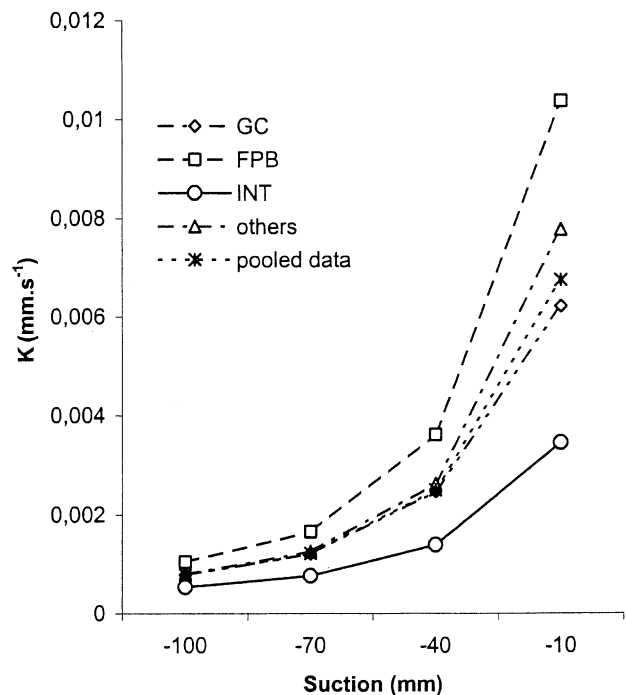


Fig. 8. Mean K values at different suctions according to surface features.

Table 4
Comparison of the coefficient of variation of hydraulic conductivity at several scales

	Inter-site				Intra-site				Ratio CV1/CV2 (%)
	<i>N</i>	CV1	<i>D</i> (km)	<i>A</i> (km ²)	<i>N</i>	CV2	<i>D</i> (m)	<i>A</i>	
All sites	90	0.70	1	400	4	0.62	1	4 m ²	89
Hillslopes	26	0.61	1	400	10–14	0.74	100	4 ha	121

Trims is the disc infiltrometer; *N* is the number of measurements; CV is the coefficient of variation; *D* is the distance class between measurement points; *A* is the area concerned.

explained variance) is also determined by porosity (POS, positive correlation) and soil matrix bulk density (BD and TBD, negative correlation); the second axis (which accounts for 16% of the variance) is characterised mainly by the clay content (CLAY), although Fig. 3 showed that the correlation between *K* and CLAY is poor, the field capacity (FCY), the wilting point (PWP), the total carbon content (CTOT) and the saturated water content (FWC), all these variables being positively correlated with *K*; solid density (SD) is negatively correlated with *K*. Finally,

it is noticeable that initial water content (IWC), moistened bulb sizes (BSD and BDT), slope value (SLO), sorptivity (*S*), do not play a determining role in explaining *K* (Fig. 9).

5. An overall analysis of results

Using different methodologies (multi-radius and multi-potential) to calculate *K* leads to very different results (Fig. 2). However, Table 3 shows that the mean

Table 5
Soil physical parameters considered in the EOF analysis

Hydraulic conductivity:	KMR	<i>K</i> measured with TRIMS using the multi-radius test
	KMP	<i>K</i> measured with TRIMS using the multi-potential test
Soil bulk density	TBD	Global bulk density of the soil (matrix + stones)
	DGS	Density of gravel and stones
	SD	Solid density
	BD	Bulk density of the matrix
Porosity	POS	Poral space
Slope value	SLO	Slope value
<i>Dimension of the moistened bulb at the end of the infiltration test</i>		
	BDT	Total depth of moistened bulb
	BSD	Bulb superficial diameter
	BD5	Bulb diameter at 5 cm depth
	BD10	Bulb diameter at 10 cm depth
	BD15	Bulb diameter at 15 cm depth
	BD20	Bulb diameter at 20 cm depth
Texture	CLAY	% of clay
	SILT	% of silt
	SAND	% of sand
Coarse element	CEV	% of soil coarse element (in volume)
	CEW	% of soil coarse element (in weight)
Sorptivity	<i>S</i>	sorptivity
Soil water content	IWC	Initial water content
	FWC	Final water content
Soil properties	FCY	Field capacity
	PWP	Permanent wilting point
	CTOT	% of total carbon content

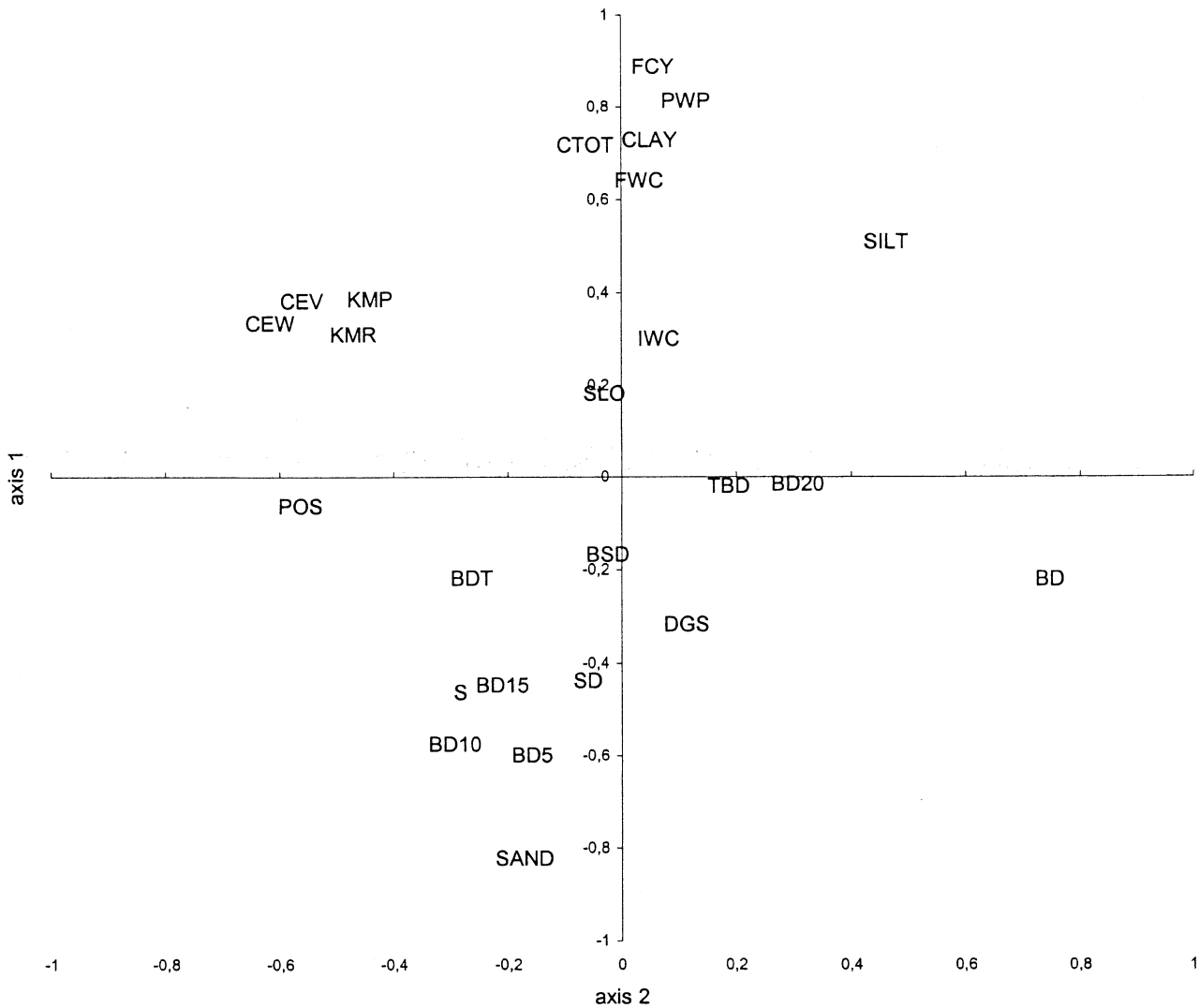


Fig. 9. Space of variables of the EOF analysis of soil characteristics and conductivity.

values obtained using both methods are very close. Average K values grouped by type of soil surface features are reasonably similar, the difference ranges from 2 to 20%. Nevertheless, standard deviation is always very high, as shown by the dispersion of the points in Fig. 2, due to the strong spatial variability of soil physical properties.

Table 2 allows to separate the Manga basin from the other ones. It is the only watershed wholly located in tuffs and conglomerates, and it has the lowest runoff coefficient, the highest K values and efficient rainfall (which is the rainfall which has caused runoff due to an intensity exceeding the soil infiltration capacity),

the highest α coefficient (α is an empiric soil moisture decrease parameter in the antecedent precipitation index (API)). Following the definition of the API (Kohler and Linsley, 1951; Chevallier, 1983), API_n is calculated as:

$$API_n = (API_{n-1} + P_{n-1}) \exp(-\alpha \Delta t) \quad (1)$$

where $\Delta t = t_n - t_{n-1}$ is the time (day and/or fraction of day) elapsed between the end of the previous rain event P_{n-1} and the beginning of the current one (P_n).

All these factors are inter-related and rely on the fact that conglomerates are more permeable than ignimbrites. Thus, under the conditions of a Hortonian

functioning, the Manga catchment needs higher intensity rainfall to exceed its infiltrability and to produce flowing. The α parameter is high where water retention capacity of the soil is low; in this case, the ‘memory’ of previous events is not preserved for a long time in the soil. High soil K values allow a rapid drainage on the conglomerates of the Manga catchment. The Esmeralda catchment, on ignimbritic bedrock, has exactly the opposite characteristics.

At the event scale, it is necessary to distinguish two types of behaviour according to bedrock composition and environment (Descroix et al., 2001):

- on ignimbrites: the intensity of the efficient rainfall is 2 mm/h at catchment scale, and 14 mm/h at plot scale; efficient rainfall being soil moisture dependent, these values are mean values;
- on tuffs and conglomerates, the intensity values of the efficient rainfall are 6 and 18 mm/h at catchment and plot scale, respectively.

Moreover, it is shown (Fig. 8) that surface features are the best parameter to classify soils according to their hydrodynamic behaviour. Mean values of K are very different depending on the type of surface features (Table 3); three main types were particularly noticed here. The first one is crusted (GC as gravel-crust), the second one has a 30 cm-thick indurated topsoil (INT); both have K values roughly twice lower than the third one, FPB (as free pebbles and blocks). FPB is characterised by a high roughness as result of a previous erosional stage, which has removed fine particles from the soil and exposed the coarse fragments (Descroix et al., 2001). FPB is characteristic of slopes steeper than 20%.

On the stony hillslopes, erosion is a self-limitating process. An increasing rock fragments content leads to the formation of a natural pavement. This pavement has a 2-fold impact: firstly, stoniness protects the soil from the raindrop kinetic energy; secondly, it increases soil roughness and enhances infiltration and hydraulic conductivity (Figs. 8 and 9 and Table 3). ‘GC’ and ‘FPB’ surfaces are compared in Fig. 10. However, it is important to notice that the spatial variability of K and bulk density is as high in the first category as in the second. The role of rock fragments on hydrological processes has been described and

discussed in a synthesis by Poesen and Lavee (1994). They showed “that rock fragment cover at the soil surface has an ambivalent effect on infiltration rate and on overland flow generation”. Processes depend on whether rocks are embedded or free. Valentin and Casenave (1992) indicated that infiltration rate increased with increasing free coarse fragments cover while mean diameter of fragments is less than 29 mm. For greater pebbles, infiltration decreased with increasing gravel cover rates. Inversely, Brake-siek and Rawls (1994) concluded that “surface rock sizes have been shown to be directly related to the infiltration, i.e. smaller rocks decrease and larger surface rocks increase infiltration”. In a semi-arid hillslope closer to Mexico, Abrahams and Parsons (1991) obtained a negative correlation between infiltration and stone cover. In the area concerned here, Descroix et al. (2001) showed that K values were higher on steep slopes, due to their correlated high pebbles and stones content; in this case, rock fragments are free.

This explains the great variability of hydrological behaviour of hillslopes. Furthermore, this type of results is in agreement with those obtained in tropical areas (Casenave and Valentin, 1992; Vandervaere, 1995) for crusted soils, as well as in temperate countries by Ambroise and Viville (1986) for mountainous areas, and by Mohanty et al. (1994) on a plain.

More generally, our results confirm the conclusions of Corradini et al. (1998): the K heterogeneity mainly plays a major role in the generation of overland flow. As it is known that subtropical mountains are mainly characterised by a Hortonian-type runoff, the possible occurrence of runoff processes could be important for the catchment water balance at storm scale.

6. Conclusion

The spatial variability of soil physical properties is very high, complicating the spatial characterisation of watershed hydrodynamic behaviour. The comparison of soil morphological and hydraulic properties leads to the conclusion that, in the Western Sierra Madre, there is no correlation between hydraulic conductivity and the structural and textural soil data.



Fig. 10. Profile of two different major soil surface features: "GC" at left and "FPB" at right.

All the results showed that 70% of the total variability calculated within a 400 km² area can be observed within a 4 m² one. The presence of crusts, gravel content, grass and tree cover, clay content and clay arrangement in soils, erosion of topsoil, are all subject to a great spatial variability. Consequently, it is of great interest to group them in more synthetic indicators, such as 'surface features', the hydrodynamic behaviour of which is determined at plot- and catchment-scale.

The hydrological behaviour of crusted soils cannot be explained by other physical parameters, such as bulk density, clay content or the location on the catena; the Hortonian overland flow is generated in the thin surface crust, whatever the structure and texture of the soil are.

Runoff site factors are numerous and each one (except for the soil texture) has a great spatial variability. This contributes to explain the extreme heterogeneity of hydraulic conductivity and runoff yield conditions, even within a unique context of Hortonian overland flow.

Acknowledgments

This paper has been made possible owing to the important and tedious data analysis carried out at the Centre Nacional de Investigación Disciplinaria en la Relación Agua-Suelo-Planta-Atmósfera (CENID RASPA) laboratory, in Gomez Palacio, Durango (Mexico). We warmly thank Dr Ignacio Sanchez

Cohen, director of CENID RASPA, as well as the technical staff and students of the Universidad Autónoma Agraria Antonio Narro—UAAAN-campus Laguna, in Torreon (Coah, Mexico) who participated in field data campaigns.

References

- Abrahams, A.D., Parsons, A.J., 1991. Relation between infiltration and stone cover on a semi-arid hillslope, Southern Arizona. *J. Hydrol.* 122, 49–59.
- Ambroise, B., 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 1. Processus et facteurs. *Rev. Sci. Eau.* 4, 471–495.
- Ambroise, B., Viville, D., 1986. Spatial variability of textural and hydrodynamic properties in a soil unit of the Ringelbach study catchment, Vosges (France). *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd.* 58, 21–34.
- Ankeny, M.D., Ahmed, M., Kaspar, T.C., et Horton, R., 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 467–470.
- Berndtsson, R., Larson, M., 1987. Spatial variability of infiltration in a semi-arid environment. *J. Hydrol.* 90, 117–133.
- Brakensiek, D.L., Rawls, W.J., 1994. Soil containing rock fragments: effects on infiltration. *Catena* 23, 99–110.
- Casenave, A., Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in the arid and semi-arid areas of West Africa. *J. Hydrol.* 130, 231–249.
- Chevallier, P., 1983. L'indice des précipitations antérieures. *Cah. Orstom., Sér. Hydrol.* 20 (3–4), 179–189.
- Clothier, B.E., White, I., 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 241–245.
- Corradini, C., Morbidelli, R., Melone, F., 1998. On the interaction between infiltration and Hortonian runoff. *J. Hydrol.* 204, 52–67.
- Descroix, L., Viramontes, D., Vauclin, M., Gonzalez-Barrios, J.L.,

- Esteves, M., 2001. Influence of surface feature and vegetation on runoff and erosion in the Sierra Madre Occidental (Durango, North West of Mexico). *Catena* 43 (2), 115–135.
- Elsenbeer, H., Cassel, K., Castro, J., 1992. Spatial analysis of soil hydraulic conductivity in a tropical rain forest catchment. *Water Resour. Res.* 28 (12), 3201–3214.
- Galle, S., Ehrmann, M., Peugeot, C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern. A case study of tiger bush in western Niger. *Catena* 37, 197–216.
- Govindaraju, R.S., Morbidelli, R., Corradini, C., 2001. Areal infiltration modelling over soils with spatially correlated hydraulic conductivities. *J. Hydrol. Engng* 6 (2), 150–158.
- Hussen, A.A., Warrick, A.W., 1993. Alternative analyses of hydraulic data from the disc tension infiltrometers. *Water Resour. Res.* 29, 4103–4108.
- ISSS-ISRIC-FAO, 1994. World Reference Base for Soil Resources. ISSS-ISRIC-FAO Draft, Wageningen/Rome, 1994, p. 161.
- Janeau, J.L., Mauchamp, A., Tarin, G., 1999. The soil surface characteristics of vegetation stripes in Northern Mexico and their influences on the system hydrodynamics. An experimental approach. *Catena* 37, 165–174.
- Kohler, M.A., Linsley, R.K., 1951. Predicting the runoff from storm rainfall. Weather Bureau, US Department of Commerce, Research Paper No. 34, Washington, p. 9.
- Logsdon, S.D., Jaynes, D.B., 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 1426–1431.
- Mohanty, B.P., Ankeny, M.D., Horton, R., Kanwar, R.S., 1994. Spatial analysis of hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. *Water Resour. Res.* 30 (9), 2489–2498.
- Poesen, J., Lavee, H., 1994. Rock fragments in top soils: significance and processes. *Catena* 23, 1–28.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E., 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 633–639.
- Scotter, D.R., Clothier, B.E., Harper, E.R., 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Aust. J. Soil Res.* 20, 295–304.
- Sharma, M.L., Gander, G.A., Hunt, C.G., 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. *J. Hydrol.* 45, 101–122.
- Thony, J.L., Vachaud, G., Clothier, B.E., Angulo-Jaramillo, R., 1991. Field measurement of the hydraulic properties of soil. *Soil Tech.* 4, 11–123.
- Tongway, D.J., Ludwig, J.A., 2001. Theories on the origins, maintenance, dynamics and functioning of banded landscapes. In: Tongway, D.J., Valentin, C., Seghieri, (Eds.), *Banded Vegetation Patterning in Arid and Semi-arid Environments*, Ecological Studies, vol. 149. Springer, New York, pp. 20–31.
- Tricker, A.S., 1981. Spatial and temporal patterns of infiltration. *J. Hydrol.* 49, 261–277.
- Valentin, C., 1994. Surface sealing as affected by various rock fragment covers in West Africa. *Catena* 23 (1–2), 87–98.
- Valentin, C., Casenave, A., 1992. Infiltration into sealed soils as influenced by gravel cover. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 56, 1667–1673.
- Valentin, C., Chevallier, P., Fritsch, E., Janeau, J.L., 1990. Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles. In: Chevallier, P., Planchon, O., Valentin, Fritsch, E.C., Janeau, J.L. (Eds.), *Structure et Fonctionnement Hydro-pédologique d'un Petit Bassin-versant de Savane Humide*, Coll. Etudes et Thèses. Hyperbav Orstom, p. 331.
- Vandervaere, J.P., 1995. Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. Thèse de l'Université Joseph Fourier-Grenoble I, p. 329.
- Vandervaere, J.P., Peugeot, C., Vauclin, M., Angulo-Jaramillo, R., Lebel, T., 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *J. Hydrol.* 188–189 (1–4), 203–223.
- Viramontes, D., 2000. Comportement hydrodynamique des milieux dans le Haut bassin du rio Nazas (Sierra Madre Occidentale, Mexique); causes et conséquences de leur évolution. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, p. 350.
- Viramontes, D., Descroix, L., Gonzalez, B., J.L., 2000. Impact of soil-vegetation reservoir degradation on the water balance of watersheds in the Sierra Madre Occidental (Northern Mexico). Communication Third Congress of the European Society for Soil Conservation. Valencia, Spain, p. 84, in abstract book.
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., Giraldez, J.V., 1996. Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. *Water Resour. Res.* 32 (3), 671–678.
- Yair, A., Lavee, H., 1985. Runoff generation in arid and semi-arid zones. In: Anderson, M.G., Burt, T.P., (Eds.), *Hydrological Forecasting*, Wiley, Chichester, pp. 183–220.

Water erosion in the southern French alps: climatic and human mechanisms

Luc Descroix^a, Emmanuèle Gautier^{b,*}

^a*LTHE, UMR CNRS 5564, BP 53, 38 041 Grenoble, France*

^b*Laboratoire de Géographie Physique, Université Paris 8 et CNRS UMR 8591, 92 195 Meudon Cedex, France*

Received 21 February 2001; received in revised form 17 April 2001; accepted 17 May 2002

Abstract

A large number of studies have focused on water erosion in the southern Alps because of its intensity and the high erodability affecting numerous outcrops in this region. The aim of this paper is to determine the relations between natural and human factors on the one hand, geomorphologic behaviour of hillslopes and fluvio-torrential dynamics at two time scales (geological and historical) on the other hand. This paper specially focuses on the recent weakening of torrential activity and its linkage with reforestation and rural desertion on the watersheds. Another objective is to compare these results with a rich mainly French scientific production on this theme. Experimental data on:

- current erosion measurements and the analysis of its processes on the one hand,
- and geomorphologic background of river beds and slopes,

are compared and analysed using archives and the present knowledge on historical climate. It has been shown that the overexploitation of watersheds leads to an increase in soil loss, in the number and intensity of floods in alpine valleys, as well as to an enhancement of sediment transport. However, climatic changes during the Holocene and during the past millennium have resulted in changes in morphological behaviour of the hillslopes upstream and of river beds downstream.

Moreover, a strong sedimentary deficit can be observed over the last three or four decades in all the Alpine massifs. The consequences of this sediment deficit are firstly an entrenchment of river beds, which threatens bridges and embankments. This recent trend is probably due to the excessive extraction of material in gravel pits and the sedimentation in the numerous dams built between 1920 and 1980 in the entire alpine range. However, the entrenchment appeared recently on non-exploited rivers; therefore, the deficit is also due to the success of the natural and artificial reforestation and torrent correction since the end of 19th century.

© 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Water erosion; Torrential activity; Anthropism; Climate change; Southern French Alps; Sedimentary deficit

* Corresponding author.

E-mail addresses: descroix@hmg.inpg.fr (L. Descroix), emmanuele.gautier@cnrs-bellevue.fr (E. Gautier).

1. Introduction—problem statement and objectives

In Southern European mountains, landscapes, as well as collective memory and ancient records, have been impressed by catastrophic damage due to hydric erosion and torrential activity. As early as the Middle Ages, inhabitants of alpine valleys considered that deforestation was the main factor of severe erosion and the increase in torrential activity. The parochial and municipal archives of most of the south alpine region contain some evidences of this statement (Lenoble, 1923; Sclafert, 1926, 1933, 1934; Blanchard, 1945; Descroix, 1985, 1994; Gautier, 1992, among others). In pre-Alpine and Mediterranean mountains, the intense erosion is related to the conjunction of geological characteristics (marls), the occurrence of high-intensity rainfalls and demographic pressure which leads to an overexploitation of the environment, emphasising the effects of the rainfall intensity on erodible watersheds; several factors contribute to the degradation of the soil–vegetation reservoir, the reduction of the basin response time and the increase of sediment supply in the riverbeds. These processes have concerned all peri-Mediterranean mountains and nowadays, in the Southern Mediterranean-rim countries, hydric erosion and torrential activity are very active and thus constitute a great problem for people and economic development, as well as in Southern Europe in past centuries.

During the 20th century, the Southern Alps as well as the Cévennes and the Pyrénées have all experienced a significant decrease in soil losses; most of the catchments are subjected to natural and anthropic reforestation. Nowadays, in spite of the demographic decrease and the forest recolonisation, some eroded areas have remained and the deep gullies (“badlands”) provide the best examples of these morphological inheritances. Hydric erosion continues to act vigorously on these areas, like in the badlands cut into the mid-Jurassic black marls; they remain important sediment supplying zones. Rural depopulation has another impact on hillslopes: irrigation and drainage canals and culture terraces sustained by walls are abandoned, provoking water logging in overland flow and underflow (Martin and Weber, 1996). For this reason, hillslopes are more frequently destabilised by solifluction than previously.

Moreover, the effects of this change in landscape are concurrent with human works in fluvial beds. Most torrential systems have been modified by various engineering workings: dikes built during the 18th and 19th centuries provide bed and bank stabilisation and restraint sediment supply. In addition, many dams were built in the whole alpine massif (300 in the French Alps) and act as sediment traps. Massive gravel extractions conducted in the active torrential channels since the 1950s have strongly aggravated the sedimentary deficit. The general entrenchment of river beds observed since the 1970s constitutes an evidence of the strong relationship between watershed and stream beds (Brochot and Meunier, 1995), and a challenge as well for engineers as for the water and land management authorities.

The aim of this paper is twofold:

(1) to determine the relations between natural and human factors on the one hand, geomorphologic behaviour of hillslopes and fluvio-torrential systems at two time scales (geological and historical), on the other hand; this paper specially focuses on the recent weakening of torrential activity and its linkage with reforestation and rural abandonment on the watersheds;

(2) to compare the data collected on the Buëch basin with a rich, mainly French, scientific literature on this theme, carried out by several teams, on all the different basins in the French Southern Alps and using different methodologies. Results and observations are focused on the Buëch, and the “discussion” part of this paper is structured according to various scientific items raised by the studies performed in the Buëch valley.

The considered data is based on four main sources: current erosion measurements and the analysis of the corresponding processes, geomorphologic background on river beds and slopes, historical archives and information on historical climate.

It will be stated that “accelerated erosion” was active before the main anthropic clearing phases. The starting point of this study is a quasi-exhaustive review, which helps to outline the recent advances in the relation between human and natural processes in landscape evolution. Finally, this synthesis is useful to understand the current “sedimentary deficit” which is observed in all the region.

2. State of the art

When considering the diversity of the scientific literature dealing with erosion processes in the Alps, some specific approaches can be pointed out. These studies deal essentially with:

- Erosion and its measurement, particularly in the black marls bad lands of the “Vocontian Graben” (Fig. 1). This has been the subject of many papers (Combes, 1981; Descroix, 1985, 1994; Olivry et al., 1988; Olivry and Hoorelbeck, 1990; Bufalo, 1989; Chodzko et al., 1991; Lecompte et al., 1996) and of a recent review (Descroix and Olivry, 2002). These fields constitute a real mountain erosion “laboratory”, with the aid of the equipment of the experimental catchments of Draix (Fig. 1; Alpes de Haute Provence) carried out by the Cemagref (a French research institute on rural and forestry sciences) since 1983 (Mathys et al., 1996).

- Karst-like erosion in gypsum (Chardon, 1992, 1996), and in karstic regions (Delannoy, 1984).

- Periglacial processes, screeing and gelifraction of rock walls (Francou, 1988; Pech, 1995; Rovera, 1990, 1995) and snow avalanches (Jomelli, 1997, 1999).

- The paroxysmic phenomena; the main item analysed here will be the erosion as a current and continuous process, even if it is known that hydric erosion mainly occurs during a few intense rainfall events. Therefore, some exceptional events continue to mark the landscape, decades or centuries later, due to their magnitude. It is the case of the millennial flood of the Guil River, in June 1957 (Tricart, 1975), which has possibly induced runoff coefficients superior to 1, because of the concomitance of intense rainfall and snowmelt; this flood has durably modified the bottom of the Queyras valley. More recently, the September 1992 Ouvèze flood in Vaison-la-Romaine (Western Baronnies) has also been the subject of some publications that examine on the one hand the impact of the vineyards cultivation patterns, particularly the weeding process, on infiltration, runoff and rill erosion (Wainwright, 1996) and on the other hand, the fluvial modifications and the evolution of riparian vegetation (Piégay and Bravard, 1997).

- Large scale mass movements have also impressed contemporary populations and affected the landscapes. In the southern Alps, the famous “Luc en Diois Claps” (the

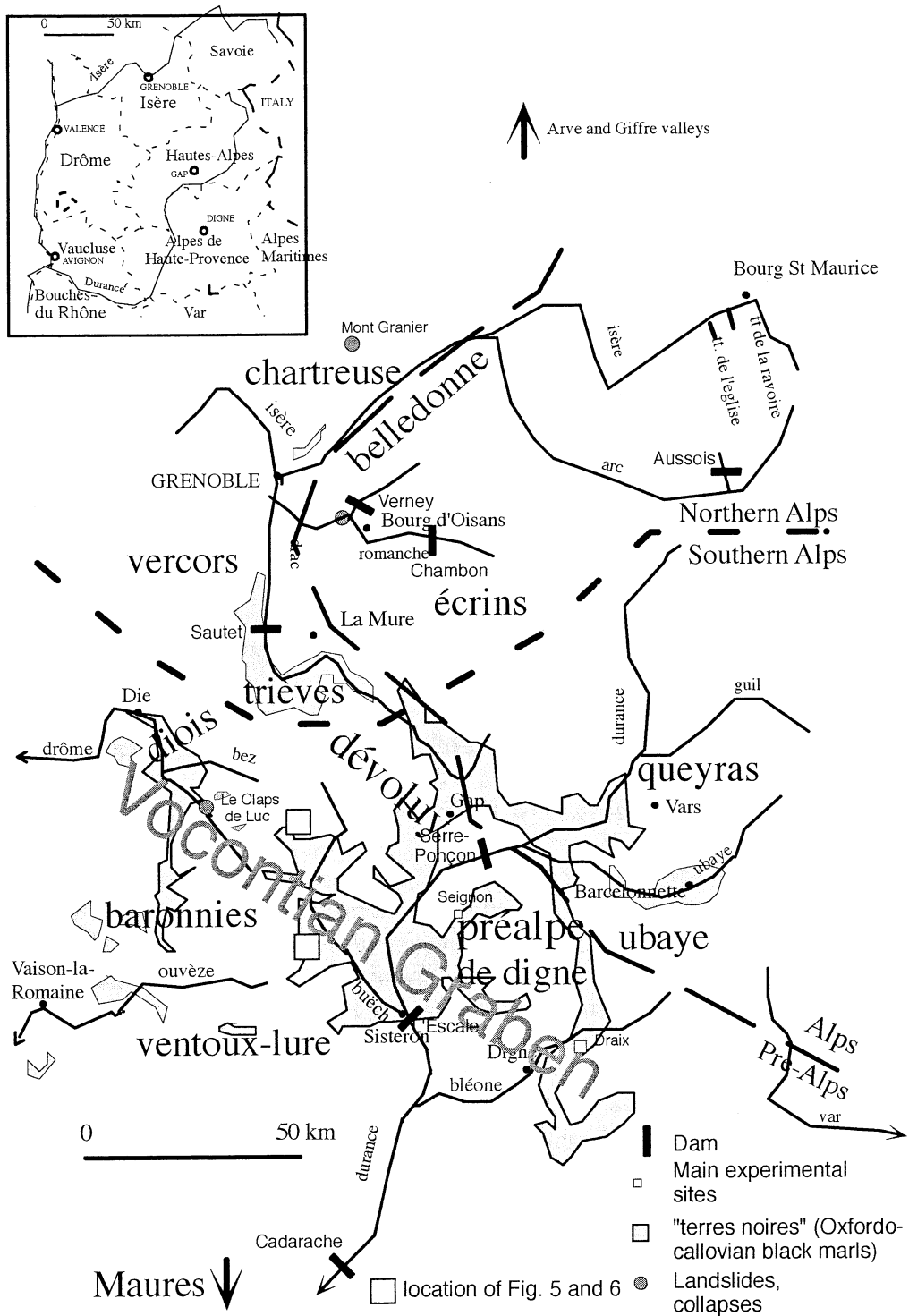


Fig. 1. Location of massifs and cited elements.

collapse of the Luc Mountain on the Drôme valley) created a natural lake which has been progressively filled (Descroix, 1994; Landon and Piégay, 1999); nowadays, it constitutes a small cultivated plain (Froment, 1973).

Finally, this study has been limited to the French Southern Alps; it is known to be a geo-climatic boundary, but obviously, it is also a geopolitical border. In some circumstances, information from surrounding areas proved to be of value in making interpretations; thus afterwards a short comparison with North alpine data is attempted. Consequently, this limitation excludes many interesting investigations carried out in other parts of the Alps or surrounding regions, as the experimental catchment of the Real Collobrier, in the Maures Mountains (Fig. 1), near the Mediterranean Sea.

The “*Revue de Géographie Alpine*” also dedicated a special issue (*Revue de Géographie Alpine*, 1996) to the “processes of erosion in mountain environment: balances and methods” which specifically focused on the Alps. This review contained particularly a table of the main measurements of erosion depth in the French Alps (and examples in different configurations as black marls, gypsum, etc), and local studies. But it did neither evaluate their consequences on processes and landforms nor synthesise the relations between historical evolution of climate and landforms on the one hand and the respective influence of natural or human factors on the other hand.

During the 20th century, the respective role of human and natural factors on erosion processes has been largely discussed within the geographers community. Neboit (1993) has synthesised this debate summarising all aspects of the links between erosion and anthropic activity. Obviously, the problem is now reversed and it must be considered that French southern Alps, as other North Mediterranean mountains, has experienced a new erosion stage. It is relevant to compare the evolution in the southern French Alps with other peri-Mediterranean mountains. In the eastern Apennine margin, Moretti and Rodolfi (2000) observed a decreased erosion activity in the calanchi area, “which is consistent with most of the behaviour that can be seen throughout Italy where even the biancana fields tend to be more vegetated than in the past” (Torri et al., 2000). The rural abandonment leads to an increase in the vegetation cover, this being a historic trend in all the northern Mediterranean mountains: in a Calabrian basin, Sorriso-Valvo et al. (1995) noticed that the afforestation of mountainous areas strongly reduced runoff and soil losses. In the Greek island of Lesbos, Kosmas et al. (2000) observed a consequent land use change from arable to abandoned pasture, which can lead to land degradation in some parts and inversely increase soil stability in other parts. However, in the Tabernas desert, a recent renewal of linear channel erosion has been observed after a period of aggradation (Nogueras et al., 2000). This reactivation of linear erosion seems to be a consequence of the decay of the permanent vegetation, induced by an increase in the duration or severity of drought periods. This is consistent with Thornes and Gilman (1983) who estimated that “much less land was cleared for cultivation in the 18th century than now”.

3. Material and methods

The methodology performed to determine the relationships between the evolution of human and natural factors and erosion historical phases was fourfold.

3.1. Current erosion measurements and analysis of its processes

A measurement network allowed to collect data on current erosion and sediment transportation (Descroix, 1994; Descroix and Olivry, 2002). It was constituted by micro-plots (from 1 to 10 m²), micro-catchments (from 100 m² to 80 ha) and catchments (from 2 to 250 km²), mainly located in the Buëch basin and on marly outcrops; however, some devices were located in other regions and on other types of lithology in order to determine the representativeness of the original study area. Measurements of soil loss and sediment transportation were made during 2–8 years, depending on the site. The material used to measure the erosion includes collectors (on plots) and roughnessmeters (on fixed locations, part of the device remaining constantly in the field, at eight different sites), sediment traps and bottle-siphons samplers (on catchments), as well as a net of mechanical and electronic recording raingauges and water level gauges.

As it is known that erosion mainly affects areas already eroded and non-vegetated, an analysis of forest cover was made based on aerial photographs from 1948 to 1989. The land use evolution was the subject of a previous study at local scale in the Buëch valley (Gautier, 1994a).

3.2. Fluvial geomorphology methods

This approach is based on a diachronous analysis (18th–20th centuries) of three main morphometric parameters, considering that the fluvial forms are adjusted with the semi-dependant variables (water flux and sediment load; Schumm, 1977):

- the width of active stream bed (channels and barren bars);
- the sinuosity index (ratio of the length of the main channel to the valley length);
- the multiple channels index (number of low flow channels).

This has been made possible by the use of a series of available documents, such as:

- the Trudaine Atlas (map of the royal roads, ca. 1760);
- the France Eastern boundaries map (from Grenoble to Marseille, 1778);
- the first Cadastre (1817–1830);
- the “Carte d’Etat Major” (French military topographic map, 1850–1880);
- numerous plans found in the parochial or municipal Archives, in the royal and republican administration Archives (mainly “Ponts et Chaussées”, 18th–19th centuries);
- aerial photographs (since 1950).

These sources allowed to determine evolution of the indices using semi-quantitative parameters. The study of recent evolution of river beds on the Buëch river, as well as on other ones in the same region (the Bèze, Bléone, Var rivers among others), and the assessment of previous changes in their respective watersheds (reforestation, presence of gravel pits, building of dams or dikes) provided qualitative data.

3.3. *Geomorphology*

Hillslopes and fluvial dynamics evolution as well as human settlements in previous periods (before the Historic phase) left evidences in the landscape such as gullies and screes on the upper parts of hillslopes, alluvial terraces, cones and accumulations on the lower parts. The study of their inter-bedding allowed to classify the different geomorphologic phases from the beginning of the Holocene. The dating of each phase requested the use of numerous references in previous researches concerning the Buëch basin or adjacent regions.

Some basic principles used in geomorphology and applied here are exposed below.

(1) The relationship between hillslopes and rivers. There is an obvious link between soil erosion and sedimentation; a stronger erosion on hillslopes theoretically leads to increased sedimentation and therefore, an increased aggradation on downstream areas; inversely, a reduction of soil erosion induces an entrenchment of stream beds, due to the rise in water transporting capacity.

(2) The rainfall patterns. Rainfall events of high intensity provide sediments with heterogeneous grain size distribution including very coarse elements; when rainfall has low intensities (such as the rainfall caused by depressions originated in the Atlantic Ocean and by the “westerly” winds), sediment load is composed of smaller elements and their grain size distribution is significantly more homogeneous.

(3) Comparisons of simultaneous phenomena on different locations. Local conditions (lithology, aspect, human settlement, forest harvesting, etc.) usually account for the differences in the response of an area to the general climatic conditions; the significance of data is increased by considering larger areas: trends are more obvious and more representative when observed at the scale of a larger basin.

(4) Dating. Most of the datings are relative and are based on the relative position of the sediment deposits; in few cases, an absolute dating using isotopes is possible when appropriate materials (charcoal, organic matter) are available.

3.4. *Historical archives*

Some of the previous studies have synthesised the contents of archives (Lenoble, 1923; Sclafert, 1933; Blanchard, 1945). But the National Archives (Paris), the Departmental Archives of the Hautes-Alpes (Gap), the National Library (Paris) and the library of the Ecole Nationale des Ponts et Chaussées (Paris) also represented a set of interesting sources on the historical evolution of hillslopes and rivers, as well as the social perception of their evolution in time. The historical elements considered are the major floods, the torrential crisis, the observations on the relationship between degradation on catchments on the one hand and floods and soil losses on the other, the river beds modifications, the complaints about inundations, deforestation and overgrazing, etc.

4. Results: long time scale and historical changes of erosion in the Southern Alps

The results concerning the Buëch basin are oriented towards two complementary approaches: current erosion measurements and fluvio-torrential changes for two time-

scales, the Holocene and the Historical periods. The relationships existing between processes affecting hillslopes (erosion, solifluction, sheet flow, etc.) and those ones disturbing the river channels will be discussed, in the following, using comparisons and critical points of view of the literature appropriate for each question. These questions are included in the global theme of Climate and Landscape evolution during the Holocene and the Historical period.

4.1. The climate variability during the Holocene and its consequences on hillslopes and fluvial processes

Building a chronological account of erosion processes in the Alps requires an interdisciplinary approach using geomorphology, palaeoclimatology, hydrology, and sometimes archaeology and phyto-sociology. In this way, the watershed behaviour as well as the river channels and the sedimentation areas can be taken into consideration. In the present study, the main interest will be focused on the recent period (the last centuries), but it will be necessary to refer back to the entire Holocene period, in order to evaluate the role of the anthropisation of the environment.

It is sometimes difficult to dissociate the “current erosion” (as an active or accelerated erosion) from the “geological erosion” (defined as the long-time-scale one, not observed directly nowadays in the field) because present processes also depend on the long-time-scale evolution. Therefore, it is difficult to give an initial boundary to this study, but it is conventionally stated at the end of the Würmian glaciation, while admitting that it is an arbitrary limitation. For instance, with regard to the Oxfordo–Callovian marls badlands, which outcrop in wide areas in the French Southern Alps, Clément (1996) assumes that they were formed prior to the last glaciation (Würm, 60 000–18 000 years BP), observing “l’existence de ravinements dans les Terres Noires antérieurement à la dernière glaciation est attestée par des recouvrements morainiques sur d’anciennes roubines fossilisées” (translation: “morainic over-laps upon old fossil gullying”) in the upper Petit Buëch basin.

In the Southern French Alps as in other regions, it is of general consensus that sedimentation sequences are evidence (as preserved recordings) of past erosive phases (Le Roy Ladurie, 1983; Ballandras and Nevière, 1991; Brochier et al., 1991; Jorda et al., 1991; Gautier, 1992).

During the first stages of the Holocene, an appreciable expansion of the forest cover occurred in the entire Alps (as in almost all of Europe) due to the climatic improvement. However, some authors (Beaulieu, 1977; Wegmüller, 1977; Borel et al., 1984; Jorda et al., 1991) estimate that the vegetal reemergence is mainly significant after the Boreal stage (from 8800 to 7600 years BP). In the Southern Alps (Archambault, 1967, 1968, 1969; Delibrias et al., 1984; Jorda, 1985, 1987; Gautier, 1992), from the Boreal to the Atlantic epoch, a long period of aggradation followed the Late Würmian and Tardiglacial incision (Fig. 2 and Table 1). In the Buëch basin, the loam content of the Holocene terrace demonstrates that the braiding pattern did not characterise the entire Holocene period. From the pre-Boreal (10 300–8800 years BP) to the Atlantic period (7600–4500 years BP), a long stage of aggradation created specific deposits: the formation of great alluvial cones constituted of a high thickness of loamy and clayey material which filled the bottom of secondary valleys. The subsequent deposits present specific features: large and thick

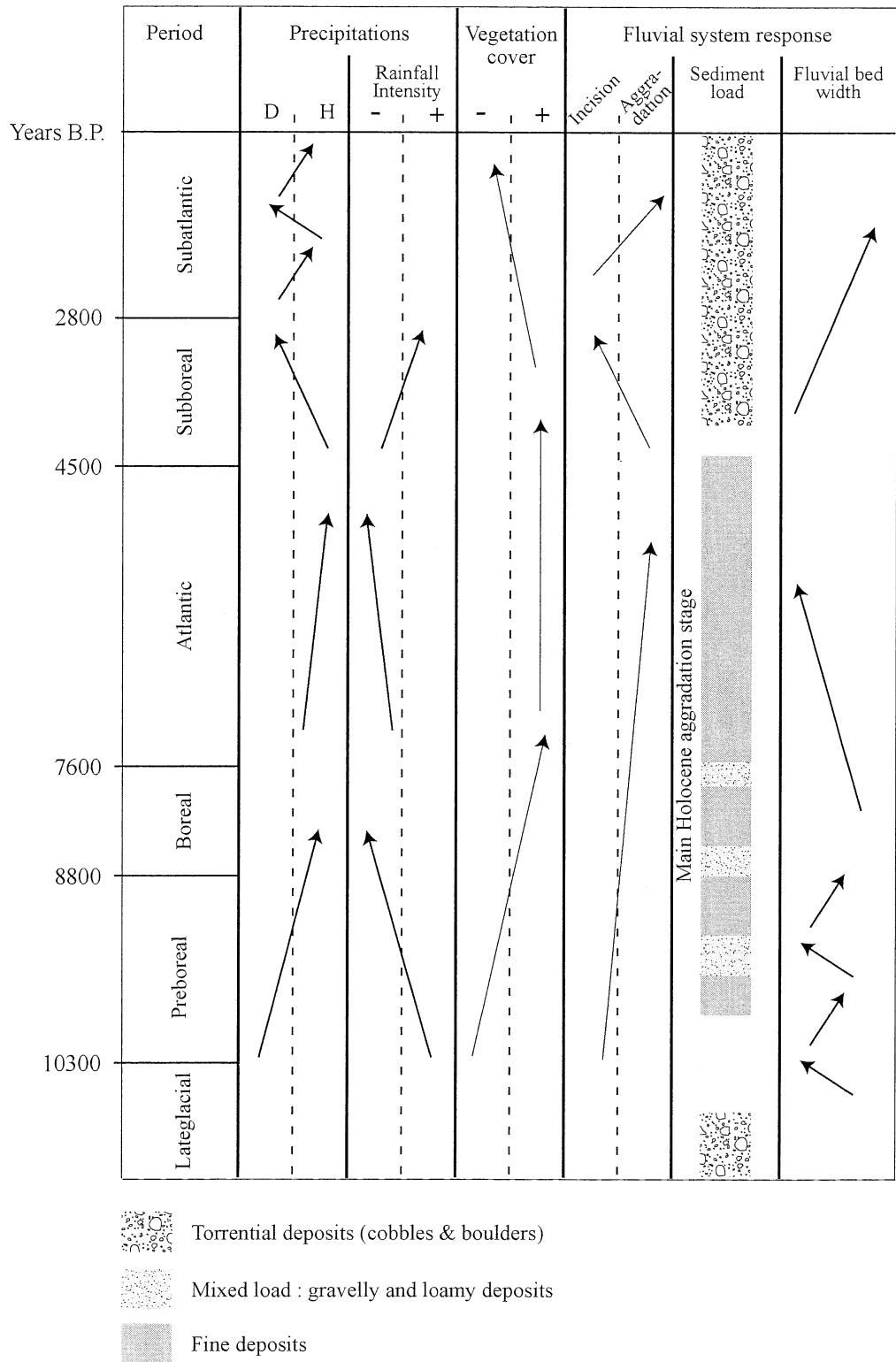


Fig. 2. Attempt of synthesis of the Holocene morphoclimatic evolution in Buëch River valley.

Table 1
Erosion and torrential activity stages during the Holocene, according to various authors

Authors	Site	Bio-climatic period	Late-glacial	Pre-Boreal	Boreal	7600	Atlantic	4500	Sub-Boreal	2800	Sub-atlantic	Little Ice Age	700
		Age dating BP	10300	8800	7600			4500	2800				700
		Tool											
Gautier 1992	Buëch	Terraces, glacis	Dark grey	White	Light grey				Dark grey				
Borel et al. 1984	South. Alps	Terraces, deposits	Dark grey	White	Light grey		Dark grey		Dark grey				
Ballandras and Nevière 1991	Ubaye	terraces, deposits	White	White	Dark grey				Dark grey				
Peiry 1988	Arve	terraces, channels	Dark grey	White	White		Dark grey		Dark grey				
Brochier et al. 1991	Drôme	Alluvial cone	Dark grey	White	White		Dark grey		Dark grey				
Jorda et al. 1991	Durance	Lacustrine deposit	Dark grey	White	White		Dark grey		Dark grey				
Ballais 1997	Draix	Deposit, bad-lands	Dark grey	White	White		Dark grey		Dark grey				
Rosique 1996	Buëch	Deposits	Dark grey	White	White		Dark grey		Dark grey				
Miramont 1998	Durance	déposit, fossile-trees	Dark grey	White	White		Dark grey		Dark grey				
	Main Holocene filling generally admitted												

Dark grey: intense erosion stage; grey: moderated erosion phase; white: low erosion stage.

loamy fans fill up the bottom of the valleys, the channels having transported only a small amount of coarse bed load (Gautier, 1991, 1992). The well preserved fossil trees found in these deposits (of *Pinus sylvestris*) reveal a progressive accumulation of fine materials in the bottom of the valleys, in the Buëch basin (Archambault, 1967, 1968; Gautier, 1992; Rosique, 1996; Miramont et al., 1999), and in the Draix experimental catchments (Ballais, 1997). This main Holocene aggradation stage could be the result of rainwash processes on hillslopes protected by a dense vegetal cover, whereas small channels transported insignificant bed load in the valleys (Gautier, 1991, 1992). In the Barcelonnette basin, Ballandras and Nevière (1991) also revealed an active erosion stage at the end of the Boreal (8000 years BP). This testifies to a major and original morphogenesis and an accumulation due to a sheet flow on extended areas of the Buëch basin.

Rosique (1996) emphasised on the diversity of geomorphologic behaviours during the beginning of the Holocene between the Durance and the Buëch basins. However, this author confirms that the “Main Holocene Filling” (MHF) which characterised the alluvial detritism, initialised at the Alleröd or the recent Dryas period, has concerned all the south alpine valleys during all the first half of the Holocene, despite a slight decrease in the sedimentation rhythm during the pre-Boreal.

The subsequent deposits present specific features: large and thick loamy fans fill up the bottom of the valleys, the channels having transported only a small amount of coarse bed load (Gautier, 1991, 1992). The well preserved fossil trees found in these deposits (of *P. sylvestris*) reveal a progressive accumulation of fine materials in the bottom of the valleys, in the Buëch basin (Archambault, 1967, 1968; Gautier, 1992; Rosique, 1996), and in the Draix experimental catchments (Ballais, 1997). This main Holocene aggradation stage could be the result of rainwash processes on hillslopes protected by a dense vegetal cover, whereas small channels transported insignificant bed load in the valleys (Gautier, 1991, 1992). In the Barcelonnette basin, Ballandras and Nevière (1991) also revealed an active erosion stage at the end of the Boreal (8000 years BP).

At the beginning of the Subboreal period, the disruption of geomorphic conditions induced a cut-and-fill structure associated with coarse torrential deposits in the Buëch basin (Gautier, 1992). This erosive stage has also been identified in the Drôme valley, where a sedimentologic and palynologic study has been conducted in a “torrential fan” by Brochier et al. (1991). These authors determined that the alluvial accumulation remained strong from 7000 to 3000 years BP (thus including almost the all sub-Boreal period). This torrential activity stage has probably been caused or accentuated by the first human clearings (Brochier et al., 1991), which began at the end of the Atlantic (Beaulieu, 1977) and increased during the Subboreal (Borel et al., 1984). The first evidence of this human activity is synchronous with a climatic degradation: a small reduction in rainfalls and a pronounced temperature decrease (Beaulieu, 1977). In the Buëch basin, Gautier (1992) suggested an increase in rainfall intensity inducing the enhancement of the torrential dynamics.

Miramont (1998) insisted in dividing the Holocene in:

- A first Holocene (from the end of the Alleröd to the end of Atlantic period) which is characterised by sedimentation, interrupted by some cutting events: at the end of the Alleröd, at the end of the pre-Boreal, at the Boreal and the beginning of the Atlantic. These crisis are due to climatic evolutions and occurrence of rainfall of higher intensities.

- A second Holocene began at the boundary between the Atlantic and the sub-Boreal: it was characterised by frequent inversions of the morphogenic behaviour and shorter climatic oscillations.

From the Neolithic, Miramont (1998) classified the evolution from the beginning of human settlements in three types of periods:

- periods of pedogenesis on hillslopes and cutting of talwegs: during the Bronze Age, the Iron Age, during the Roman Epoch, and during the “medieval climatic optimum” (10th–12th centuries) and from the beginning of the 20th century;

- sedimentary crisis of climatic origin, as for instance, the erosive and sedimentary crisis of the Atlantic–sub-Boreal boundary, and those of the 4th–9th centuries, as well as the second half of the 14th century;

- periods of sedimentary crisis of climato-anthropic origin, as the one which occurred at the boundary between the Bronze Age and the Iron Age, and the overall Modern Times crisis which suggested the link between deforestation and overgrazing on the one hand, enhancement of torrential activity and erosion on the other one.

These datings and observations are in agreement with those made in the Buëch basin, as well as those made by Rosique (1996).

4.2. *Fluvial responses to historical hydroclimatic changes*

The Little Climatic Optimum (750–1230 AC) is much shorter than the Great one occurred during the Boreal and the Atlantic period; the former is interrupted by the Little Ice Age characterised by a rainfall increase (at the beginning of the 14th century) reinforced by a slowing down temperature period from 1550 (Table 2) (Le Roy Ladurie, 1983; Alexandre, 1987). Collecting data from different European regions and using diverse methodologies, these authors demonstrate the occurrence of two main cold periods during the Little Ice Age: the first one from 1230 to 1350, followed by two centuries of slightly higher temperature and a stronger one beginning at the end of 16th century and lasting until the end of 19th century. This dating has been evidenced in almost the entire Europe by the palynology (in marshes and moors of peri-alpine areas), the dendrochronology, the archives, the vintage dating and the observations on glacier advances and retreats.

Enhanced rates of erosion and fluvial activity were reported and a first investigation based on the frequency of high magnitude events can be conducted to evaluate the climatic disturbance. In the Southern Alps, historical records provide information about several high-magnitude floods that destroyed the Durance and the Buëch valleys during the 15th century (Sclafert, 1926; see Table 2). At the same time, the northern part of the Buëch catchment, developed in the calcareous mountain of the Devoluy, is described as an area (“*mala patria*”) devastated by torrents.

From the beginning of the 18th century, historical maps provide precise information about fluvial morphodynamics and the diachronic approach allows a good determination of the morphological change phases. The analysis of various maps reveals that the morphogenetic activity of the non-modified Buëch River is intense in the 18th century, even if the erosion and torrential activity seem to have been less intense from the end of the 17th century. The Buëch river develops a wide active band composed by several

Table 2
Erosion and torrential activity stages during the Historic Ages, according to various authors

Authors	Site	Century	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX
			Tools									
Gautier 1994b	Büech	Archives, Fluvial forms										
Descroix 1994	South. PreAlps	archives, bad lands										
Jorda et al. 1991	Provence	sédimentation, palynology										
Blanchard 1945	South Alps	Archives										
Ballais 1997	Draix	Gullies										
Miramont 1998	Durance	Deposits, floods										
Piery 1988	Arve valley	Deposits										
Sclafert 1933 and 1934	South. Alps	Archives										
Little Ice Age												
Demographic Maximum												

Dark grey: intense erosion stage; grey: moderated erosion phase; white: low erosion stage.

channels that separate large bars. Several cartographic evidences (width of the active bed, backswamps on the margins, etc.) express a pronounced aggradation in the river bed, especially in the upper valley. Two last phases of climatic degradation producing an enhancement of fluvial activity can be determined by this diachronic cartographic analysis completed by engineers' reports (Gautier, 1992). The first phase began just before the French Revolution. Cold winters (especially 1787 and 1788; Descroix, 1994) alternated with humid summers. From 1770 to 1790, several high-discharge events induced an intensification of the braided pattern: a pronounced widening of the torrential bed and the development of large gravel bars can be observed in the Middle Buëch valley; they had triggered the destruction of an important part of the floodplain, noticed on the first Cadastre (ca. 1835). After a 50-year remission, the Buëch valley experienced a final phase of high activity from 1840 to 1890 with three major floods: November 1843, May 1856 and October–November 1886. These observations coincided chronologically with the variations of the Durance river floods (Miramont, 1998).

During the 20th century, the fluvial patterns show an important stabilisation: a considerable decrease in the width of the active bed occurred between 1956 and 1990 (–48%); the wide bars, created during the 19th century high floods, were overgrown by vegetation and the multiple channels index has been reduced (Fig. 3).

By investigating the historical evolution of these high floods (intensity, frequency and seasonal distribution), it seems that an hydrological change occurred at the end of the 19th century. The frequency of efficient flows seems to decrease since 1886. Estimated discharges of the 19th century reached $700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in the middle Buëch river (Table 3a: $1200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ at the confluence with the Durance river), whereas the highest flood of the 20th century was more than two times lower (November 1935: $285 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The most remarkable evolution concerns the seasonal distribution (Table 3b). Firstly, we can notice that there are no more summer floods. Secondly, the winter events show an important increase. In the Buëch river, two main types of floods can be generally recognised: floods produced by Mediterranean storms occur during summer or at the beginning of autumn. Thunderstorms create heavy rainfalls and very rapid increase in discharge. On the contrary, the high winter discharges are generated by long and less intense rainfalls produced by westerly storm fronts coming from the Atlantic ocean. Therefore, in the case of the Buëch basin, it seems that the end of the Little Ice Age is marked by a slight weakening of the Mediterranean storm events, whereas the relative part of westerly storms increases. This assumption is consistent with a previous observation: Brisse (1966) and Descroix (1994) noticed that from 1881 to 1990, the amount of rainfall during the summer (considered here as the period from June 1st to August 31st) decreased from 1% to 8% in the entire southern French Alps while the total annual rainfall increased slightly (from 0% to 5% depending on the stations). This is shown in Fig. 4 where the four seasons are ordered from the wettest to the driest (A as autumn; W as winter; S as spring; U as summer); it can be observed that the area where winter is the second wettest season (after the autumn) has constantly migrated towards north.

Le Roy Ladurie (1983) emphasised the role of extreme rainfall events as manifestations of the Little Ice Age. In the same way, Camuffo and Enzi (1992) insisted on the importance of extreme events such as powerful storms and hail in the climate of northern Italy. In Cataluña, Font Tullot (1988) observed the same periods of great flows as those

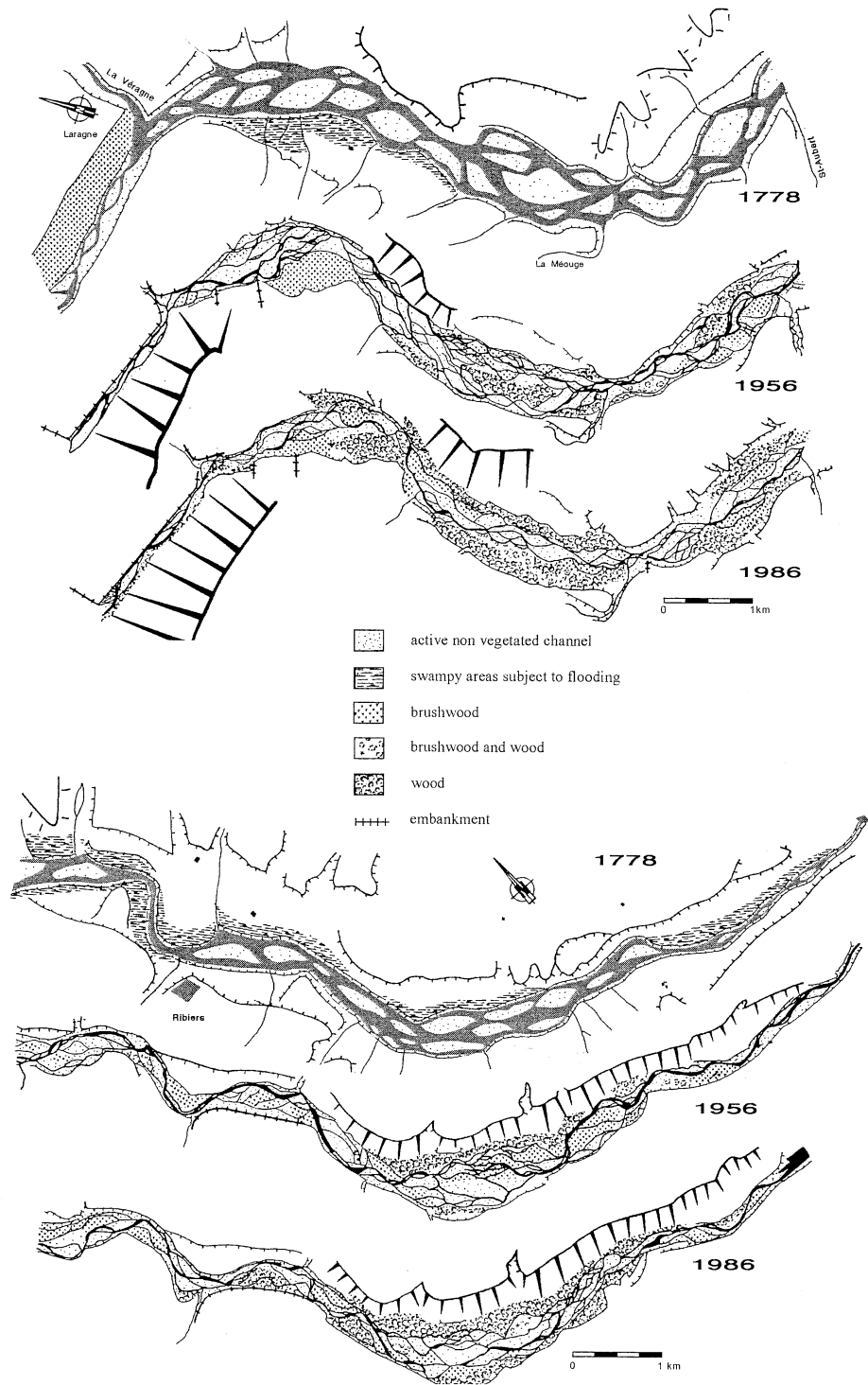


Fig. 3. Evolution of fluvial model in the downstream Buëch valley: near Laragne (up) and near Ribiers (bottom): reduction of braiding, stabilisation of landforms, rising of riparian woods.

Table 3a
19th century major floods ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) of the Buëch river at Sisteron

	Discharge estimation
Nov. 1–2, 1843	1250 ^a
	1000 ^b
May 30–31, 1856	1250 ^a
Oct. 26–27, 1866	1400 ^c
Nov. 8, 1866	1200 ^b

^a Imbeaux (1892).

^b Pardé (1925).

^c Pelloux (1899).

noticed in the French southern Alps: 1760–1800 (Descroix, 1994) and 1840–1880 (Gautier, 1992).

The investigations based on the alluviation sequences (terraces and lakes or ponds bottom) showed a synchronicity between the most active erosion phases on hillslopes and the coarse sedimentation sequences in the valleys.

4.3. The age of the badlands

On the basis of (i) measurements of erosion rates over several years, (ii) a global study of the great diversity of gullies developed in the Buëch basin, Bufalo (1989) and Descroix (1994) proposed indirect information about the age of bad lands.

4.3.1. Current soil losses on eroded areas

The values of annual soil loss in marls have already been commented and compared with those reported by other authors. They are of the same order of magnitude than those given by Thornes and Gilman (1983) in South Spain for rilled slopes on marls (up to 10000 tons $\text{km}^{-2} \text{year}^{-1}$).

All the soil loss data obtained in the Buëch valley and its neighbouring areas are included in Table 4. These results are compared with those given by other authors in comparable regions (grey part of Table 4). It can be seen that:

- marly eroded outcrop are submitted to a strong water erosion, which represents in average 7 or 8 mm year^{-1} , whatever the type of marl, the measurement devices, the duration of measurements and the catchment area are;

Table 3b
Seasonal distribution of the major floods in the Buëch basin (19th and 20th century, percentages)

	19th century	20th century
Spring	14.3	11.8
Summer	23.8	0
Autumn	61.9	58.8
Winter	0	29.4

19th century: Archives Nationales: Ponts et Chaussées, Archives Départementales des Hautes-Alpes, Archives du service de Restauration des Terrains en Montagne; 20th century: Serres gauging station, 1908–1992.

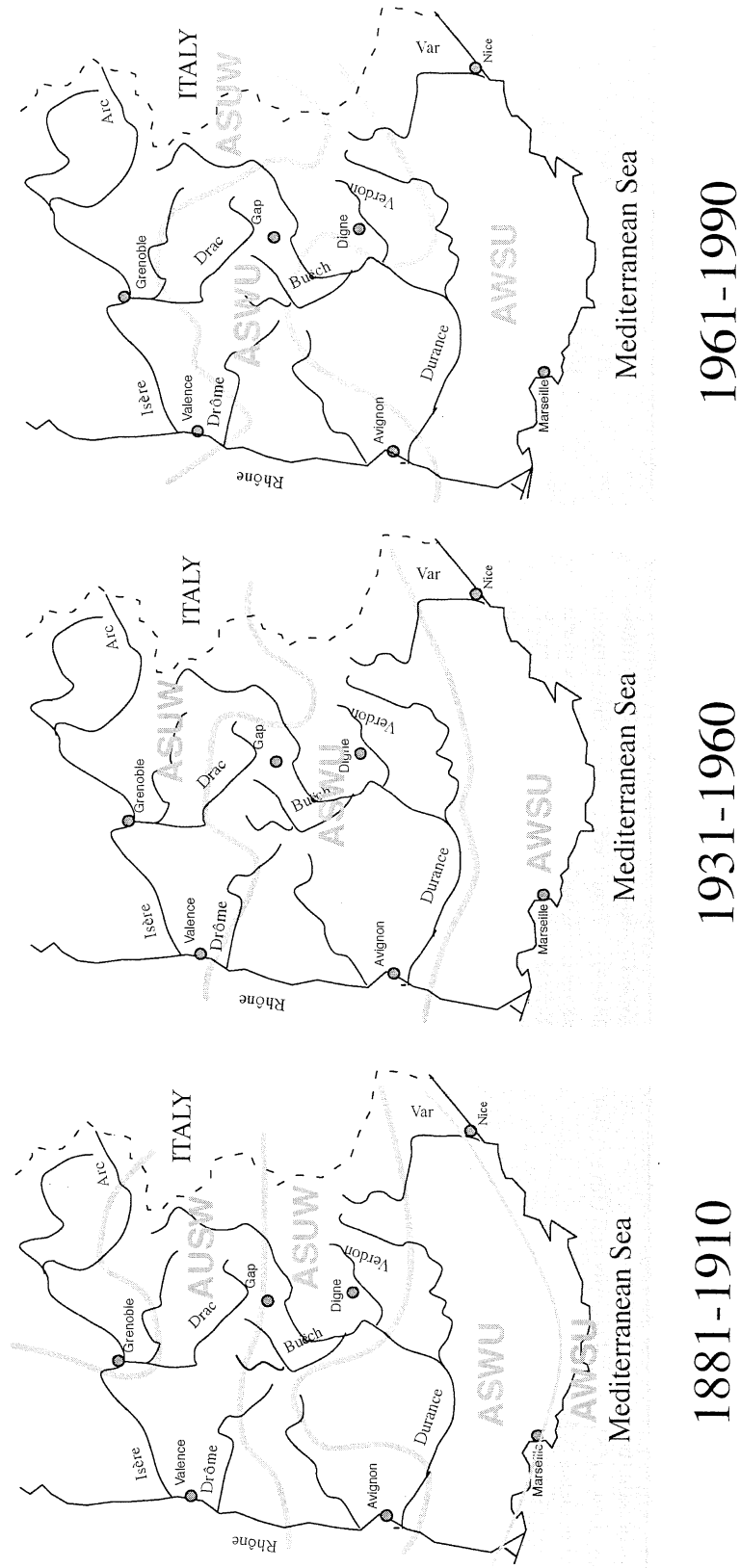


Fig. 4. Evolution of the seasonal distribution of rainfall in the French Southern Alps.

Table 4
 Non-exhaustive synthesis of measurements made on erodible fields in southern French Alps [grey = comparison with results obtained by other authors (research team indicated)]

Site	Reference	years	method	Bed rock	Soil loss in mm yr ⁻¹	Number of measured points (in situ)	Area (measurement at the catchment outlet)
Savournon (05)		1985-91	Roughness meter	Black marls	9	140	N.A.
Savournon (05)	Descroix and Olivry (2002)	1987-90	Trap + BS	Black marls	8.2*	N.A.	7.84 ha and 75 ha
Saint Genis (05)		1985-91	Roughness meter	Black marls	7	160	N.A.
Saint Genis (05)		1987-90	Trap + BS	Black marls	6.7*	N.A.	2.36 ha
Orpierre (05)		1983-93	Trap	Black marls	5.9*	N.A.	100 m ²
Orpierre (05)		1989-92	Roughness meter	Black marls	3.8**	80	N.A.
Gallands (26)		1990-91	Roughness meter	Black marls	16.2***	80	N.A.
Gallands (26)		1990-91	Plots	Black marls	18.9***	N.A.	2 m ²
Etoile (05)		1989-92	Roughness meter	Blue marls	8.5	80	N.A.
Etoile (05)		1988-93	Trap	Blue marls	8.7*	N.A.	70 m ²
La Vière (26)	Descroix (1994)	1990-91	Roughness meter	Blue marls	10.3	80	N.A.
Thoard (04)		1988-90	Trap + BS	Molasses	1.4*	N.A.	2 ha
Claret (04)		1991-93	Trap	Glacial fields	16.5*	N.A.	12.5 m ²
Bonneval		1990-91	BS	Oligocene clays	30*	N.A.	28 ha
St Genis (04)	Bufalo (1989)	1985-88	Trap	Black marls	11.5	N.A.	200 and 2000 m ²
Seignon (04)	Combes (1981)	1962-79	Trap	Black marls	6.8	N.A.	160 ha
Laval (04)	Cemagref (1995 and 1997)	1986-90	Trap + sam	Black marls	11*	N.A.	86 ha
Roubine (04)	Mathys <i>et al.</i> (1996)	1985-90	Trap + sam	Black marls	12.1*	N.A.	0.13 ha
Séderon (26)		1990-95	Tods	Black marls	30	37	N.A.
Eygalaye (26)	Chozko <i>et al.</i> (1991)	1990-95	Tods	Blue marls	7	52	N.A.
Vers s/M. (26)	Lecompte <i>et al.</i> (1996)	1990-95	Tods	Grey marls	8	71	N.A.
Izon la B. (26)		1990-95	Tods	Blue marls	33	20	N.A.
Seignon (04)	Robert (2000)	1996-99	Trap+Tods	Black marls	5	165	N.A.

- glacial moraines and Oligocene clays have high erosion depth values, while molasses, more permeable, suffer lower erosion rates;
- the erosion rates are similar in all the sites on outcrops of black or blue marls, throughout the entire southern French Alps.

This relative homogeneity has been previously noticed by Artru (1972) and Phan (1993), and allows to consider that these soil losses rates are representative of the whole marly eroded outcrops in the Alps, while climatic conditions do not vary significantly.

However, two limitations avoid the extrapolation of this data:

- climatic conditions have changed during the Holocene and also during the Historic Period;
- more or less linked with this first observation, the extension of both eroded marls and forested areas have also strongly varied during the above mentioned periods. In the last five decades, forest cover has been widely triplicated in the Buëch basin, as it has been demonstrated by comparison of aerial photographs (Figs. 5 and 6). If eroded, areas (badlands) have not decreased in the same time, sediment yield coming from grassland, cultivated areas and fallow was probably reduced. This reforestation begun at the end of 19th century and it concerned all of the south alpine massifs (Table 5).

4.3.2. Proposition of a classification of gullies

According to field observations and to several authors Gautier (1991, 1992), Descroix (1994), Rosique (1996), Ballais (1997) and Miramont (1998), the following classification of gullies can be established:

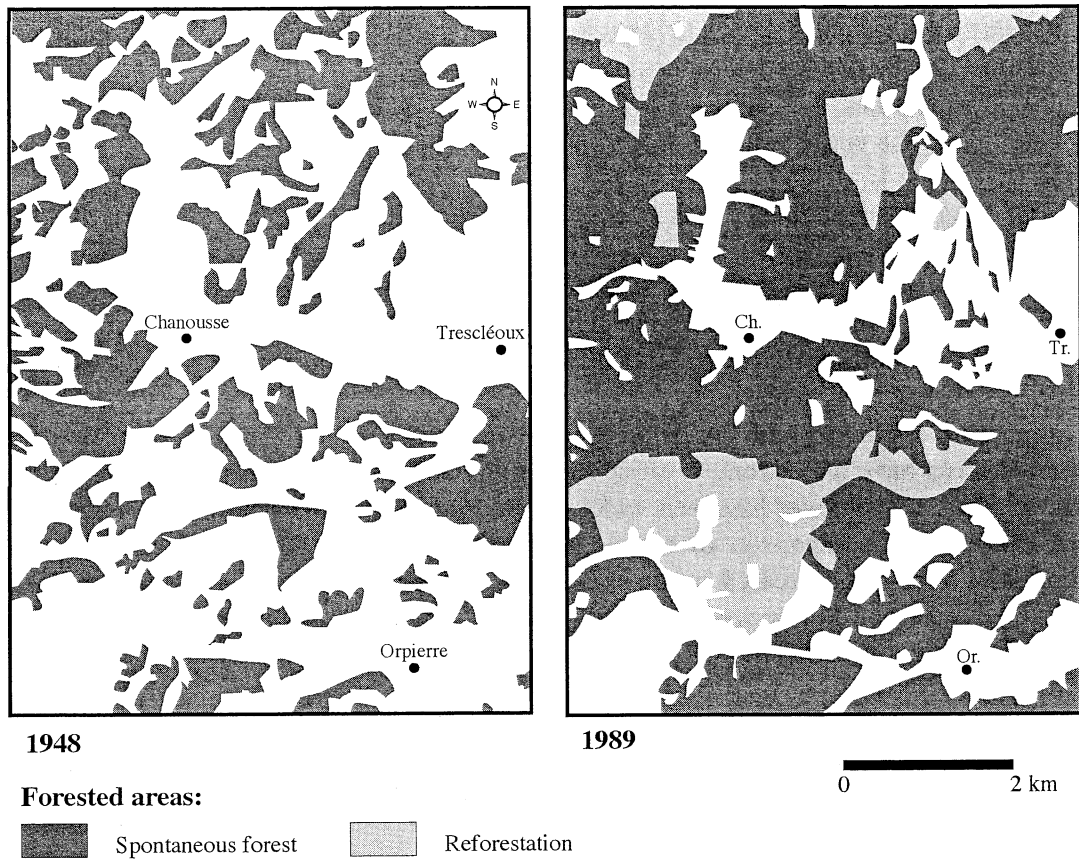
(a) *Deep gullies* (above 50 m deep) cut in the glacia and in the calcareous-marls, beneath the tithonic limestone cliffs, probably begun their incision at the post würmian period (from the Bölling to the Allerod periods; 13300 to 11000 BP), when the overgrowth of new vegetation on hillslopes allowed the overland flow concentration; this erosion stage excavated the pre-Würmian glacia and the post-Würmian ones not yet vegetated (Gautier, 1992; Rosique, 1996); their depth (40–80 m) indicates that their mean excavation rate ranged from 3 to 6 mm year⁻¹ during 12000 years.

(b) *Small gullies*, ranging from one to several meters deep; assuming an erosion rate ranging from 7 to 11 mm year⁻¹ as argued above (in black marls as well as in Cenomanian blue marls), they are probably evidence of the torrential stage related to the demographic pressure from the 16th–19th centuries. In central Italy, Torri et al. (2000) quoted evidence that badlands were generated between 1840 and 1870.

Notes to Table 4:

(05)=Hautes Alpes department; (26)=Drôme department; (04)=Alpes de Haute-Provence department; Trap = sediment trap; BS = bottles-siphons; Sam = electronic samplers; tods: device measuring the erosion depth on tods inserted into the soil. * A ratio of 1/1.3 has been considered to calculate volume and eroded depths; bulk density of regoliths has been fixed at 1.3 g cm⁻³. Values indicated in italic have been obtained in traps or plots and converted in runoff depth according to density=1.3. ** Measurements made only on south aspect. *** Measurements affected by a decennial event: 100 mm rainfall in 2.5 hours, in July, 1990. The grey part of Table 1 presents results obtained by other authors.

Measurements were made at the point scale (number of points indicated on column 7; or at the catchment outlet (catchment area indicated on column 8)). N.A. = not available.



(Aerial photographs, *Institut Géographique National*, France)

Fig. 5. Progression of forest cover from 1948 to 1989 in Eastern Baronnies (Drôme and Hautes-Alpes).

(c) An intermediate class of gullies can be found on the *widespread black marls badlands*; they are several tens of meters deep (as seen in the Laragne, Aspres and Die areas and in the wider valleys of the Préalpes de Digne) and are probably younger than the first class and older than the second one. The climatic changes, which are well documented, do not allow to interpolate erosion values, so it can be only assumed that these gullies were formed in past stages of demographic increase (and vegetation clearing) of the Neolithic for the deepest ones, and perhaps of the Roman period, or even the Middle Ages (at the climatic optimum) for the smallest.

Nowadays, small bad lands continue to appear locally, but only on restricted sites submitted to overgrazing, where flocks always trample on the same areas (especially near the farms). This overgrazing is marginal today, as livestock has significantly reduced in numbers. The cattle pressure has progressively decreased in recent years, implying that the hillslopes are in the process of returning to more vegetated state. The growth of a secondary vegetation (brooms, juniper trees, amelanchiers, box trees, and over all, hawthorns, wild roses and then pine trees) highlights more generally the rural abandonment of these sub-Mediterranean mountains.

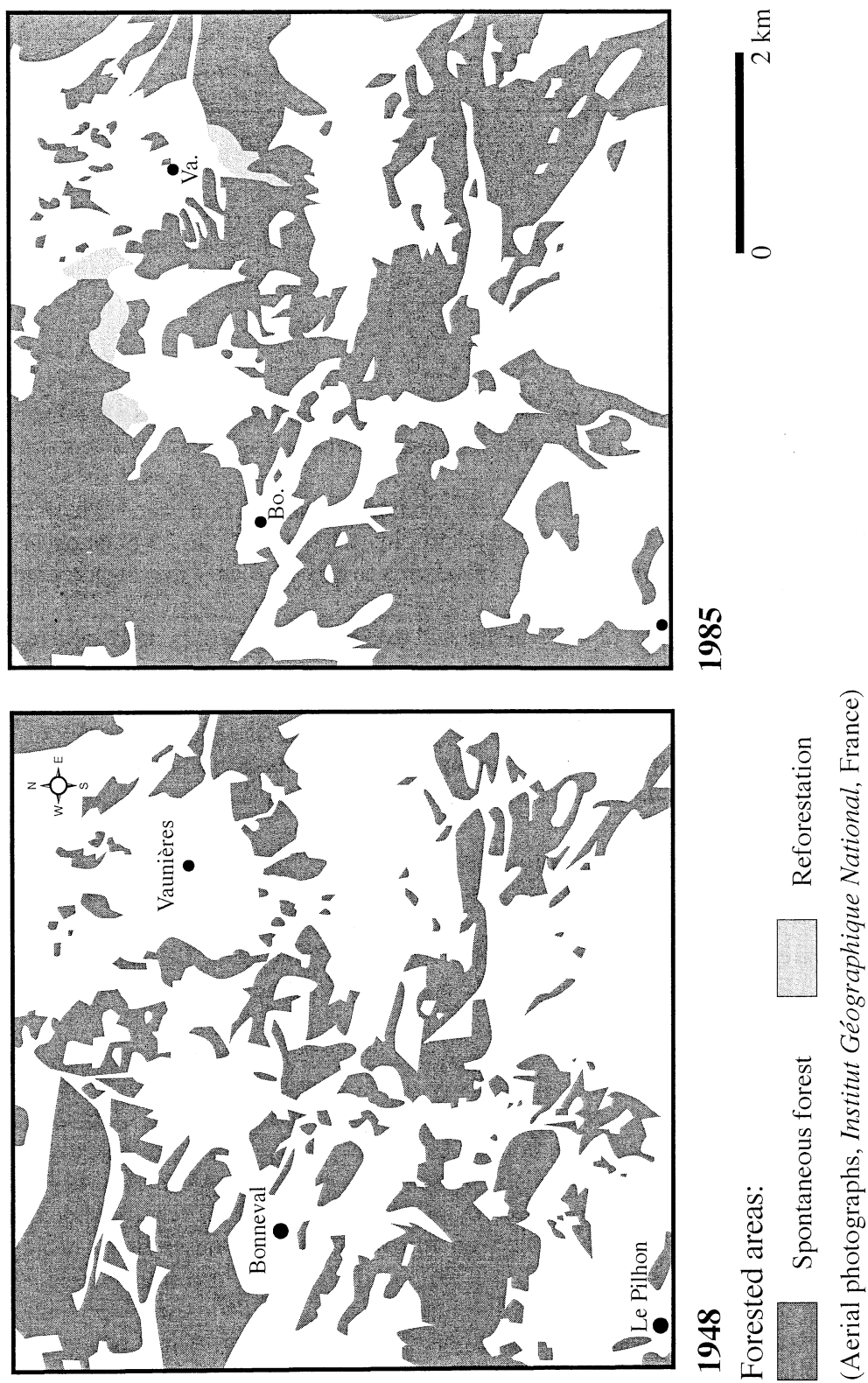


Fig. 6. Progression of forest cover in Eastern Diois (Drôme and Hautes-Alpes).

(Aerial photographs, *Institut Géographique National*, France)

Table 5
Evolution of the forested areas per department

Department	Total area (km ²)	Forested area (%)					Forested area in 1992 (km ²)
		1770–1780	1878	1914	1948	1992	
Alpes de Hautes Provence	6954	10 ^a	18 ^a	26	31	36	2500
Hautes-Alpes	5534	11 ^a	19	27	29	34	1860
Drôme	6560	15 ^b	23 ^b	29	31	43	2800

Origin: Inventaire Forestier National, cadastre 1948, enquête Daubré 1904–1908, enquête Cerruti 1972.

^a From Miramont (1998).

^b Personal estimations.

Considering the soil losses values measured on the current badlands, this classification is partially supported by the spatial and temporal extensions of these data realised at catchments scale:

- It has been shown that the same mean erosion rate (around 7.5 mm year⁻¹) measured on marl badlands was measured from the micro-plots scale (2 m²) to the Seignon basin scale (Combes, 1981) totalling 1.6 km², considering in this case only the already eroded areas.

However, the extrapolation of the experimental data to more ancient periods and greater areas is uneasy in other cases:

- The lake of the Claps de Luc-en-Diois (i.e. the dam formed by the collapse of 1442) needed 350 years (Descroix, 1994) or 450 years (Landon and Piégay, 1999) to be completely filled (90×10^6 m³). It is known that the climate has changed and the deforestation was strong during the “Little Ice Age”, thus it is difficult to apply present erosion rates for this period.

- On the alluvial cone of the Drôme river, the approximate volume of the total accumulation during the Holocene is little more than 300×10^6 m³ (Brochier et al., 1991) representing an erosion rate of 0.015 mm year⁻¹ in the whole basin; but soil loss rates were significantly higher between 7000 and 3000 years BP, due to human impact. The climatic and anthropic changes make any comparison of the erosion rates impossible.

According to field works carried out in the Draix experimental catchments, Ballais (1997) estimates that most of the badlands have been excavated from the Little Ice Age, particularly during the high pressure periods of the agro-pastoral society on the environment. Ballais’ assumption is an “all-anthropic” view, because of the temporal link between the excavation of gullies and the maximal extension of human settlements. This point of view is not obligatorily in contrast to Clément (1996) who considers the deep gullies in the Devoluy as pre-wurmian forms; effectively, the climatic, geologic and elevation differences between the two regions make the comparison uneasy. The approach developed in this present study enlightens the fact that several generations of gullying must be distinguished, each one coinciding with a hydroclimatic or anthropic disruption, thus making it possible to connect two apparently opposite points of view.

5. Discussion

5.1. *The debate about the origin and the dating of erosion phenomena: human and natural causes*

Beaulieu (1977), Borel et al. (1984) and Brochier et al. (1991) estimated that the human influence on the rising of erosion due to clearings began at around 7000 years BP (beginning of the old Neolithic); they evoked a conjunction of climatic crisis and deforestation. “Man has, as early as these times, his portion of responsibility in the origin of the badlands” (Brochier et al., 1991).

It can be seen that “actual erosion” (as accelerated one, nowadays visible and measurable on field) has existed a long time before the impact of anthropic action; for example, in higher mountains, due to the superior boundary of the vegetation (Ballandras and Nevière, 1991). Overall, this assumption is valid in the Central Alps; but it can also be true in the pre-Alps, now essentially located under the superior boundary of the vegetation, for two reasons:

- pre-Alps has known, during the Holocene, long periods with a discontinuous vegetation cover, which firstly appears in the lower parts of hillslopes;
- crests and upper hillslopes are always partially bare due to the wind and the steep slopes which prevents vegetation growth.

The respective effects of climatic variability and human activities can be more precisely defined during historical times. With regard to the 19th-century-forest engineers, the deforestation and the increase in torrentiality, which are strongly linked, were recent phenomena (Surell, 1841; Costa de Bastelica, 1874; Demontzey, 1894; Mougin, 1924). According to this “golden age school” mountains had been protected by dense forests up until the French Revolution, and consequently, erosion activity was contained. However, the investigations conducted by historians provided the first solid information about the forest cover and the landscape structure. According to Arbos (1919) and Sclafert (1926, 1933, 1934), the main deforestation phase occurred at the beginning of the Middle Ages in the Southern Alps; after the barbarian invasions, the stable recovery allowed the population to increase and the major landscape characteristics were drawn at this epoch. For example, in 1446, the covered surfaces seem to have already been greatly reduced in the Devoluy (Blanchard, 1915). On the basis of the “Réformation des Eaux et Forêts” (17th century), Blanchard (1915) and Gadoud (1917) demonstrated that the majority of the forests had already been destroyed. From the second part of the 17th century to the middle of the 19th century, the population increase resulted in an accentuation of the vegetation degradation: former preserved areas (located far away from the villages, highly erodible areas on steep slopes, etc.) were subjected to an intensive use (especially by overgrazing).

5.2. *A lack of erosion characterises the current stage*

The current period is obviously characterised by a conjunction of both types of factors, which are assumed as the cause of erosion (Peiry, 1988; Gautier, 1994b; Descroix, 1994).

From the middle of the 20th century, the main factor of evolution in fluvial dynamics is the “sedimentary deficit” mainly caused by the excessive gravel extractions in the active beds of rivers (Fig. 7). It must be noticed that the general river entrenchment observed in the whole Buëch basin also affects sections or tributaries where no gravel pit was dug and no

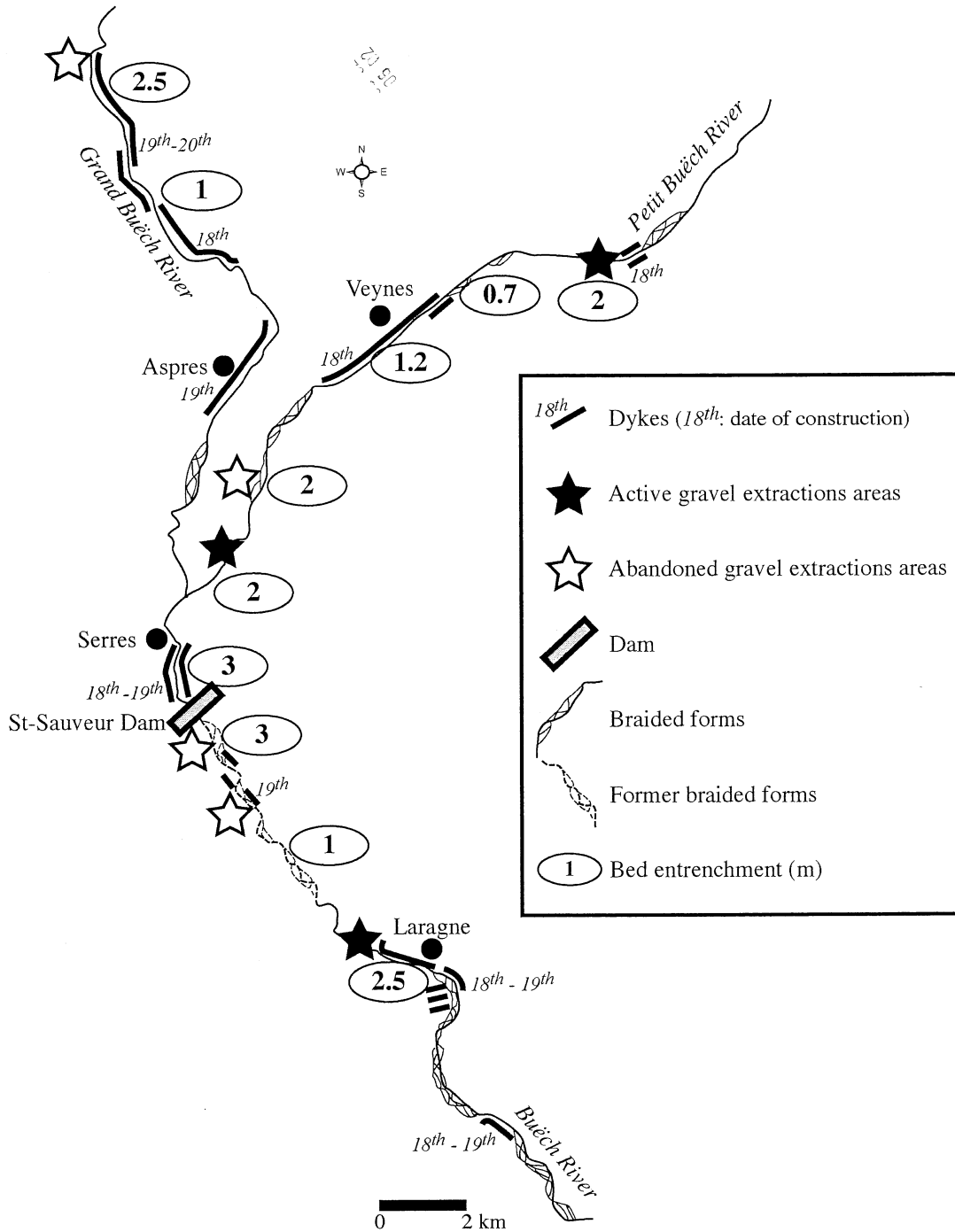


Fig. 7. Entrenchment values of the channel in the Buëch River valley.

dam or dykes have ever been built, as the upper “Petit Buëch” or the Céans (for example, immediately upstream and downstream from the village of Orpierre), Blaisance (near Chanousse), and Channe rivers (in its lower valley). This could signify that part of the deficit is due to reforestation.

In the Drôme river valley, Landon and Piégay (1999) showed that both the climatic factors and the overexploitation of hillslopes due to the high human pressure have caused high sediment production during the Little Ice Age. They demonstrated also that the slowing down of the Drôme river bed sedimentation during the second half of the 20th century can be attributed to the hillslopes reforestation since 1950. In the Ubaye valley, a low terrace illustrates the river bed entrenchment initiated around 1920–1925 and the sedimentary deficit (Piégay et al., 2000).

Nevertheless, the effects of this landscape change are concurrent with human impacts. Most torrential systems have been modified by various engineering works: dikes built during the 18th and 19th centuries provide bed and bank stabilisation and restraint sediment supply.

With regard to the RTM (Restauration des Terrains en Montagne) action and its impact, interesting synthesis works were performed by Combes (1992) and recently by Liébault and Zahnd (2001) in the Drôme department. They determined the factors which led to this policy and explained its successes and its failures, according to a historical record of the torrential activity and analysis of archives focused on the gully erosion in the Alps. The progression of forested area is mainly due to a natural process caused by the rural abandonment of the southern alpine massifs. However, the biological and engineering works of the RTM (dams, embankments and reforestation) have had a strong impact on the erosion reduction. Even though they only represent 10–20% of the forest reconquest, the works of RTM have been very useful because they have concerned the most degraded hillslopes and the most active torrents: they have led to a high decrease in bed and suspended load in the alpine rivers.

The fact remains that river dynamics have changed since the high floods of the 19th century. Few rivers have been saved from fluvial degradation: entrenchment, extinction of braided forms, strong bed narrowing (Bravard, 1987, 1989). Likewise, in the Southern Alps, this process is easily observable for instance in the Bez valley (the main affluent of the Drôme river) at Chatillon-en-Diois, in the Bléone valley downstream of Digne (Alpes de Haute Provence), and more spectacularly in the lower Var valley where entrenchment value has reached more than 6 m in three decades. Reduction in bed load supply was also observed in the Southern Alps by Piégay and Salvador (1997) in the Ubaye river and by Liébault and Piégay (2001) in the Roubion valley. In the Buëch valley, Gautier (1994b) recorded a 2–3 m entrenchment between 1960 and 1990; the post-Würmian deposits have been eroded and the braided fluvial forms have disappeared, before the hydro-electrical equipment (Fig. 7). This entrenchment is also observed in the adjacent torrents, such as the famous Riou Bourdoux and Abéous in the Ubaye valley (Flez et al., 2001); the basin of the first one has been completely “treated” by the RTM services from 1870 to 1914, when 2000 dams and sills were built and 85% of the catchment area was reforested or put under grass. Therefore, this torrent has entrenched its bed up to 12 m in the upper part of its alluvial cone. Inversely, the Abeous has been left in its initial state and only a great dam was built. But the

spontaneous reforestation has covered most of the downhill part of the basin; consequently, this torrent has also entrenched its channel (6 m) particularly just upstream from its alluvial cone.

The recent construction of the only dam built in the Buëch basin (Saint Sauveur dam) has severely accelerated this process: a 2–3 m additional entrenchment is noticeable in the first 2 km downstream of the dam (Descroix and Gautier, 2000).

Many dams were built in the whole alpine massif and strongly modify the natural conditions of runoff and act as sediment traps (Table 6 and location on Fig. 1). As a result, the suspended load and solid transportation of rivers can be estimated, and thus the specific erosion of their watershed.

The causes of stream bed entrenchment and sedimentary deficit can be summarised as follows:

- historically, the first cause is the river embankment which concentrate the streamflow allowing an increase in sediment transport capacity;
- the numerous dams built since the 1930s acted like sediment traps;
- after the 2nd World War, the economic expansion required intensive exploitation of gravel pits, they are considered as the main cause of the lack of sediment;
- the successful result of the RTM (Restauration des Terrains en Montagne) politics and the spontaneous afforestation due to rural abandonment has strongly decreased soil erosion on hillslopes: thus, incision of channels is observed even in rivers not affected by human activities (dam, dykes or gravel extraction). It can be due to the progressive reduction of the sedimentary stock in the torrential beds. The readjustment of the river forms was shifted from 50 to 70 years compared to the stabilization of the slopes and the beds of the torrential tributaries, due to the exportation of material previously stored in the channels.

Table 6
Some examples of soil loss values calculated according to sedimentation rate in reservoirs (Descroix, 1994)

Reservoir	River	Watershed area (km ²)	Calculated soil losses (mm year ⁻¹)	Measurement years (number)
<i>Northern Alps</i>				
Chambon ^a	Romanche	220	0.12	50
Aussois ^a	Aussois	150	0.05	20
Sautet ^a	Drac	1000	0.37	30
Verney ^a	Eau d'Olle	120	0.27	/
<i>Southern Alps</i>				
Serre Ponçon ^a	Durance	3000	0.5	30
Escale ^b	Durance	3500	0.23	15
Cadarache ^b	Durance	5500	0.05	15
Claps ^c	Drôme	182	1.4	350

^a Sources: Descroix (1994).

^b For dams located downstream of some others, only intermediary areas have been taken into account.

^c Natural dam created by the Luc en Diois Mountains collapse in 1442 (Descroix, 1991); this value is a minimal value, because of the non-measured exportation of a certain proportion of suspended load through the natural lake; Landon and Piégay (1999) has calculated a rate ranging from 0.2 to 1.04 mm year⁻¹ rate.

It is not iconoclastic to say that the erosion is not sufficient anymore to compensate for the sedimentary deficit and its consequences (Descroix, 1999). Water and land management, as well as forestry administration, is now confronted with new problems, which are the opposite to those which have justified their actions for more than one century.

Taking inspiration from the works by Demontzey (1894), called “le reboiseur des Alpes”, Clément (1996) even evokes “the extinction of torrents” for one century. However, some torrents have appeared or re-appeared over these last decades in forested areas, due to Human acts. Furthermore, after the famous flood of the Guil River in June 1957, as well as in the Ouvèze in September 1992 (or more recently, in another region the Aude river valley inundation in November 1999), it must be taken into account that centennial or millennial events can play a great geomorphological role. Both events were caused by extreme rainfalls, but their impact was aggravated by anthropic actions (as the abandonment of river channels and their overgrowth by vegetation). Thus, an extinction of torrential risks is unlikely.

5.3. Comparison with northern French Alps

In the northern Alps, evidences of the past active phases are numerous: the Drac River for example was subjected to high floods from the middle of the 15th century, triggering a 8-m aggradation of its alluvial fan and the transformation of a single channel into a large braided bed (Bouchayer, 1925; Sclafert, 1926; Salvador, 1991). From 1730, the Arve River experienced the same evolution of its fluvial forms (Peiry, 1988). The sedimentary deficit has been observed also in this region, where Peiry (1988) measured a 12-m entrenchment in the Arve valley near Cluses (Haute-Savoie) and Peiry et al. (1994) estimated the entrenchment for the other main rivers in a complete study of this severe degradation on sediment balance.

But despite this general trend, the inverse process is noticeable locally: in the middle Isère (Gresivaudan plain), Vautier (2000) has measured that annual total sediment transportation has diminished from 200 000 tons at the beginning of 20th century to 10 000 tons for the 1970s. At least 60 000 tons should be necessary to allow the bed and suspended load to be self-swept along; this is conform to the general consensus and most of the observations. However, below this value, the growth of islands and sandbanks is promoted because “they settle down depending on a pavement process of the river bed; once fixed, they are occupied by vegetation, and become progressively stable islands” (Vautier, 2000).

5.4. Certitudes and uncertainties

Many works have been dedicated to erosion and its geomorphologic consequences in the French southern Alps, involving valuable and significant amount of data. Some assumptions, sustained by converging results, could therefore be considered as certitudes; other items still rise scientific questions and additional study is needed to change all doubts into certitudes.

The general climatic evolution from the end of the Würm glaciation until today is testified by the convergence of different dating methods (fluvial geomorphology, paly-

nology, carbon dating, etc.); the main erosion systems characterising each different climate (laminar erosion during the early post-Würmian period, and gullying stages triggered by vegetation growth and subsequent concentration of overland flow), and the constant relation between hillslopes and stream bed constitute some certitudes, as well as the relationship between active erosion on hillslopes and aggradation in valleys on the one hand, low erosion on slopes and entrenchment of rivers, on the other. The strong importance of changes due to human settlements on hillslopes as well as on rivers pattern also has a lot of evidences.

Important doubts concern the rainfall characteristics (intensity, total annual amount, seasonality) which induce different erosion processes; more detailed studies are also necessary for items such as the dating of erosion stages and modelling of the badlands during the Holocene and its relationship with the first human influences.

6. Conclusions

Scientific production on alpine erosion has been presented here on a thematic form in order to complete, to confirm or to correct the results and the observations performed in the Buëch basin. An abundant literature concerns these aspects which are always the centre of debates and confrontations. Certain landscape or hillslope patterns, particular processes, methods or quantitative data are the themes of diverse interpretations.

Erosion stages in the French Alps are now well known; nevertheless, spatial and temporal lags have been revealed. It is possible to confirm the assumption of de Ploey (1991) that badlands are old and inherited landforms in spite of their apparent activity and youthfulness. In the case study, two generations of gullying have been recognized: pre-settlement gullies on the one hand and pre-historical and historical badlands on the other hand, the later being partially caused by environmental overexploitation. Therefore, natural and human causes are more or less linked depending on the area and the observed process.

Torrential erosion is always active, but perhaps does not represent such a challenge for alpine inhabitants as previously; however, it remains significantly active and constraining for land management. The rural desertion and land abandonment result in a strong increase in vegetation cover, and mainly in a spreading of the forest. Therefore, the present main trend (for more or less one century) is a weakening in erosion processes in South European mountains, and the appearance of a sedimentary deficit, which leads to a severe entrenchment of the main river channels.

Water erosion is opposed to solifluction phenomena, and often due to rural abandonment (the surrender of canals, drains, paths or walls) or to a non-adapted management of a fragile environment (embankments, sloping, road construction, resorts equipment, etc.). These kinds of processes are more and more frequent in the alpine massif. Brochot and Meunier (1995, oral communication) and Brochot (1998) prefer to distinguish the upper watersheds, where torrential dynamics is always active but does not represent a severe problem because of mountain desertification, from the downstream areas and plains, where alluvial deposits is always abundant in more inhabited and economically developed areas. Torrential action and solifluction have frequently been started or reactivated by mountain

urbanisation linked with ski resorts development, in the northern Alps (the newly excavated L'Eglise and Ravoire torrents after the equipment of Les Arcs resort, near Bourg–Saint Maurice; Périnet, 1982) as well as in the southern Alps, for example in Vars, Hautes-Alpes (Martin and Weber, 1996).

Acknowledgements

We warmly thank the reviewers, and particularly Dr. Maurice Meunier, who improved the paper making pertinent remarks and relevant comments. This work has been made possible, thanks to the collaboration of Mrs. Bellebeau, from the library of the laboratory of Physical Geography of Meudon, and with the aid of Nicole Mathys and Jean Emmanuel Olivier (from CEMAGREF, Grenoble), Maurice Bufalo (collaborator of the Orstom-BRGM project, 1985–1991), Olivier Maquaire and Jean Philippe Malet (CEREG, Strasbourg) and Yannick Robert (LAMA-TEO, UJF Grenoble).

References

- Alexandre, P., 1987. *Le climat de l'Europe au Moyen Age*. Ed. EHESS, Paris, France.
- Arbos, P., 1919. La légende du Dévoluy. *Revue des Travaux de l'Institut de Géographie Alpine*. Grenoble VII, 369–996.
- Archambault, M., 1967. Découverte des restes d'une formation forestière fossile entre deux nappes colluviales quaternaires (vallée de la Channe, affluent du Buëch – Hautes-Alpes). *Comptes-Rendus à l'Académie des Sciences* 265, 104–107.
- Archambault, M., 1968. Recensement provisoire des arbres et formations forestières fossiles di bassin de la Moyenne-Durance alpestre (Hautes-Alpes). *Comptes-Rendus à l'Académie des Sciences* 267, 2101–2104, 2284–2287.
- Archambault, M., 1969. Faits et points de vue nouveaux sur les glacis d'érosion (exemple du bassin de la Moyenne-Durance alpestre). *Bulletin de l'Association des Géographes Français* 375–376, 525–537.
- Artru, P., 1972. Les terres noires du bassin rhodanien (Bajocien Supérieur à Oxfordien Moyen): stratigraphie, sédimentologie, géochimie). Thèse de l'Université Lyon I Claude Bernard, 180 pp.
- Ballais, J.L., 1997. Apparition et évolution de roubines à Draix. Actes du colloque «Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne». Digne, Cemagref, 235–246.
- Ballandras, S., Nevière, C., 1991. Le détritisme holocène intra-alpin: l'exemple du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). *Physio-Géo, travaux du laboratoire de géographie Physique Pierre Birot, Meudon, France* 22–23, 15–20.
- Beaulieu, J.L., 1977. Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales. Thèse Doctorat Sciences, Université Aix-marseille II, 358 pp.
- Blanchard, R., 1915. Le Haut-Dauphiné à la fin du 17^{ème} siècle d'après les procès verbaux de la Révision des Feux de 1700. *Revue des Travaux de l'Institut de Géographie Alpine*, Grenoble, III, 300 pp.
- Blanchard, R., 1945. Les Alpes Occidentales. Grenoble, Arthaud, T.IV: Les Préalpes françaises du Sud, 2 vol.; 964 pp.
- Borel, J.L., Jorda, M., Montjuvent, G., 1984. Variations climatiques, morphogénèse et évolution de la végétation post-würmiennes dans les Alpes françaises. *Les Alpes*, 25^{ème} Congrès International de Géographie, Paris, pp. 43–53.
- Bouchayer, A., 1925. Le Drac dans la plaine de Grenoble de 1280 à 1651. *Revue de Géographie Alpine* 13, 115–172, 287–358, 549–621.
- Bravard, J.P., 1987. Le Rhône du Léman à Lyon. La Manufacture (coll, L'Homme et la Nature), Lyon, 452 pp.
- Bravard, J.P., 1989. La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Âge et à l'Époque Moderne. *Bulletin de la Société de Géographie de Liège* 22, 145–157.

- Brisse, H., 1966. L'évolution du régime moyen des précipitations dans les Alpes Françaises pour deux périodes de référence: 1881–1910 et 1931–1960. Ed. Centre d'Etudes Phyto-Sociologiques et Écologiques CNRS Montpellier, France, 80 pp.
- Brochier, J.L., Mandier, P., Argant, J., Petiot, R., 1991. Le cône détritique de la Drôme: une contribution à la connaissance de l'Holocène du Sud-Est de la France. *Quaternaire* 2, 83–99.
- Brochot, S., 1998. Approches globales pour l'estimation de l'érosion torrentielle: apports des versants et production de sédiments. *Ingénieries*, EAT, Paris, France 15, 61–78.
- Brochot, S., Meunier, M., 1995. Erosion des badlands dans les Alpes du Sud. Synthèse. *Compte rendu de recherches* no. 3, Draix, éditions du Cemagref, coll. Etudes 21, 141–174.
- Bufalo, M. 1989. L'érosion des terres noires dans la région du Buëch (Hautes-Alpes, France). Thèse de Géologie, Université Aix-Marseille III, 230 pp.
- Camuffo, D., Enzi, S., 1992. Reconstructing the climate of northern Italy from archive sources. In: Bradley, R.S., Jones, P.D. (Eds.), *Climate Since A.D. 1500*. Routledge, London, pp. 143–154.
- Chardon, M., 1992. Evolution actuelle et récente des karsts de la Vanoise Orientale. In: Bordeaux, P. (Ed.), *Livre Hommage à J. Nicod*, pp. 293–308.
- Chardon, M., 1996. La mesure de l'érosion dans le gypse anhydrite des Alpes Françaises du Nord. *Méthodes et état des connaissances*. *Revue de Géographie Alpine* 84 (2), 45–56.
- Chodzko, J., Lecompte, M., Lhénaff, R., Marre, A., 1991. Vitesse de l'érosion dans les roubines des Baronnies (Drôme). *Physio-Géo* 22/23, 21–28.
- Clément, P., 1996. Taille des épanchages torrentiels de la bordure méridionale du Dévoluy: rôle des héritages géomorphologiques. *Actes du colloque « Patrimoine et développement*, Serres, France, 19–20 avril 1996, pp. 26–40.
- Combes, F., 1981. Le barrage du Seignon, un exemple de sédimentation. *Colloque de Propriano, La Gestion Régionale Des Sédiments*, Doc. du BRGM, 101–104.
- Combes, F., 1992. Réflexions sur les problèmes d'érosion dans les Alpes de Haute-Provence. *Revue Forestière Française* 34 (1), 61–75.
- Costa de Bastelica, M., 1874. *Les Torrents, Leurs Lois, Leurs Causes, Leurs Effets. Moyens de Les Réprimer et de Les Utiliser. Leur Action Géologique Universelle*. Ed. Baudry, Paris, 279 pp.
- Delannoy, J.J.D., 1984. Le Vercors: un massif de moyenné montagne alpine. *Karstologia* 3, 34–45.
- Delibrias, G., Gabert, J., Jorda, M., 1984. Données nouvelles sur la chronostratigraphie et l'évolution paléomorphologique post-glaciaire des Alpes françaises du Sud (Moyenne Durance). *Comptes-Rendus à l'Académie des Sciences, Série II* 299, 263–266.
- Demontzey, P., 1894. *L'Extinction Des Torrents en France Par Le Reboisement* Ed. Imprimerie Nationale, Paris, 450 pp.
- De Ploey, J., 1991. Bassin-versants ravinés: analyse et prévisions selon le modèle Es. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 27, 69–76.
- Descroix, L., 1985. Contribution à l'étude de la dynamique érosive dans les Baronnies Occidentales et les Pays du Buëch Moyen: problèmes d'aménagement. Thèse de IIIème cycle de géographie, Université Lyon II, France, 260 pp.
- Descroix, L., 1991. Les transports solides dans le Béz. *Bull. Labo. Rhod. De Géom.*, Lyon, n° 27–28, pp. 55-70.
- Descroix, L., 1994. L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud. Thèse de doctorat de géographie, Université Lyon II, France, 337 pp.
- Descroix, L., 1999. L'érosion hydrique dans les Alpes; revue bibliographique des jeux de données. *European Program COST 623*, Brussels, 16–17/11/99, 28 pp.
- Descroix, L., Gautier, E., 2000. Causes and consequences of erosion decrease in French Southern Alps. *Acts of the COST 623 reunion*, Brussels (European Commission), 18–19-Nov. 1999, 7 pp.
- Descroix, L., Olivry, J.C., 2002. Spatial and temporal factors of erosion by water of black marls in the badlands of the French southern Alps. *Hydrological Sciences Journal* 47 (2), 227–242.
- Flez, C., Lahousse, P., Delsigne, F., 2001. Eléments de réflexion concernant l'impact de l'aménagement des bassins-versants sur l'activité torrentielle dans la moyenne vallée de l'Ubaye (Alpes de Haute Provence, France). *Colloque «Hydrosystèmes, paysages, territoires»*, Lille, France, Sept. 2001; acts in process; abstract p. 49 on abstract book.
- Font Tullot, I., 1988. *Historia Del Clima de España*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.

- Francou, B., 1988. L'éboulement en haute montagne (Andes et Alpes). Thèse, 2 tomes, Caen, Ed. Editec, France, 696 pp.
- Froment, A.L., 1973. Le Claps et le lac de Luc-en-Diois. Die, France, 60 pp.
- Gadoud, M., 1917. Les forêts du Haut-Dauphiné à la fin du 17^{ème} siècle et de nos jours. *Revue des Travaux de l'Institut de Géographie Alpine*, Grenoble, 1–113.
- Gautier, E., 1991. Essai d'interprétation dynamique de la phase d'accumulation holocène principale du bassin du Buëch (Alpes du Sud). *Physio-Géo.* 22–23, 29–36.
- Gautier, E., 1992. Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch. Thèse de géographie, Université Paris X, Nanterre, France, 437 pp.
- Gautier, E., 1994a. Permanence de la structure du paysage d'une commune du pays des Terres Noires de 1835 à nos jours: l'exemple de Savornon (Hautes Alpes). *Bulletin de l'Association des Géographes Français* 1, 36–51.
- Gautier, E., 1994b. Interférence des facteurs anthropiques et naturels dans le processus d'incision sur une rivière alpine-l'exemple du Buëch (Alpes du Sud). *Revue de Géographie de Lyon* 69 (1), 57–62.
- Imbeaux, M.E., 1892. La Durance, régimes, crues et inondations. *Annales des Ponts et Chaussées*, Paris, 7^{ème} série, tome 3.
- Jomelli, V., 1997. Géodynamique des dépôts d'avalanches: analyses morphométriques et sédimentologiques. Thèse Doctorat de Géographie, Université Paris 7, France, 252 pp.
- Jomelli, V., 1999. Dépôts d'avalanches dans les Alpes françaises: géométrie, sédimentologie et géodynamique depuis le Petit Âge Glaciaire. *Géographie Physique et Quaternaire* 53 (2), 199–209.
- Jorda, M., 1985. La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cahiers Ligures de Préhistoire et de Protohistoire* 2, 49–70.
- Jorda, M., 1987. Morphogénèse post-glaciaire des régions intra-alpines du Sud. Le bassin de Barcelonnette (Ubaye) du Tardiglaciaire au Subboréal. Actes du colloque international "Premières communautés paysannes en Méditerranée occidentale", Montpellier, France, pp. 61–69.
- Jorda, M., Parron, C., Provansal, M., Roux, M., 1991. Erosion et détritisme holocènes en Basse-Provence calcaire. L'impact de l'anthropisation. *Physio-Géo, Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Pierre Birot* 22–23, 37–48.
- Kosmas, C., Gerontidis, St., Marathianou, M., 2000. The effect of land use change on soils and vegetation over various lithological formations on Lesvos (Greece). *Catena* 40 (1), 51–68.
- Landon, N., Piégay, H., 1999. Mise en évidence de l'ajustement d'un lit fluvial à partir de documents d'archives: le cas de la Haute Drôme. *Revue de Géographie Alpine* 87 (3), 67–86.
- Lecompte, M., Lhénaff, R., Marre, A., 1996. Premier bilan de six années de mesure sur l'ablation dans les roubines des Baronnies méridionales (Préalpes Françaises du Sud). *Revue de Géographie Alpine* 84 (2), 11–16.
- Lenoble, F., 1923. La légende du déboisement des Alpes. *Revue de Géographie Alpine* 11, 5–116.
- Le Roy Ladurie, E., 1983. *L'Histoire du Climat Depuis L'An Mil* Ed. Flammarion, Paris, 450 pp.
- Liébault, F., Piégay, H., 2001. Assessment of channel changes due to long term bedload supply decrease: example of the Roubion river, France. *Geomorphology* 36 (3–4), 167–186.
- Liébault, F., Zahnd, E., 2001. La Restauration des Terrains en Montagne dans le Diois et les Baronnies. *Terres Voconces* 3, 27–48.
- Martin, B., Weber, D., 1996. Vitesses de déplacement des mouvements de terrain à Vars (Hautes-Alpes): le recours aux archives et à la topométrie. *Revue de Géographie Alpine* 84 (2), 57–66.
- Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M., 1996. L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du Sud contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins-versants expérimentaux de Draix, Alpes de Haute Provence, France). *Revue de Géographie Alpine* 84 (2), 17–28.
- Miramont, C., 1998. Morphogénèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la Moyenne Durance (Alpes françaises du Sud). Thèse de Doctorat de Géographie, Université Aix-Marseille I, France, 288 pp.
- Miramont, C., Edouard, J.L., Jorda, M., 1999. Etude dendrogéomorphologique d'un bassin versant des marnes noires dans les Alpes du Sud. *Etudes de Géographie Physique. Actes du Colloque «La montagne méditerranéenne: paléo-environnements, morphogénèse, aménagements»*; Aix-en-Provence, 8–10 Oct. 1998, 87–90.
- Moretti, S., Rodolfi, G., 2000. A typical "calanchi" landscape on the Eastern Apennine margin (Atri, Central Italy): geomorphological features and evolution. *Catena* 40 (2), 217–228.

- Mougin, P., 1924. La question du déboisement des Alpes. *Revue de Géographie Alpine* 12, 497–545.
- Neboit, R., 1993. L'Homme et l'érosion. Ed. Publications de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Clermont Ferrand II, vol. 17, 183 pp.
- Nogueras, P., Burjachs, F., Gallart, F., Puigdefàbregas, J., 2000. Recent gully erosion in the El Cautivo badlands (Tabernas, SE Spain). *Catena* 40 (2), 203–215.
- Olivry, J.C., Hoorelbeck, J., 1990. Erodibilité des Terres Noires de la vallée du Buëch, *Cahiers ORSTOM. Pédologie* 25 (1–2), 97–112.
- Olivry, J.C., Quelennec, R.E., Hoorelbeck, J., Bufalo, M., 1988. Erosion des Terres Noires de la vallée du Buëch (Alpes du Sud). Ed. Groupement d'études BRGM-Orstom, 361 pp.
- Pardé, M., 1925. Le régime du Rhône: étude hydrologique, Thèse, Grenoble, 2 vol., 887 + 440 pp.
- Pech, P., 1995. Mesures de l'activité morphogénique périglaciaire au plateau de Bure (Dévoluy). *Comm. Actes du Colloque du Groupement Français de Glaciologie, Univ. Savoie, Chambéry, France*, 30 pp.
- Peiry, J.L., 1988. Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intra-montagnard: l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie). Thèse de doctorat de géographie, Université Lyon III, France, 378 pp.
- Peiry, J.L., Salvador, P.G., Nouguié, F., 1994. L'incision des rivières dans les Alpes du Nord: état de la question. *Revue de Géographie de Lyon* 69 (1), 47–56.
- Pelloux, L., 1899. La Durance et ses affluents. Agriculture, industrie, alimentation. Marseille, Ruat, 205 pp.
- Périnet, F., 1982. Stations de sports d'hiver; réflexions à propos d'un accident. *Revue Forestière Française*, no. spécial 5, Restauration des Terrains en Montagne, 89–111.
- Phan, T.S.H., 1993. Propriétés physiques et caractéristiques géotechniques des terres noires du Sud-Est de la France. Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 50 pp.
- Piégay, H., Bravard, J.P., 1997. The reactions of a mediterranean riparian forest to a major hydrological event, the 1 in 400 year flood (22.09.1992) in the Ouvèze river, Drôme-Vaucluse, France. *Earth Surface, Processes and Landforms* 22 (1), 31–43.
- Piégay, H., Salvador, P.G., 1997. Contemporary floodplain forest evolution along the middle Ubaye river, Southern Alps, France. *Global Ecology and Biogeography Letters* 6, 397–406.
- Piégay, H., Salvador, P.G., Astrade, L., 2000. Réflexions relatives à la variabilité spatiale de la mosaïque fluviale à l'échelle d'un tronçon. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 44/3, 317–342.
- Revue de Géographie Alpine*, 1996. Les processus d'érosion en milieu montagnard. Bilan et méthodes; RGA Grenoble, France 84 (2) 124 pp.
- Rosique, T., 1996. Morphogénèse et évolution des paléoenvironnements alpins de la fin des Temps glaciaires au début de l'Holocène: l'exemple de la Moyenne Durance (Alpes Françaises du Sud). Thèse de Doctorat de Géographie, Université Aix-Marseille I, France, 288 pp.
- Rovera, G., 1990. Géomorphologie dynamique des versants en Moyenne Tarentaise (Savoie), Thèse d'Université., Grenoble, France, 465 pp.
- Rovera, G., 1995. La gélifraction des corniches dans l'étage infra-périglaciaire (2000–2400 m.). Le cas des quartzites de Tarentaise et des calcaires du massif de la Grande Chartreuse. *Comm. Colloque du Groupement Français de Glaciologie. Université de Savoie, Chambéry, France*, pp. 31–32.
- Salvador, P.G., 1991. Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère – bassin de Malville et ombilic de Moirans-Bas-Dauphiné. Thèse de doctorat de l'Université Lyon3, France, 498 pp.
- Schumm, S.A., 1977. *The Fluvial System*. Wiley, New York, 338 pp.
- Sclafert, T., 1926. Le Haut-Dauphiné au Moyen-Âge. Ed. Recueil Sirey, Paris, France, 765 pp.
- Sclafert, T., 1933. A propos du déboisement des Alpes du Sud. *Annales de Géographie*, Paris, France, 266–277.
- Sclafert, T., 1934. A propos du déboisement des Alpes du Sud. *Annales de Géographie*, Paris, France, 350–360.
- Sorriso-Valvo, M., Bryan, R.B., Yair, A., Iovino, F., Antronico, L., 1995. Impact of afforestation on hydrological response and sediment production in a small Calabrian catchment. *Catena* 25, 89–104.
- Surell, A., 1841. Etude sur les torrents des Alpes. Ed. Dunod, Paris, réed. 1870, 2 vol., 317, 386 pp.
- Thomes, J.B., Gilman, A., 1983. Potential and actual erosion around archaeological sites in South East Spain. In: De Ploey, J. (Ed.), *Rainfall, Simulation, Runoff and Soil Erosion*, *Catena supplement* 4. Catena Verlag Publisher, Braunschweig, pp. 91–113.

- Torri, D., Calzolari, C., Rodolfi, G., 2000. Badlands in changing environments: an introduction. *Catena* 40 (1), 119–125.
- Tricart, J., 1975. Phénomènes démesurés et régime permanent dans des bassins montagnards (Queyras et Ubaye, Alpes Françaises). *Revue de Géographie Alpine* 23, 99–114.
- Vautier, F., 2000. Dynamique géomorphologique et végétalisation des cours d'eau endigués: l'exemple de l'Isère dans le Grésivaudan. Thèse de Géographie, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 380 pp.
- Wainwright, J., 1996. Infiltration, runoff and erosion characteristics of agricultural land in extreme storm events, SE France. *Catena* 26 (1–2), 27–47.
- Wegmüller, S., 1977. Pollenanalytische Untersuchungen zur spät-und-post-glazialen Vegetationsgeschichte der französischen Alpen (Dauphiné). Thèse Université Bern, CH, 187 pp.

