

DICTIONNAIRE DE SCIENCE DU SOL

J. LOZET, Professeur honoraire à l'Institut Supérieur Industriel de HUY (Belgique) et

C. MATHIEU, Professeur de science du sol à la Faculté des Sciences Agronomiques de l'Université du Burundi

publieront en 1986 un Dictionnaire de Science du Sol contenant plus de 2000 mots concernant la pédologie générale, la minéralogie, la pétrographie, la micromorphologie, la classification française des sols, la Soil Taxonomy, la légende FAO, le projet ORSTOM, la géomorphologie, etc.

Ce dictionnaire contiendra également un glossaire anglais-français, des tableaux, des photos en couleur de sols, etc.

Les personnes intéressées par une souscription sont invitées à retourner le formulaire ci-dessous à l'une des deux adresses suivantes :

Prof. J. LOZET
rue Wauters, 77
B-5240 WANZE (Belgique)

Prof. C. MATHIEU
FACAGRO - B.P. 2940
BUJUMBURA Burundi

Dictionnaire de Science du Sol (J. LOZET et C. MATHIEU)

Mr, Mme, Mlle

Fonction

Institution

Adresse

.....

est intéressé(e) par l'ouvrage mentionné ci-dessus et désire recevoir un bulletin de souscription,

date, signature.

DICIONNAIRE DE CHIMIE DE L'EAU

L. LEBRY, Directeur des Travaux de l'Institut National de Chimie Industrielle de l'Etat (Belgique) et

G. MATHIEU, Professeur de Chimie Industrielle à l'Université de Liège

Publié en 1955 en 1000 pages, 16 francs

La chimie de l'eau est une science nouvelle, la chimie de l'eau est la chimie de l'avenir.

Le dictionnaire de chimie de l'eau est le premier ouvrage de ce genre en français.

Les professeurs de chimie de l'eau et les chimistes de l'eau trouveront dans ce dictionnaire

les définitions et les renseignements nécessaires à leur travail.

Prof. Dr LEBRY
rue Wauters, 15
S-1000 Bruxelles

Prof. Dr MATHIEU
rue de l'Université, 1
S-1000 Bruxelles

Publication de la Société de Chimie Industrielle de l'Etat

Dr. P. LEBRY, Directeur des Travaux de l'Institut National de Chimie Industrielle de l'Etat

Fondation de la Société de Chimie Industrielle de l'Etat

Adresse : 1000 Bruxelles

Le dictionnaire de chimie de l'eau est un ouvrage de référence pour tous les chimistes de l'eau.

est intéressé par cet ouvrage, il peut s'adresser à l'Institut National de Chimie Industrielle de l'Etat

à l'adresse indiquée ci-dessus.

PEDOLOGIE

Edité avec l'aide financière de la Fondation Universitaire
et du Ministère de l'Education nationale et de la
Culture française et du Ministère de l'Education nationale
et de la Culture néerlandaise

Uitgegeven met de financiële steun van de Universitaire
Stichting en van het Ministerie van Nationale Opvoeding
en Nederlandse Cultuur en van het Ministerie
van Nationale Opvoeding en Franse Cultuur

Bulletin de la
Société Belge de Pédologie

Bulletin van de
Belgische Bodemkundige Vereniging

1984

XXXIV-3

Comité de rédaction

Redactiecomité

Editorial Board

P. Bullock (Rothamsted, U.K.), J. D'Hoore (Leuven, België),
R. Dudal (Leuven, België), R. Frankart (Louvain-la-Neuve,
Belgique), M. Girard (Grignon, France), G. Hanotiaux (Gembloux,
Belgique), M. H. B. Hayes (Birmingham, U.K.), A. Herbillon
(Louvain-la-Neuve, Belgique), U. Schwertmann (Munchen,
BRD), C. Sys (Gent, België), M. Van Ruymbeke (Gent, België).

Chief Editor : W. Verheye (Gent, België).

SOCIETE BELGE DE PEDOLOGIE

Sécretariat : Institut Géologique, Krijgslaan 281, B-9000 Gand

Compte de chèques postaux : 000-0566241-52 : Société Belge de Pé-
dologie, Institut Géologique, Krijgslaan
281, B-9000 Gand.

Prix d'abonnement par an pour le revue PEDOLOGIE : 600 FB

BELGISCHE BODEMKUNDIGE VERENIGING

Secretariaat : Geologisch Instituut, Krijgslaan 281, B-9000 Gent.

Postrekening : 000-566241-52 : Belgische Bodemkundige Vereniging,
Geologisch Instituut, Krijgslaan 281, B-9000 Gent.

Abonnementsprijs per jaar voor het tijdschrift PEDOLOGIE : 600 BF

PEDOLOGIE, XXXIV-3, p. 235-255, 8 tab., 4 fig., Ghent 1984

LOSSES OF NITRATE NITROGEN IN SANDY AND CLAYEY SOILS

1. Leaching of $\text{NO}_3^- \text{N}$ to the subsoil; hints to chemical $\text{NO}_3^- \text{N}$ reduction; $\text{NO}_3^- \text{N}$ losses by artificial drainage

L. VERDEGEM
L. BAERT

Research project supported by I.W.O.N.L. (Institute for encouraging Scientific Research in Industry and Agriculture, Brussels).

Abstract

Soil water sampling and redox potential measurement at different depths and at regular time intervals on four experimental fields provided a better insight in the $\text{NO}_3^- \text{N}$ behaviour in sandy and clayey soils. Under normal agricultural practices $\text{NO}_3^- \text{N}$ is lost mainly by leaching and denitrification. These losses are strongly influenced by the weather conditions, the N doses and the period of application.

Leaching losses are divided into losses by deep percolation and discharges via artificial drains and ditches. Deep leaching $\text{NO}_3^- \text{N}$ may be denitrified, depending on the texture and composition of the subsoil.

Losses via artificial drainage are influenced by texture, drain depth and drain intensity and result in a direct $\text{NO}_3^- \text{N}$ enrichment of the surface waters.

Biological denitrification may be important in the root zone, particularly during spring and late summer, if specific conditions of soil temperature and moisture coincide.

Key words

Leaching, denitrification, redox potential, drain discharge.

L. Verdegem and L. Baert - Faculty of Agriculture, University of Ghent, Coupure Links 653, 9000 Ghent, Belgium.

1. INTRODUCTION

In 1979 a research project was started in order to determine the losses of the most important soluble macro-nutrients out of soil profiles under normal agricultural conditions. Special attention was thereby focussed on nitrate nitrogen. Since the beginning of the energy crisis the cost of N fertilizers has increased tremendously. Meanwhile, agricultural practice has been directed towards plant varieties with higher yield capacity and yet higher N demands.

This paradoxical situation made the nitrogen policy to be one of the most important in modern farming : the goal in achieving a high accuracy concerning dosage and period of N application in order to minimize losses has become an economical necessity. Moreover, such practice should coincide with the growing concern of public opinion in the environmental quality.

The first results of this study have already been published by Verdegem et al. (1981).

2. MATERIALS AND METHODS

All experiments were carried out under normal arable farming on four experimental fields in Belgium : a wet sandy soil in St. Laureins (SL), a rather dry sandy soil in Evergem (E), a shallow and a deep polder clay soil in Watervliet (WA1, WA2). All these fields have one common characteristic : the occurrence of a shallow groundwater table (GWT) during winter and springtime. Some important information about these fields is given in table 1. The groundwater table fluctuations for the period 1981-1983 are depicted in figure 1.

NO_3^- losses may occur by leaching to the subsoil, by discharging via artificial drains or by denitrification. In order to follow each of these pathways, the soil water was sampled every fortnight at several depths : 0.5m, 1.0m, 1.5m, 2.0m, 3.0m and 4.0m depth for St. Laureins and Evergem and 0.5m, 1.0m, 1.5m and 2.0m depth for Watervliet. Redox potentials were measured in steps of 10cm to a depth of 140cm in SL, 240cm in E and 195cm in WA1 and WA2. Fluctuations of the groundwater table were measured simultaneously.

Moreover the NO_3^- concentration was determined in drainwater samples of WA1 and WA2. In order to estimate the amount of water discharging from a field via artificial drainage, a flow meter was connected to the outlet of a primary drain of WA2, responsible for the discharge of an area of 2 ha. This flow meter (figure 2) had a maximum capacity of 40 m³/ha, a minimal operation scale of 2 l/h and an accuracy of 10 l. The water meter was built in a gas-heated PVC cylinder in order to prevent it from freezing. A detailed description of the sampling procedure, measurement and analysis techniques was given by Verdegem et al. (1981).

Table 1.

Soil characteristics and land use of the experimental fields.

Location - Soil type according to the Belgian Classification system	pH _{H₂O}	%C	Drainage conditions	Rooting depth	Land-use	N-fertilizations
St.-Laureins (SL) (I)Zdh - Pleistocene sand over alluvial sandy loam at ± 75cm; Postpodzol.	0-20cm : 5.9 20-40cm : 5.8 40-60cm : 5.6	0-20cm : 1.38 20-40cm : 1.16 40-60cm : 0.64	imperfect	50-60cm	1981 Maize (Fronica) 1982 Maize (Fronica) It.Reygrass (Lemtal) 1983 It.Reygrass (Lemtal)	28/2/81 56000l slurry/ha 4/81 400kg NH ₄ NO ₃ 26%/ha 2/82 28000l slurry/ha 4/82 400kg NH ₄ NO ₃ 26%/ha 3/83 400kg NH ₄ NO ₃ 26%/ha 5/83 400kg NH ₄ NO ₃ 26%/ha 7/83 400kg NH ₄ NO ₃ 26%/ha 12/83 50000l slurry/ha
Evergem (E) Zchy - Pleistocene sand over loamy sand at ± 75cm; Post-podzol	0-25cm : 6.6 25-50cm : 6.5 50-75cm : 6.5	0-25cm : 1.29 25-50cm : 0.46 50-75cm : 0.14	moderately well	± 70cm	1981 Winter barley (Mammut) Turnips 1982 Maize (Gavroche) Feed rye 1983 Maize (Gavroche) Feed rye	1/9/80 42000l slurry/ha 2/3/81 335kg NH ₄ NO ₃ 26%/ha 19/7/83 15000l slurry/ha 2/82 25000l slurry/ha 4/82 600kg NH ₄ NO ₃ 26%/ha 10/82 45000l slurry/ha 5/83 650kg NH ₄ NO ₃ 26%/ha 5/83 48000l slurry/ha 9/82 70000l slurry/ha
Watervliet - field 1 (WA1) sEdp - alluvial (heavy) clay over a clay-sand complex at ± 50cm depth; recent soil without prominent profile development.	0-25cm : 8.3 25-50cm : 8.3 50-75cm : 8.4	0-40cm : 1.0 40-60cm : 0.95	moderately well drained (artificial drains at 60cm with an interspace of ± 20m).	± 85cm	1981 Sugarbeets (Arigo-mono) 1982 Winter wheat (Armindia) 1983 Potatoes (Bintje)	14/4/81 170kg N/ha 22/2/82 75kg N/ha 15/4/82 65kg N/ha 5/83 280kg N/ha
Watervliet - field 2 (WA2) Udp - alluvial heavy clay (layer of 1.5m) over a sand-peat complex; recent soil without prominent profile development.	0-25cm : 8.3 25-50cm : 8.3 50-75cm : 8.5	0-30cm : 0.89 30-75cm : 0.84	moderately well drained (artificial drains at 90 à 100cm with an interspace of 10m).	75-100cm	1981 Potatoes (Bintje) 1982 Winter wheat (Oreti) 1983 Sugarbeets (Monohil)	15/4/81 260kg N/ha 15/1/82 110kg N/ha 3/83 620kg NH ₄ NO ₃ 26%/ha

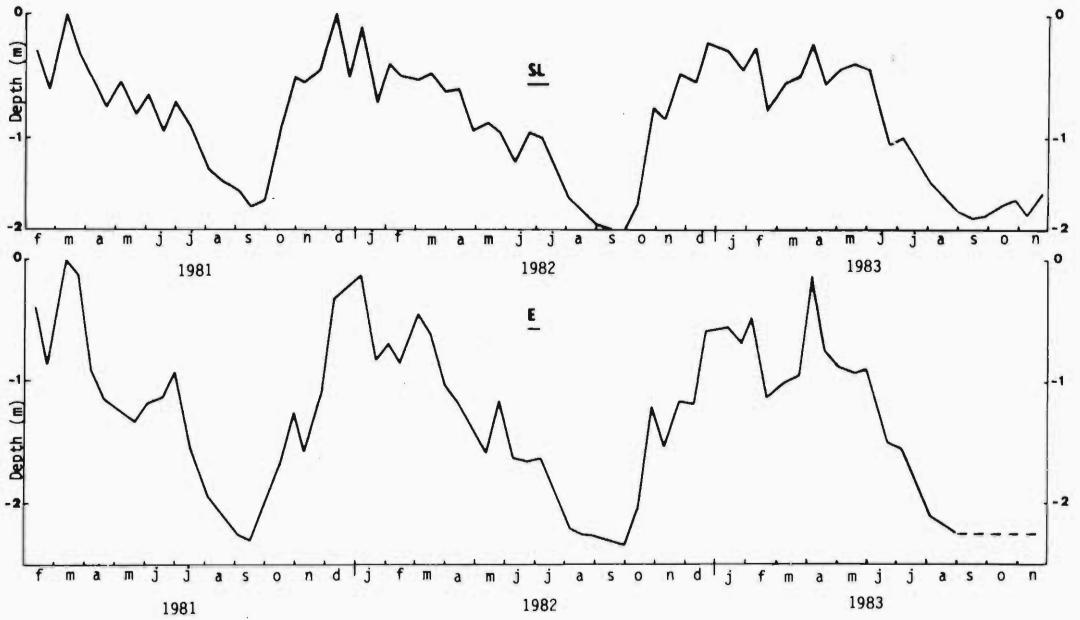


Figure 1a.
Groundwaternable fluctuations at SL and E.

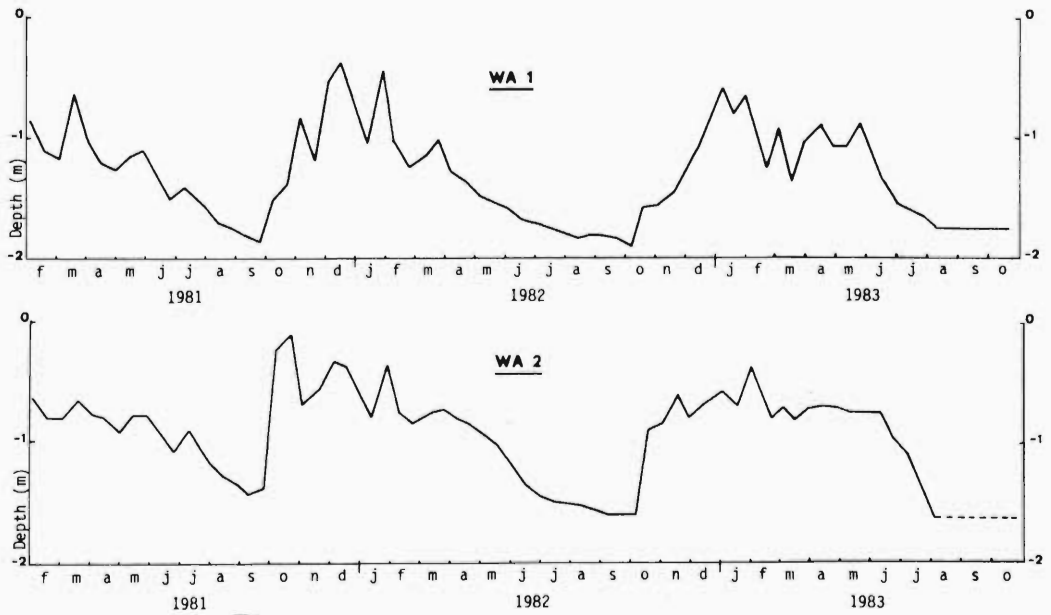


Figure 1b.
Groundwaternable fluctuations at WA1 and WA2.

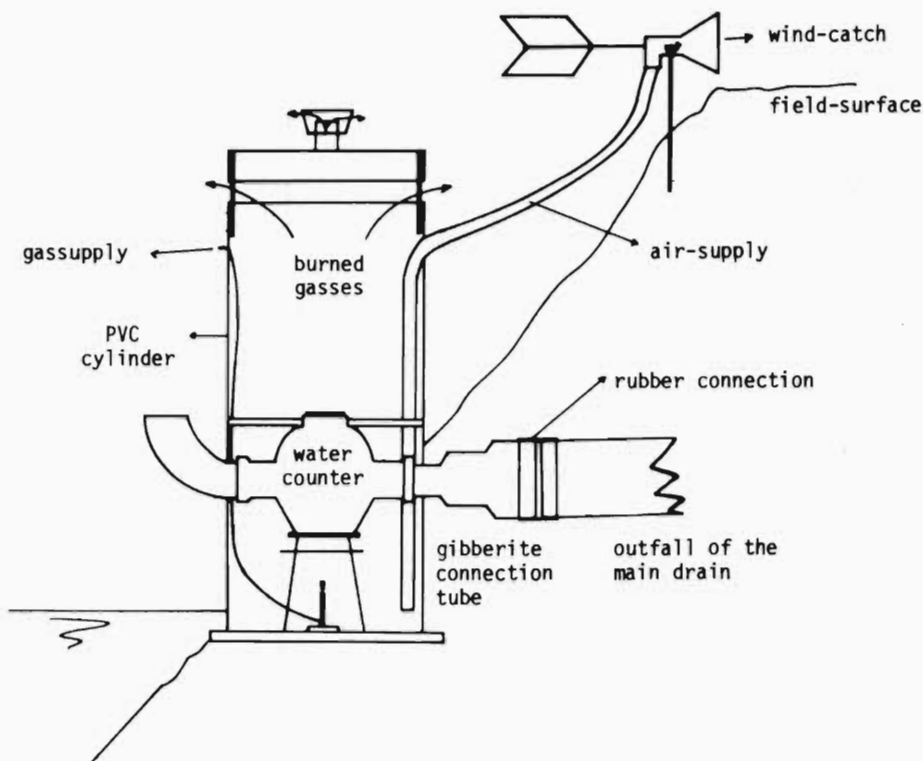


Fig. 2. Schematic representation of the 'volume-counter' used at WA2.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Migration of $\text{NO}_3^- \text{N}$ from the root zone to the permanently saturated zone.

From the results obtained for SL, WA1 and WA2 between 1979 and 1981 (Verdegem et al., 1981) it could be concluded that the migration of $\text{NO}_3^- \text{N}$ between the root zone and the permanently saturated zone is influenced by :

- | | | |
|---|---|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. the drainage intensity, 2. the depth of N uptake by plants, 3. the presence of reduced sites (possible denitrification), 4. the general water status of the profile, 5. the amplitude of the groundwater fluctuations, 6. the weather conditions. | } | <p>factors depending on profile texture and/or structure.</p> <p>factors depending on the topographic position and on whether or not there is an organized drainage system.</p> |
|---|---|---|

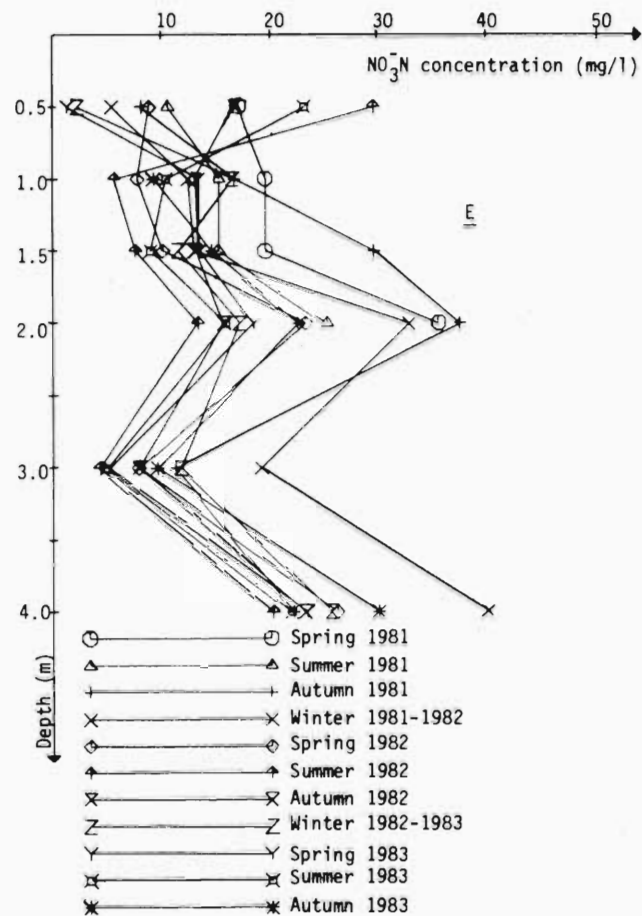
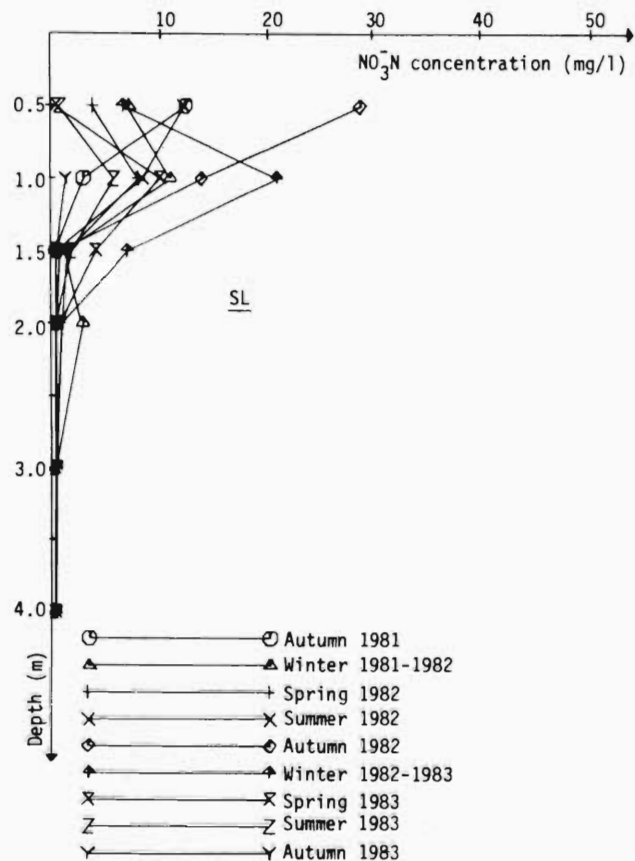


Fig. 3a.

Seasonal fluctuations of the NO₃⁻N concentration in the soilwater of SL and E.

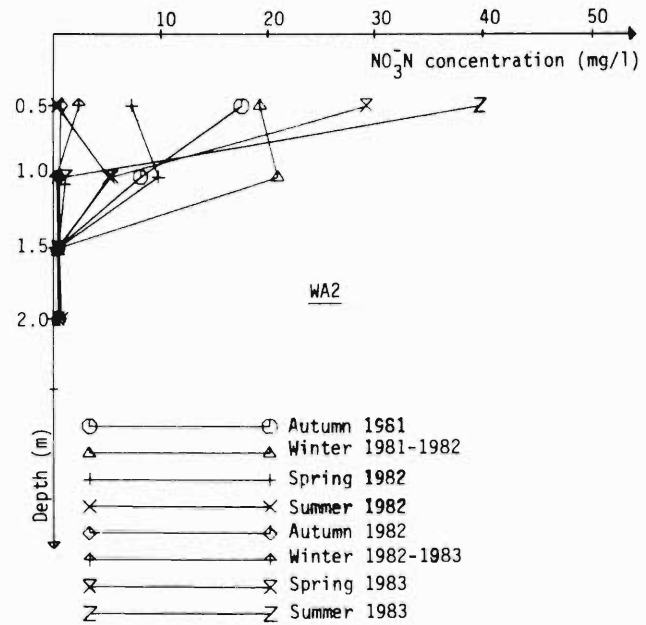
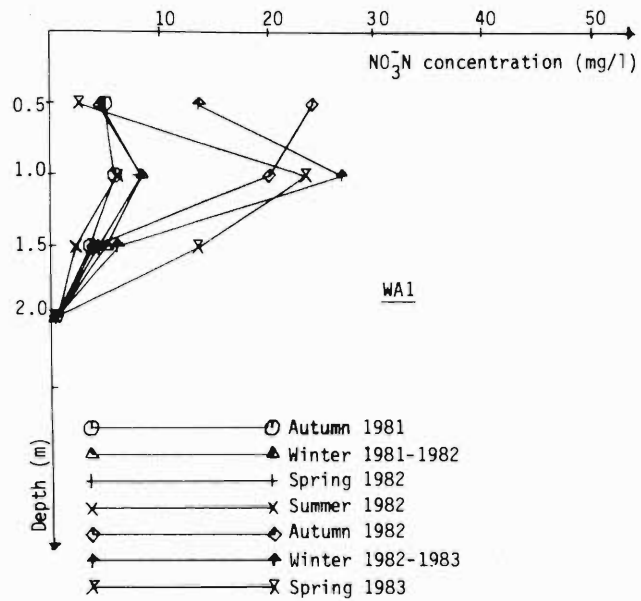


Fig. 3b.

Seasonal fluctuations of the NO₃⁻N concentration in the soilwater of WA1 and WA2.

Moreover, it was observed that $\text{NO}_3^- \text{N}$ attending the reduced sub-soil disappeared slowly by denitrification; but no answer could however be given about the pathway, whether chemical or biological, which was followed by this process. Relying on the former experiments, the present results were depicted in figure 3, showing the seasonal variation of the $\text{NO}_3^- \text{N}$ concentration for the different fields and the different sampling depths during the period 1981-1983.

The $\text{NO}_3^- \text{N}$ concentrations at 0.5 and 1.0m depth were of the same order of magnitude for the 4 fields, with minima of a few mg $\text{NO}_3^- \text{N/l}$ and maxima between 30 and 40 mg $\text{NO}_3^- \text{N/l}$. In Evergem (E) the maxima (at 0.5m) were registered during the summer 1982 and in St. Laureins (SL) and Watervliet (WA1) this was done during the autumn 1982; those values were definitely higher than during the corresponding seasons of 1981.

These differences could be due to the rainfall conditions (table 2). In fact a rather wet springtime and a somewhat more equally distributed rainfall in 1981 were followed by a gradual dilution and migration of the $\text{NO}_3^- \text{N}$ in the upper profile layers. The drier spring of 1982 however, followed by a summer with a wetter period in June and August (as compared to 1981) resulted in a bulk displacement of $\text{NO}_3^- \text{N}$. This $\text{NO}_3^- \text{N}$ bulk was observed somewhat earlier in Evergem than in St. Laureins and in the first plot (WA1) of Watervliet, due to the coarser texture and the higher water potential gradients (deeper groundwater table). Moreover the autumn of 1982 was much drier than the autumn of 1981, supporting a continued gradual bulk displacement of the $\text{NO}_3^- \text{N}$ in 1982.

A wet winter period '82-'83 and a very wet spring '83 resulted in an important $\text{NO}_3^- \text{N}$ leaching which was illustrated by the strongly diminished N contents at 0.5m and by the increasing and afterwards decreasing N contents at 1.0m depth. The very low contents observed at St. Laureins during the spring and the summer '83 could be explained partly by the fact that ryegrass is an 'early grower', so that leaching losses remained relatively small under the grass cover, but also partly by biological denitrification losses as argued later on.

For the second plot (WA2) in Watervliet, the situation was nearly the opposite of what was observed at site WA1, at least for 0.5 and 1.0m depth. The higher N contents in the autumn of 1981 coincided with the high N fertilization on the shallow rooting potatoes, while the low contents in het autumn 1982 could be explained by the (rather) low N fertilization of the winter wheat (110 kg N/ha). During spring and summer '83 the $\text{NO}_3^- \text{N}$ concentration at 0.5 and 1.0m increased obviously, due to the early nitrogen fertilization (February) of the sugarbeet field and because of the high rainfall, which made that the sugarbeets could not be sown before May.

Table 2.

Rainfall data. The data of Balgerhoeke, Ertvelde, Eeklo and Zelzate were registered by the Royal Meteorological Institute, Brussels. The data of Watervliet are own measurements.

Location Year- Month	Ertvel- de	Balger- hoeke	Eeklo	Zelzate	Sampling dates	Water- vliet
'81 January	90.5	89.4				
February	34.7	32.3				
March	90.1	102.1				
April	34.6	48.2				
May	91.7	94.9				
June	64.7	83.6				
July	30.7	23.5				
August	37.1	28.9				
September	41.4	65.5				
October	113.8	190.7				
November	72.1	70.9				
December	123.8	135.7				
'82 January	52.4	54.7				
February	13.2	17.0			23/2 - 3/3	26.0
March	54.9	61.4			3/3 - 6/4	64.4
April	22.9	22.2			6/4 - 5/5	38.7
May	54.0	63.8			5/5 - 2/6	55.8
June	110.4	94.3			2/6 - 30/6	76.2
July	17.6	20.7			30/6 - 11/8	36.3
August	63.6	53.9			11/8 - 8/9	53.2
September	36.4	44.5			8/9 - 6/10	47.0
October	171.5	140.7			6/10 - 3/11	150.6
November	48.1	52.0			3/11 - 30/11	63.4
December	83.0	87.2			30/11 - 5/11	134.8
'83 January		83.7	63.6	79.1	5/1 - 1/2	77.3
February		43.1	43.6	44.2	1/2 - 2/3	51.7
March		50.2	50.6	58.4	2/3 - 29/3	53.9
April		96.4	89.9	100.2	29/3 - 27/4	61.7
May		100.1	90.9	106.0	27/4 - 25/5	100.1
June		50.4	23.8	51.7	25/5 - 6/7	64.4
July		31.4	50.6	65.9	6/7 - 3/8	41.0
August		41.5	27.7	15.0	3/8 - 31/8	3.5
September		85.9	83.7	69.6	31/8 - 28/9	74.6
October		55.5	58.8	46.4	28/9 - 26/10	50.7
November		65.2	65.5	55.7	26/10 - 23/11	11.3
December		57.6	58.2	49.1	23/11 - 20/12	79.6
'84 January		131.6	143.4	148.3	20/12 - 1/2	117.0
February					1/2 - 7/3	95.2

Referring again to figure 3, a gradual downward displacement of the NO_3^- -N peaks, measured at 0.5 and 1.0m depth, could be observed. In St. Laureins and Watervliet those peaks seemed to 'dissolve' gradually while moving deeper in the profile, and finally disappeared totally. This so called 'dissolution' should be considered as loss by denitrification (see section 3.2.). In the profile of Evergem on the contrary, the leaching NO_3^- -N seemed to replenish a subsoil stock resulting in high mean NO_3^- -N contents at 2.0, 3.0 and 4.0m. Obviously, no denitrification occurred in this profile.

3.2. Redox potentials and $\text{Cl}^-/\text{NO}_3^-$ -N ratios : hints to a denitrification process

The differences in the NO_3^- -N behaviour in the Evergem profile in comparison to those of plots SL, WA1 and WA2 could be better understood by interpreting redox potential measurements and $\text{Cl}^-/\text{NO}_3^-$ -N ratios. In SL, WA1 and WA2 the 'redox profile' (table 3) was characterized by an important jump from positive to negative values at a more or less constant depth. Beyond this depth the profile was permanently reduced and permanently saturated (cfr. figure 1). In this reduced zone the conditions were definitely favorable for denitrification (Verdegem et al., 1981). In Evergem on the contrary, no reducing conditions were observed at any time or depth (table 3), although the profile was permanently water-saturated from 2.25m onwards. Moreover, NO_3^- -N contents in the soil water were high between 2.0 and 4.0m depth. Consequently it could be assumed that denitrification as an 'overall' process was impossible in this profile, at least within the upper 4 meter. Yet, this situation did not exclude eventual denitrification on microscale in reduced soil pockets, but the latter process could only be responsible for minor NO_3^- -N losses.

The seasonal mean redox values for the spring '83 in St. Laureins, as well as some singular measurements in plots SL, WA1 and WA2 in September '83 (table 3) were obviously exceptional. During spring '83 the reducing circumstances in the soil zone between 40-70cm depth of the poorly drained profile in St. Laureins were created by the extremely high rainfall at a moment that soil temperatures became favorable for microbial life (table 4). Some heavy rainfall in September '83 (table 2), after an extremely dry month of August, caused a tremendous microbial boom. Oxygen was consumed faster than it could diffuse through the wet arable layer, hence creating reducing conditions in nearly the whole profile of SL, WA1 and WA2. In both instances biological denitrification in the upper layers may have been important.

Another argument supporting the idea of denitrification of leaching NO_3^- -N was provided by the $\text{Cl}^-/\text{NO}_3^-$ -N ratios. As Cl^- can be considered as an inert ion, its concentration distribution in the profile

Table 3.

Redox-potential measurements on the experimental fields. Seasonal mean values in mV.

Field	St. Laureins										Evergem										
	Season	Au-tumn	Win-ter	Spring	Sum-mer	Au-tumn	Win-ter	Spring	Sum-mer	Au-tumn	14/9/	Sum-mer	Au-tumn	Win-ter	Spring	Sum-mer	Au-tumn	Win-ter	Spring	Sum-mer	Au-tumn
Depth (cm)	'81	'81-'82	'82	'82	'82	'82-'83	'83	'83	'83	'83	'81	'81	'81-'82	'82	'82	'82	'82-'83	'83	'83	'83	'83
0	647	500	528	690	338	453	223	-	-	-	420	548	568	583	389	496	636	659	471	380	
10	612	415	457	667	644	524	626	643	446	190	330	543	427	382	320	415	598	633	475	350	
20	660	545	654	666	764	550	670	763	707	565	295	382	437	358	273	324	435	437	294	297	
30	678	608	685	730	709	504	610	724	701	495	280	338	404	359	308	467	616	529	467	373	
40	708	611	733	747	783	485	216	698	728	605	370	467	451	381	336	534	642	526	452	355	
50	718	663	742	737	734	614	302	718	683	495	370	467	451	381	336	534	642	526	452	355	
60	710	675	730	708	720	672	-55	558	651	495	303	383	374	393	568	484	465	472	531	409	
70	679	679	713	693	690	729	93	548	649	455	225	279	308	320	276	262	191	98	335	282	
80	664	633	663	703	678	677	170	542	617	495	200	245	314	344	298	245	243	12	398	350	
90	709	654	693	695	709	652	343	588	626	435	355	463	466	363	432	601	384	187	494	404	
100	481	277	366	533	643	542	396	574	644	505	288	315	365	363	310	310	313	364	398	346	
110	-69	43	-97	-14	54	-243	-248	-8	64	205	263	161	332	331	274	250	321	342	354	296	
120	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	368	298	356	404	371	419	444	408	466	167	
130	-215	-122	-245	-223	-240	-253	-275	-137	51	-5	425	293	339	390	501	466	491	422	500	470	
140	-192	-102	-224	-215	-235	-230	-264	-233	-260	-205	283	233	303	373	398	368	408	423	463	357	
150											248	258	275	305	325	262	317	340	334	274	
160											320	312	356	338	468	454	500	451	488	389	
170											238	237	245	245	278	227	243	284	268	271	
180											290	232	271	248	458	448	408	465	467	438	
190											240	253	286	263	364	302	296	338	351	316	
200											280	294	306	268	267	261	268	290	298	267	
210											375	359	396	315	364	358	355	368	360	414	
220											328	338	389	332	293	304	349	357	325	271	
230											335	313	316	307	303	300	323	343	264	241	
240											313	347	368	302	274	290	360	368	313	250	
GWT(cm)	-79	-44	-86	-141	-98	-43	-44	-134	-147	-165	-228	-132	-59	-132	-205	-157	-73	-76	-190	>-210	

Field	Watervliet (WA1)										Watervliet (WA2)									
Season Depth (cm)	Au- tumn '81	Win- ter '81- '82	Spring '82	Sum- mer '82	Au- tumn '82	Win- ter '82 '83	Spring '83	Sum- mer '83	Au- tumn '83	21/ 9/ 83/	Au- tumn '81	Win- ter '81- '82	Spring '82	Sum- mer '82	Au- tumn '82	Win- ter '82- '83	Spring '83	Sum- mer '83	Au- tumn '83	14/ 9/ 83/
25	320	288	357	310	360	312	367	315	305	85	236	286	340	382	376	334	363	294	346	-10
35	337	331	-	-	356	346	420	380	373	170	244	294	391	450	394	307	322	228	354	-115
45	239	241	261	267	444	440	436	414	435	195	215	257	303	383	389	297	321	238	290	-165
55	326	261	334	263	218	275	310	264	255	-20	232	322	485	544	506	347	455	409	533	-205
65	407	488	528	423	454	492	553	599	632	385	237	325	422	464	413	370	440	387	309	-30
75	257	257	373	343	266	279	312	261	273	20	240	347	297	332	341	327	388	319	300	-75
85	303	374	345	300	306	297	385	238	295	10	106	205	388	448	527	489	404	450	408	-5
95	295	267	344	356	354	311	334	310	322	95	207	176	269	337	376	302	264	315	300	-70
105	281	327	461	404	374	268	347	316	322	35	184	204	208	310	297	200	116	372	529	5
115	311	303	359	330	329	394	379	315	338	100	209	210	248	304	291	233	246	292	303	5
125	269	245	278	293	357	416	389	343	328	50	190	183	235	294	271	209	204	270	305	25
135	217	188	250	250	241	258	234	225	258	20	-31	135	113	305	294	192	183	271	340	395
145	222	212	231	228	208	206	213	147	233	-60	-11	13	79	58	88	131	61	-59	-33	-55
155	205	85	150	231	202	191	169	153	242	-20	-69	-114	-164	-149	-119	-136	-166	-179	-144	45
165	143	128	141	94	114	171	188	138	173	-95	-115	-114	-119	-68	-47	-66	-119	-123	-	10
175	203	171	239	96	123	183	280	248	242	15	-114	-117	-144	-152	-164	-186	-209	-184	-160	-165
185	83	-91	-110	-167	-165	-151	-213	-258	-123	-455	-74	-53	-84	-86	-126	-117	-126	-177	-135	-230
195	-132	-129	-151	-155	-159	-31	-174	-194	41.7	-200	-59	-24	-23	-33	-85	-88	-126	-167	-94	-195
GWT(cm)	-96	-97	-142	-178	-152	-92	-105	-171	-180	-175	-38	-70	-99	-160	-100	-67	-73	-135	>-150	>-150

Table 4.

Soil temperatures during spring '83 in St. Laureins (°C).

Date	23/3/83	6/4/83	19/4/83	4/5/83	18/5/83	1/6/83
Depth (cm)						
1	5.7	6.1	9.6	10.5	12.0	19.4
10	5.7	6.0	9.7	9.5	9.8	14.7
20	6.0	6.0	9.7	9.5	9.9	13.8
30	6.5	6.2	9.5	9.8	10.1	13.5
40	6.7	6.3	9.3	9.9	10.2	13.0
50	6.8	6.3	9.0	9.9	10.2	12.4
60	6.9	6.3	8.6	9.9	10.0	12.0
70	6.9	6.3	8.3	9.8	9.9	11.6

is only depending on texture, hydraulic conditions and input through fertilization. Besides, rainfall constitutes a continuous source of Cl^- supply, responsible for about $50\text{kg Cl}^-\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Verdegem et al., 1981). Slurry dressing and potassium fertilizers, mainly KCl 40% or 60%, have also an impact.

In table 5 a survey is given of the $\text{Cl}^-/\text{NO}_3^-$ ratios for the different fields, seasons and observation depths. The horizontal line in between the data forms the boundary for the 'bottom depth' beyond which total denitrification occurs. The ratios could vary definitely in the upper zone as a result of its fluctuating NO_3^- content, affected by plant and microbial activity. The latter could include biological denitrification.

Again, the profile of Evergem behaved totally different as compared to the other fields : no significant change in the $\text{Cl}^-/\text{NO}_3^-$ ratio could be observed at any depth or time.

As a result of these observations, it could be concluded that reducing subsoil conditions were not necessarily associated with a permanent saturation, until now a common assumption in soil science. Other factors may have interfered, such as those attributable to the mineralogy of the soil material. Indeed, in spite of a permanent water saturation of the Evergem profile from 2.25m onwards, an important NO_3^- bulk was observed beyond this boundary. Moreover, the redox measurements, as well as the colour of the subsoil material which varied over yellow-brown hues, did not point to an environment which was favorable for denitrification.

Another common assumption was that denitrification in deep soil layers could only take place through microbiological means. According to this opinion, micro-organisms, organic matter and NO_3^- are leached with drainage water. Once the microbes arrive in the permanently saturated zone, the O_2 in solution is rapidly consumed. In

Table 5.
Seasonal mean $\text{Cl}^-/\text{NO}_3^- \text{N}$ ratios on the experimental fields.

Field	St. Laureins								Evergem							
	spring '81	summer '81	autumn '81	winter '81	spring '82	summer '82	autumn '82	winter '82	spring '81	summer '81	autumn '81	winter '81	spring '82	summer '82	autumn '82	winter '82
0.5	59.1	19.0	1.9	2.4	4.6	2.6	1.6	2.6	0.6	0.9	-	1.8	2.2	2.3	8.9	14.2
1.0	13.9	62.6	10.5	2.9	3.2	3.4	2.3	1.5	1.0	1.3	1.2	1.1	1.6	1.9	2.6	3.9
1.5	11.2	135.7	145.1	34.4	26.6	84.7	50.1	5.3	1.0	1.3	0.7	1.3	1.4	1.5	2.7	3.8
2.0	32.9	159.6	164.8	17.0	43.2	99.3	109.1	60.5	1.0	1.5	1.0	1.0	1.2	1.5	1.1	0.9
3.0	195.8	202.5	187.1	131.8	117.0	91.9	90.9	118.8	-	17.5	2.1	1.1	2.1	3.1	2.2	1.5
4.0	340.5	404.4	329.1	279.7	260.0	267.0	275.4	271.7	-	5.4	3.3	1.8	2.5	3.2	2.7	2.3
Field	Watervliet (WA1)								Watervliet (WA2)							
0.5	4.0	5.8	15.7	11.8	16.4	2.0	2.2	2.7	3.6	3.3	4.3	2.3	3.4	26.6	43.0	11.3
1.0	17.1	13.6	5.7	9.5	8.5	13.0	2.8	0.9	72.5	128.9	7.4	3.4	5.5	7.9	85.6	100.2
1.5	10.7	13.8	11.1	5.0	8.0	17.4	11.8	8.0	220.6	200.1	199.5	141.3	130.9	109.4	111.0	113.5
2.0	270.6	463.2	408.5	329.9	259.2	211.1	188.1	184.2	210.1	150.8	183.7	210.6	158.4	114.9	139.2	158.5

this way facultative anaerobes gain access to other electron acceptors such as $\text{NO}_3^- \text{N}$. Following this theory, the chances of meeting denitrification should have been higher in the Evergem soil than in the other fields, due to the coarser texture (enhancing water transport), the humiferous topsoil and the heavy slurry dressings.

In table 6 the carbon contents of soil and water of the 4 fields have been given. The higher C contents for the subsoil samples of SL, WA1 and WA2, as compared to E, resulted from native sources, the former fields bearing some fossile peat material in the subsoil. It seemed unlikely however that such material had an influence on the denitrification process (Verdegem & Baert, 1985).

Table 6.

Organic carbon content of soil and water samples of the four experimental fields.

depth (m) field	Water samples (contents in mg C/l)						Soil samples (contents in % C)			
	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	0,5	1,0	1,5	2,0
SL 12	8,5	0,8	1,5	4,7	3,3	4,8	0,75	0,18	1,13	1,66
E 1	11,4	2,9	3,8	5,1	5,5	3,0	0,13	0,04	0,02	0,01
WA 1	12,2	4,7	6,0	4,7	-	-	0,38	0,14	0,20	0,62
WA 2	10,5	3,2	8,7	30,3	-	-	0,55	0,35	0,93	0,89

The foregoing considerations suggest that denitrification in deep soil layers is proceeding chemically in response to the mineralogical properties of the profile. In fact, the soils of Watervliet and St. Laureins, the latter from 75cm onwards, are (recent) marine deposits; consequently, their mineralogical constituents are much richer than those of the older sandy aeolian deposits of Evergem. Moreover, the material of the Evergem soil may already have been weathered to some degree at the moment of or subsequent to its deposition.

Primary minerals formed under reducing circumstances, as e.g. marine alluvia, release reduced components such as Fe^{2+} on weathering, and may therefore explain the presence of a permanently reduced zone. Oxidized chemicals, such as $\text{NO}_3^- \text{N}$, infiltrating in this zone, will be reduced following the chemical pathway of denitrification.

The possibility of a chemical $\text{NO}_3^- \text{N}$ reduction in reduced subsoils was already suggested by Lind and Pedersen (1976 a and 1976 b) and by Pedersen and Lind (1976 a and 1976 b). Their experiments were indicative indeed, but did not permit decisive conclusions about the

impact and the kinetics of chemical NO_3^- N reduction. In order to elaborate the background of permanently reduced soil layers in a detailed way, as well as the process of chemical NO_3^- N reduction, it seemed therefore necessary to make a thorough study of the chemistry of the soil solution and to carry out supplementary experiments confirming the idea of chemical NO_3^- N reduction in a soil environment. The results of this study are reported in Verdegem and Baert (1985).

3.3. Losses of NO_3^- N through drains and ditches and estimation of total leaching losses of NO_3^- N

The foregoing discussion might give the impression that denitrification is the only fate of leaching NO_3^- N in the profiles WA1 and WA2. Yet, there is also the possibility of losses through artificial drains, resulting in a direct enrichment of the surface waters.

In order to evaluate these losses, drain water was sampled frequently on sites WA1 and WA2, from the beginning of 1982 onwards. The NO_3^- N contents in the drain water (table 7) were influenced by the nature and intensity of fertilization, by former crops and by rainfall.

This influence is very obvious for plot WA1 during the winter '83-'84. The very high NO_3^- N content in the drain water of this field were a result of :

1. the high N fertilization of the potatoes in 1983;
2. a lower yield of those potatoes due to late planting and an extremely dry summer;
3. the heavy rainfall between mid-January and mid-February 1984 (165mm).

Besides the NO_3^- N content, it is also very important to know the total amount of drain water discharging from the field. Therefore a flow meter, as described in figure 2, was installed. The cumulative amount of drain water, measured at a main drain of site WA2, is depicted for the period February '82-March '84 in figure 4. Between April and October '82, and between June '83 and January '84 the drain did not leak, meaning that the profile stayed below field capacity. Between September '82 and June '83 total rainfall was 835 mm (table 2), inducing an artificial drainage of 235mm. Between September '83 and March '84 the rainfall reached 427mm, and the artificial drainage observed was of the order of 120mm.

Considering total drainage, one has to take into account the water percolation in between the drains, as well as the water diffusion through the ditch walls surrounding the field. The former is to a high degree depending on the texture of the profile, as well as on the drain depth and the drain intensity. For the field of interest (WA2) total water loss should probably be estimated at about one and a

Table 7.

Mean $\text{NO}_3^- \text{N}$ contents (mg/l) in the drain water of WA1 and WA2 soils.

Dates Field	1981			1982										1983		
	19/11	02/12	16/12	27/1	10/2	16/2	10/3	24/3	19/10	03/11	16/11	30/11	15/12	5/1	18/1	2/2
WA1 (singular drains)	0.7	1.1	1.4	3.8	-	-	-	-	-	-	-	7.3	-	12.5	11.1	15.1
WA2 (singular drains)	7.7	13.4	-	17.2	-	-	-	14.7	-	-	-	3.8	6.0	7.4	6.5	8.5
WA2 (main drain)	-	-	-	-	12.5	14.2	15.0	16.8	9.1	7.3	9.4	6.0	9.5	11.2	7.5	10.0

Dates Field	1983									1984								
	21/2	2/3	16/3	30/3	13/4	27/4	10/5	25/5	08/6	4/1	11/1	17/1	25/1	1/2	15/2	22/2	29/2	7/3
WA1 (singular drains)	-	-	-	9.3	10.7	-	-	-	-	-	-	17.3	-	45.2	40.1	-	14.3	-
WA2 (singular drains)	-	6.3	6.7	6.9	8.9	10.5	10.4	9.5	15.2	1.3	2.7	-	4.0	-	3.7	1.9	-	2.4
WA2 (main drain)	4.7	6.9	5.4	8.1	11.1	12.3	12.8	16.1	17.9	6.3	5.1	-	7.4	-	4.8	3.9	-	4.4

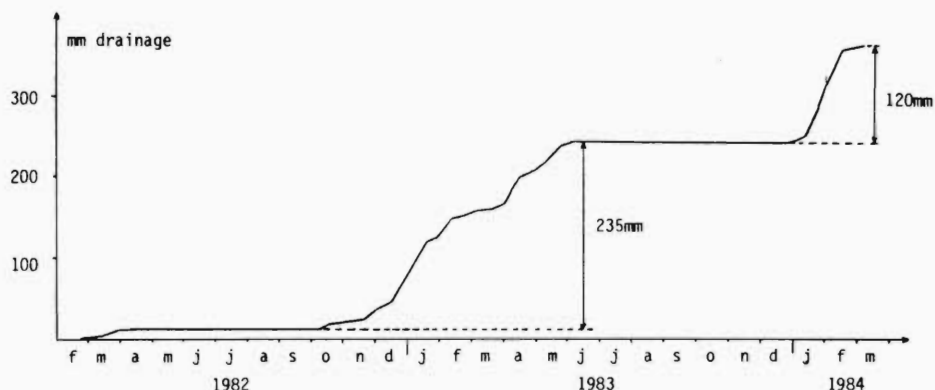


Figure 4.

Cumulative amount of drain water discharged from a main drain on plot WA2 between February 1982 and March 1984.

half time the amount lost by artificial drainage, resulting in about 350mm between September '82 and June '83 and about 180mm between September '83 and March '84.

The cumulative NO_3^- N loss by leaching through the main drain on field WA2, as a function of time is given in table 8. In about 2 years 45kg NO_3^- N/ha were lost through artificial drainage, whereof 36kg between half October '82 and June '83. In this context it should be mentioned that the topographic position of the area under consideration is slightly lower than the rest of the field. Moreover its texture is somewhat lighter. Both factors may enhance the nitrate leaching.

Table 8.

Cumulative leaching (in kg N/ha) between mid-February and early March '84 through artificial drainage.

1982	16/3	11/3	24/3	6/4	19/10	3/11	16/11	30/11	15/12		
kgN/ha	0.10	0.36	1.36	1.59	2.27	2.54	2.66	3.38	4.34		
1983	5/1	18/1	21/2	2/3	15/3	29/3	13/4	27/4	10/5	25/5	8/6
kgN/ha	9.95	11.4	15.1	15.9	16.1	17.4	25.2	26.5	29.5	35.8	37.9
1984	4/1	11/1	25/1	15/2	7/3						
kgN/ha	38.1	38.4	41.3	44.6	44.9						

Indeed, samples taken at singular drains on the same field but under heavier texture, showed contents which were roughly 2 mg N/l lower during the winter '82-'83 (table 7). This corresponds to a

NO_3^- N loss of about 37 kg N/ha over the 2 years of observation, whereof 30 kg N/ha between mid-October '82 and June '83. Total NO_3^- N loss, being the sum of the NO_3^- N loss through drains and the loss by deep and lateral percolation, should be estimated at one and a half times the values mentioned before : $(3/2) \times 45 = 67$ kg N/ha and $(3/2) \times 37 = 55$ kg N/ha respectively.

Taking into account the same amounts of drain water for field WA1, total NO_3^- N loss for the period October '82 - June '83 could thus be estimated at about 35 to 40 kg N/ha (350mm drainage); for the period January '84 - early March '84 this figure is about 80 to 85 kg N/ha, the latter in only two months!

In conclusion, it may be argued that NO_3^- N losses through drains and leaching losses in general may be important. They depend on the N fertilization, the texture of the profile and to a high degree on the frequency and the amount of winter rainfall. In fact, a wet winter '82-'83 and a very wet spring '83 have caused important losses on plot WA1 in short periods. Yet, the N-contents in the soil water were smaller than during the winter of '81. During the winter of '83-'84 some heavy rainfall between half January and half February, in combination with very high NO_3^- N contents in the WA1 soil, resulted in very important NO_3^- N losses.

4. CONCLUSIONS

Under normal agricultural practices, NO_3^- N may be lost by leaching and/or denitrification. These losses are to a high degree depending on weather circumstances, N-doses and times of fertilizer application.

Leaching losses should be split into losses by deep percolation and discharges through artificial drains or ditches. The latter are influenced by soil texture, drain depth and drain intensity and result in a direct NO_3^- N enrichment of the surface waters, while deep leaching NO_3^- N may be denitrified, depending on the origin of the soil material.

Indeed, it can be argued that (sub)soils with high contents of primary minerals enable a chemical NO_3^- N reduction by intervention of ferrous iron. On the contrary, in sandy weathered subsoil layers, the leaching NO_3^- N will rather accumulate, that way contributing to the pollution of the groundwater. These ideas will be elaborated in more detail in Verdegem and Baert (1985).

Biological denitrification may be important in the root zone, particularly during spring time and late summer, if specific conditions of soil temperature and soil moisture coincide.

REFERENCES

- Lind, A.-M. & Pedersen, M.B. (1976a)
Nitrate reduction in the subsoil. II General description of boring profiles, and chemical investigations on the profile cores.
Tidsskrift for Planteavl, 80 : 82-99.
- Lind, A.-M. & Pedersen, M.B. (1976b)
Nitrate reduction in the subsoil. III Nitrate reduction experiments with subsoil samples.
Tidsskrift for Planteavl, 80 : 100-106.
- Pedersen, M.B. & Lind, A.-M. (1976a)
Nitrate reduction in the subsoil. I Introductory studies of the nitrate reduction in the subsoil, and its influence on groundwater quality.
Tidsskrift for Planteavl, 80 : 73-81.
- Pedersen, M.B. & Lind, A.-M. (1976b)
Nitrate reduction in the subsoil. IV Some physical properties of the subsoil, their influence on chemical interchange in the soil and on groundwater quality.
Tidsskrift for Planteavl, 80 : 107-118.
- Verdegem, L., Van Cleemput, O. & Vanderdeelen, J. (1981)
Some factors inducing the loss of nutrients out of the soil profile.
Pedologie, 31, 3 : 309-327.
- Verdegem L. & Baert L. (1985)
Losses of nitrate nitrogen in sandy and clayey soils. 2 : A qualitative and quantitative approach to the chemical NO_3^- -N reduction in reduced subsoils.
Pedologie, 35, 1 : in press.

Nitraatstikstofverliezen in zand- en kleigronden

1. Uitloging van NO_3^- -N naar de ondergrond; aanwijzingen voor chemische NO_3^- -N reductie; NO_3^- -N verliezen door kunstmatige drainering.

Samenvatting

Door het opvangen van bodemwater en via redoxmetingen op verschillende diepten en op regelmatige tijdstippen in de periode 1979-1983 over vier verschillende proefvelden, werd een beter inzicht verkregen in het NO_3^- -N gedrag in zand- en kleigronden.

Nitraatverliezen hebben onder normale landbouwkundige omstandigheden hoofdzakelijk plaats door uitloging en/of denitrificatie; deze zijn in hoge mate afhankelijk van de weersomstandigheden, de stikstofdosissen en de momenten van toediening.

Bij de uitloging wordt onderscheid gemaakt tussen diepe uitloging

en verliezen via kunstmatige drainage of via open waterafvoersystemen. Diep uitlogende NO_3^- kan al dan niet gedenitrificeerd worden, afhankelijk van de textuur van de ondergrond. Inderdaad, een ondergrond rijk aan verweerbare mineralen, maakt chemische nitraatreductie mogelijk door tussenkomst van het ferro-ion.

Verliezen via kunstmatige drainering zijn afhankelijk van textuur, alsmede van de draineringsdiepte en van de draineringsintensiteit; ze geven aanleiding tot een directe NO_3^- aanrijking van het oppervlaktewater.

Biologische denitrificatie kan tijdens het voorjaar en de nazomer belangrijk zijn in de bewortelde zone, onder specifieke omstandigheden van bodemtemperatuur en -vochtigheid.

Pertes d'azote nitrique dans des sols sablonneux et argilleux.

1. Lessivage de N-NO_3^- vers le sous-sol; indications pour la réduction chimique de N-NO_3^- ; pertes de N-NO_3^- par drainage artificiel.

Résumé

En opérant un échantillonnage de l'eau du sol et en mesurant le potentiel redox à différentes profondeurs et à intervalle régulier durant la période 1979-1983 sur quatre champs d'essais différents, il fut possible d'arriver à une meilleure connaissance du comportement de l'azote nitrique dans des sols sablonneux et argilleux.

Les pertes de nitrates sous pratiques agronomiques habituelles se font essentiellement par lessivage et/ou par dénitrification, dépendant largement des conditions climatiques, des doses d'azote répandues et du moment d'adjonction.

Lors du lessivage l'on fait une distinction entre le lessivage profond et les pertes par drainage artificiel ou par écoulement d'eau à ciel ouvert.

L'azote nitrique provenant d'un lessivage profond peut être dénitrifié ou non, dépendant de la nature du sous-sol. Un sous-sol riche en minéraux altérables permet en effet une réduction chimique de l'azote nitrique par l'intervention de l'ion ferreux.

Les pertes obtenues par drainage artificiel dépendent de la texture du sol, de la profondeur et de l'intensité du drainage et contribuent à un enrichissement direct en azote nitrique des eaux de surface.

La dénitrification biologique peut être particulièrement importante en printemps et pendant l'automne dans la zone racinaire, si les conditions spécifiques de température et d'humidité du sol coïncident.

SEPARATION DES COMPOSES HUMIQUES ET DES ASSOCIATIONS ORGANO-MINERALES D'UN SOL OCRE HUMIFERE A STRUCTURE MICROAGREGEE (UMBRIC DYSTROCHREPT) : INFLUENCE DU pH DES REACTIFS D'EXTRACTION

E. BARRIUSO
J.M PORTAL
P. FAIVRE
F. ANDREUX

Résumé

Les interactions entre les composés humiques et les fractions minérales amorphes sont étudiées dans les horizons A₁₂ et (B) d'un sol ocre humifère (Umbric Dystrochept). Les quantités d'acides humiques et fulviques extraits comparativement par la soude à pH 10 et pH 12 et la distribution granulométrique des fractions inextractibles sont fonction du degré de dissociation des complexes aux pH considérés. Le réactif à pH 12 augmente l'extraction de l'aluminium amorphe et celle d'acides fulviques riches en azote. A ce pH est séparée de l'humine fine (0-5 µm), bien cristallisée, une fraction essentiellement amorphe de "complexes organo-hydroxyferriques" : elle représente 20 % du poids de chaque horizon et respectivement 50 et 30 % du carbone et de l'azote de l'humine.

Cette étude établit que les colloïdes amorphes à teneur élevée en acides fulviques sont les constituants majeurs des structures micro-agrégées à consistance "fluffy" ou "foisonnante" caractéristiques des sols étudiés.

Mots-clés

Composés humiques, complexes organo-minéraux, matière organique.

E. Barriuso, J.M. Portal, P. Faivre et F. Andreux - Centre de Pédologie Biologique - CNRS, B.P. 5, F-54501 Vandoeuvre-Les-Nancy Cédex, France.

1. INTRODUCTION

Dans les pédogénèses acides tempérées et à l'étage montagnard supérieur, on trouve fréquemment des sols brunifiés dont les horizons de surface présentent un caractère humifère plus ou moins uniforme et reposent sur des horizons à altération modérée, parfois fortement imprégnés par des composés organiques acides, d'origine illuviale ou formés in situ (Righi, 1983). Ces sols présentent une structure micro-agrégée très fragile, à consistance "fluffy" ou "foisonnante" caractéristique, dont la formation est sous l'influence de facteurs biologiques et chimiques (Bruckert et Selino, 1978; Righi, 1982).

Boudot et Bruckert (1978) ont comparé la morphologie et les propriétés des horizons cambiques et spodiques dans une série podzolique sur matériaux chloriteux. Ces auteurs ont établi que la consistance "fluffy" n'est pas spécifique des horizons spodiques et s'observe même en l'absence de toute redistribution au long du profil, lorsqu'existe une fraction minérale amorphe abondante résultant de l'altération des minéraux dans un milieu riche en matière organique. Ce type de sol intergrade, parfois décrit comme "sol ocre humifère", représente un véritable sol climatique à l'étage montagnard (Souchier, 1971; Duchaufour, 1983).

Pour étudier les relations entre matières organiques et minérales dans de tels sols et la stabilité des structures micro-agrégées auxquelles elles donnent lieu, on propose de les soumettre à des traitements alcalins permettant, selon le pH, d'obtenir différents degrés de dissociation des constituants, et d'analyser la nature et la répartition des constituants ainsi dissociés.

2. MATERIEL ET METHODES

2.1. Le sol

Un sol ocre humifère (Umbric Dystrachrept) de pelouse subalpine à Ericacées (1 900 m) a été échantillonné dans la Province de Burgos (Espagne), sur roche-mère constituée de schistes chloriteux à passages gneissiques. Les horizons présentant la plus forte proportion de matière organique humifiée, soit A₁₂ (10-18 cm) et (B) (18-42 cm), ont été retenus pour cette étude (Gonzalez et Fuente, 1980). Leurs principales caractéristiques analytiques sont données aux tableaux 1 et 2.

2.2. Extractions alcalines (figure 1)

Les échantillons tamisés à 2 mm et non broyés sont traités à la température du laboratoire et sous atmosphère normale, parallèlement par deux méthodes :

Tableau 1.Caractères analytiques des horizons A₁₂ et (B) du sol ocre humifère.

Prof. (cm)	Hor.	Granulométrie %			pH (eau)	T me/100g	S/T %	C %	N %	C/N	TH* (%)
		Sables	Li-mons	Argi-les							
10-18	A ₁₂	15	56	13	4,9	16,5	5	3,1	0,28	11,1	97
18-42	(B)	30	47	10	4,5	13,4	5	1,8	0,17	10,5	98

* TH : Taux d'humification : % C dans la fraction < 100 µm / % C dans l'horizon total.

Tableau 2.Extractibilité du fer et de l'aluminium et formes du fer dans les horizons A₁₂ et (B).

Hor.	Fe Tot. ‰	CBD		OX		PYRO ‰ Fe	% Fe du Fe total			
		‰ Fe	‰ Al	‰ Fe	‰ Al		Silicate	Oxyde	Amorphe	Complexé
A ₁₂	35,7	15,4	2,6	9,6	2,7	7,1	57	16	7	20
(B)	42,7	13,3	3,1	9,3	3,1	8,5	69	9	2	20

CBD : réactif combiné citrate-bicarbonate-dithionite.

OX : tampon oxalate pH 3.

PYRO : pyrophosphate de sodium pH 9,8.

2.2.1. Extraction à pH 12

Le sol est agité mécaniquement par retournement durant 30 minutes dans NaOH 0,1N (20 g : 50 ml), puis la suspension est centrifugée durant 20 minutes à 10 000 g; le traitement est répété 4 à 5 fois jusqu'à épuisement, et les extraits sont mélangés. Le pH de l'extrait total est voisin de 12.

2.2.2. Extraction à pH 10

20 g de sol sont dispersés dans 40 ml de NaOH 0,02 N, puis on ajuste le pH à 10 avec NaOH 0,1N; après agitation, les extraits sont centrifugés. Le traitement est répété dans les mêmes conditions, 8 à 10 fois, jusqu'à obtention d'un surnageant peu coloré, puis les extraits sont mélangés.

A chaque extrait alcalin on ajoute 4 % de KCl, et on laisse reposer pendant 12 h à 4°C, afin de précipiter les complexes organo-argileux dispersés, que l'on centrifuge à 10 000 g et réunit au résidu insoluble du sol. Les acides fulviques (AF) et les acides humiques (AH) sont séparés par précipitation des seconds à pH 1,5 avec HCl et centrifugation après repos de 12 h à 4°C.

2.3. Fractionnement des résidus insolubles (figure 1)

Les résidus non extractibles sont redispersés dans l'eau puis dialysés en continu, jusqu'à neutralité, contre l'eau distillée, avant d'être tamisés à 50 µm. La fraction tamisée est séparée par sédimentation lente à 20°C, en deux fractions de tailles approximatives, 50-5 µm

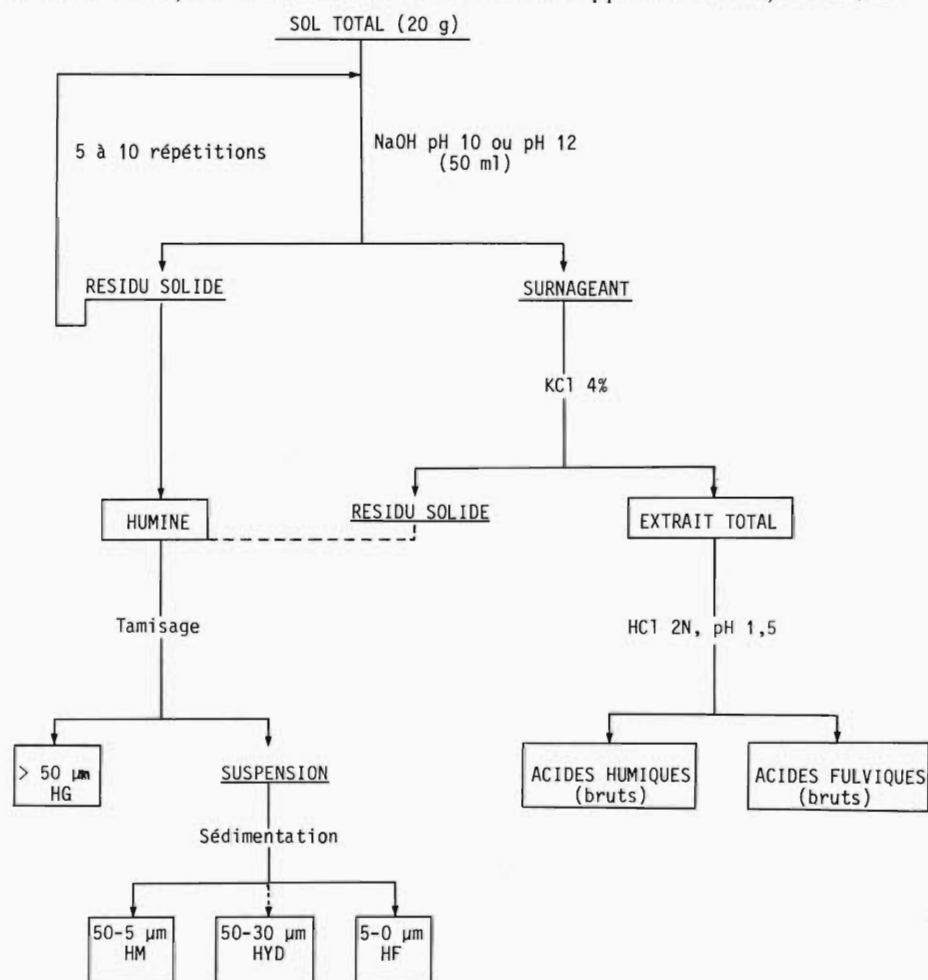


Figure 1. Protocole d'extraction et de fractionnement des composés humiques.

et 5-0 μm . Les trois fractions ainsi séparées sont lyophilisées et pesées. On les note respectivement humine grossière "HG", humine moyenne "HM" et humine fine "HF".

Au cours de la remise en suspension dans l'eau des humines correspondant à l'extraction à pH 12, on observe la présence de gels hydroxymétalliques flocculés ("Hyd") répartis entre deux fractions : Hyd > 50 μm et Hyd 50-30 μm ; dans ce cas, la fraction HM correspond aux particules de taille 30-5 μm .

2.4. Analyse chimique

Le carbone et l'azote des échantillons solides sont déterminés à l'aide d'un analyseur "Carlo Erba 1104". Les teneurs en carbone des solutions sont mesurées avec les analyseurs "Carmograph 12 Wösthoff" et "TCM Carlo Erba 400". Les teneurs en azote de ces solutions sont déterminées par la méthode Kjeldahl.

Pour l'analyse minérale des fractions des humines, on procède, selon Jeanroy, 1983, aux extractions sélectives des formes du fer suivantes :

- Fer "complexé" extrait par le pyrophosphate de sodium à pH 9,8.
- Fer "amorphe" et oxydes mal cristallisés, calculé par différence entre le fer extrait par le tampon oxalate à pH 3 et le fer extrait par le pyrophosphate.
- Fer "oxyde" bien cristallisé, calculé par différence entre le fer extrait par le réactif combiné citrate-bicarbonate-dithionite (CBD) et le fer extrait par le tampon oxalate.
- Fer "silicate" ou fer inclus dans les réseaux silicatés, calculé par différence entre le "fer total", déterminé par fusion alcaline, et le fer extrait par le CBD.

3. RESULTATS

3.1. Composés organiques et minéraux alcalino-solubles

3.1.1. Carbone et azote extractibles (tableau 3)

Avec les deux réactifs d'extraction, le carbone et l'azote sont plus extractibles dans l'horizon (B) que dans l'horizon A₁₂. Dans chacun des deux horizons, les extraits à pH 12 se distinguent des extraits à pH 10 par :

- un pourcentage d'extraction du carbone et de l'azote plus élevé,
- une solubilisation préférentielle des composés azotés traduite par la diminution des rapports C/N des extraits totaux et des fractions AH et AF,
- dans les AH, une légère diminution du carbone extrait, sans modification significative de l'azote,

Tableau 3.

Pourcentages de carbone et d'azote extractibles de chaque horizon. Comparaison des extractions à pH 12 et à pH 10.

Hor.	Extraction	Extraits Tot.			Ac. humiques			Ac. fulviques			(AF/AH) _C	(AF/AH) _N
		%C	%N	C/N	%C	%N	C/N	%C	%N	C/N		
A ₁₂	pH 12	46	47	11	18	21	10	28	26	12	1,5	1,2
	pH 10	39	29	15	24	19	14	15	10	16	0,6	0,5
(B)	pH 12	58	55	11	14	14	10	44	41	11	3,1	2,9
	pH 10	48	32	16	18	15	13	30	17	18	1,6	1,2

- l'augmentation de la proportion de carbone et d'azote sous forme fulvique : le rapport (AF/AH)_C passe de 0,6 à 1,5 en A₁₂ et de 1,6 à 3,1 en (B), et les rapports (AF/AH)_N varient dans le même sens.

3.1.2. Aluminium, fer et silicium extractibles (tableau 4)

L'aluminium est le plus extractible de ces éléments, et l'est davantage à pH élevé : les quantités extraites à pH 12 représentent respectivement 93 et 80 % de l'aluminium amorphe des horizons A₁₂ et (B), dont les teneurs sont données au tableau 2. Les rapports Al/C des extraits totaux des AH et AF sont plus élevés dans l'horizon (B), en particulier à pH 12. A ce pH, plus de 60 % de l'aluminium solubilisé sont associés à la fraction fulvique.

Le fer, très peu extractible à pH 12, est plus soluble à pH 10, mais davantage en surface qu'en profondeur, et est pratiquement absent des AF. Les rapports Fe/C des extraits à pH 10 sont plus élevés en surface pour les extraits totaux, et en profondeur pour les AH.

Le silicium est extrait en quantités faibles, surtout à pH 12, et se trouve presque totalement associé aux acides humiques. Les rapports SiO₂/Al₂O₃ sont très inférieurs à 1 dans les extraits totaux et n'avoisinent cette valeur que dans les extraits à pH 10.

3.2. Composés organiques et minéraux inextractibles en milieu alcalin

3.2.1. Répartition du carbone et de l'azote (tableau 5)

Dans le cas du traitement à pH 10 les teneurs en carbone et en azote des fractions granulométriques varient en raison inverse de la taille des particules. Les fractions HF (5-0 μm) représentent environ 20 % du poids de sol, mais de 65 à 75 % du carbone et de l'azote de l'humine. Les rapports C/N décroissent de 16 à 12, des fractions

Tableau 4.

Extractibilité à pH 12 et à pH 10 des éléments Al, Fe et Si dans les horizons A₁₂ et (B).

		Al ‰ *	Fe ‰ *	Si ‰ *	Al/C**	Fe/C**	Si/C**	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
<u>Extraits totaux</u>								
Horizon A ₁₂	pH 12	2,5	0,05	0,3	171	3	20	0,1
	pH 10	1,8	1,4	1,2	147	116	100	0,7
Horizon (B)	pH 12	2,5	0	0,3	235	0	30	0,1
	pH 10	1,5	0,8	0,6	167	94	70	0,4
<u>Acides humiques</u>								
Horizon A ₁₂	pH 12	0,9	0,05	0,2	158	9	25	0,2
	pH 10	1,1	1,4	1,1	143	181	150	1,1
Horizon (B)	pH 12	0,8	0	0,2	325	0	80	0,2
	pH 10	0,6	0,7	0,5	174	229	150	0,9
<u>Acides fulviques</u>								
Horizon A ₁₂	pH 12	1,6	0	0,1	180	0	10	0,1
	pH 10	0,7	n.d.	0,1	153	11	20	0,2
Horizon (B)	pH 12	1,7	0	0,1	208	0	10	0,1
	pH 10	0,9	0,1	0,1	161	13	20	0,1

* mg de l'élément/g de sol; ** mg de l'élément/g de carbone; n.d. : non détecté.

grossières vers les fines en surface. Ils ne dépassent pas 12 dans l'horizon profond, les fractions HF ayant les valeurs les plus élevées.

Après extraction à pH 12 des deux horizons, l'apparition de "gels colloïdaux" (Hyd) flocculant très rapidement, modifie tant les pourcentages pondéraux des fractions fines, HF, qui sont divisés par 2, que leurs teneurs en carbone et en azote, réduites à moins de 30 % du carbone et de l'azote de l'humine. La fraction HM (30-5 µm), bien que restant pondéralement la plus importante, est relativement pauvre en matière organique. La fraction Hyd (50-30 µm), qui contient la plus grande partie des gels hydroxymétalliques colloïdaux, représente moins de 20 % du poids, mais concentre de l'ordre de 40 % du carbone de l'humine dans l'horizon A₁₂ et 50 % dans l'horizon (B). La distribution de l'azote suit des variations comparables, mais moins accentuées : les fractions "Hyd" sont beaucoup moins riches en azote qu'en carbone et présentent les rapports C/N les plus élevés.

Tableau 5.

Répartition granulométrique du carbone et de l'azote organiques dans l'humine après extraction à pH 12 et pH 10 des horizons A₁₂ et (B).

Fractions (µm)		Poids % du poids total	C organique dans l'humine			N organique dans l'humine			C/N
			% du poids de la fraction	% du C du sol	% du C de l'hu- mine	% du poids de la fraction	% du N du sol	% du N de l'hu- mine	
Horizon A ₁₂	<u>Extraction pH 12</u>								
	> 50 HG	24,4	0,89	7,0	18,7	0,08	7,0	21,3	11
	Hyd > 50	3,1	2,20	2,2	5,8	0,16	1,8	5,4	13
	Hyd 50-30	16,2	2,92	15,3	40,6	0,18	10,2	30,9	16
	30-5 HM	31,0	0,30	3,0	7,9	0,04	4,4	13,3	8
	5-0 HF	12,5	2,52	10,2	27,1	0,22	9,7	29,4	12
	<u>Extraction pH 10</u>								
	> 50 HG	24,7	0,65	5,2	8,4	0,04	3,3	6,0	16
	50-5 HM	45,4	1,11	16,3	26,1	0,09	15,1	27,4	12
	5-0 HF	23,0	5,47	40,8	65,5	0,44	36,6	66,6	12
Horizon (B)	<u>Extraction pH 12</u>								
	> 50 HG	24,8	0,15	2,0	4,9	0,04	5,4	13,9	4
	Hyd > 50	3,4	0,43	0,8	2,0	0,05	1,0	2,5	9
	Hyd 50-30	18,1	2,03	20,3	50,1	0,13	13,1	33,8	16
	30-5 HM	35,0	0,30	5,7	14,2	0,04	8,0	20,6	8
	5-0 HF	11,7	1,80	11,7	28,9	0,17	11,3	29,2	11
	<u>Extraction pH 10</u>								
	> 50 HG	40,8	0,22	5,0	8,6	0,02	5,3	9,8	10
	50-5 HM	37,5	0,47	9,7	16,6	0,05	10,5	19,5	9
	5-0 HF	20,3	3,87	43,5	74,8	0,32	38,1	70,7	12

3.2.2. Répartition des formes du fer (tableau 6)

Les fractions HF (pH 10) sont les plus riches en fer total, avec une importante accumulation de fer amorphe (36 et 44 % du fer total en A₁₂ et (B) respectivement). Le fer oxyde représente environ 15 %, bien individualisé sous forme de goethite identifiée au MET (figure 2).

Après extraction à pH 12, les fractions les plus riches en fer total correspondent aux "gels colloïdaux" Hyd 50-30. La part du fer silicate n'y dépasse pas 39 %, mais le fer amorphe représente alors plus de 40 % du fer de la fraction, et a l'aspect d'un précipité floconneux sur les minéraux cristallisés (figure 3).

Les fractions HF (pH 12) sont nettement appauvries en fer total par rapport aux fractions HF (pH 10). Ceci correspond à la diminution des concentrations en fer amorphe (14 et 18 % respectivement

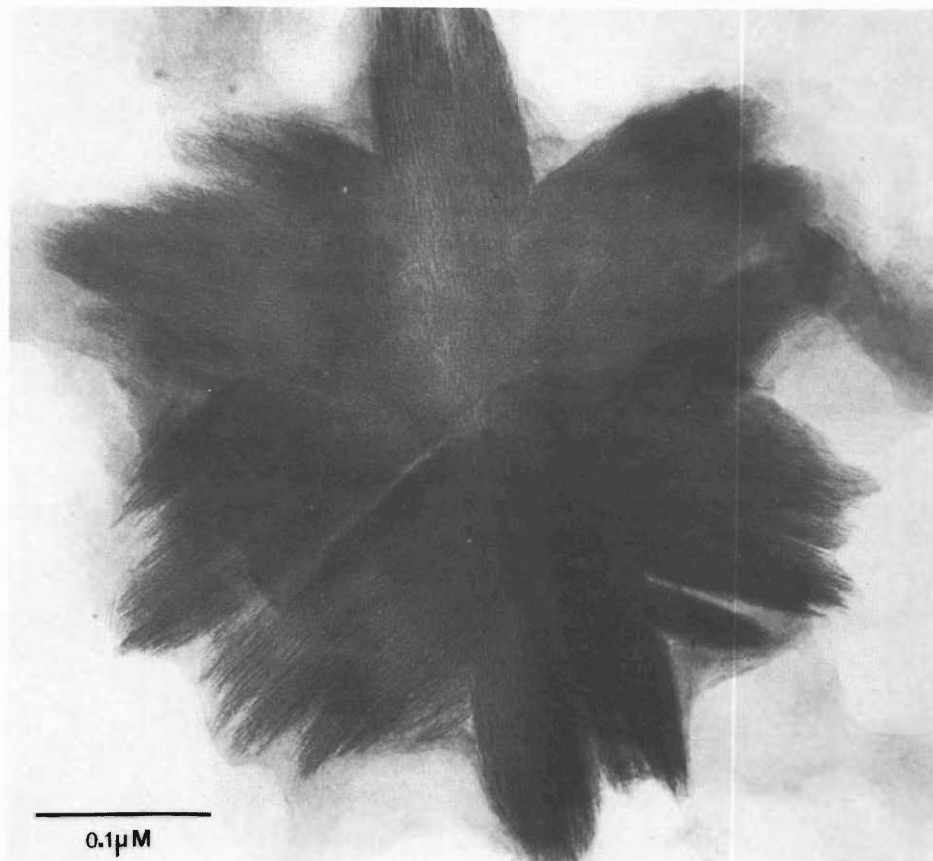


Figure 2.

Aspect au microscope électronique à transmission de la fraction d'humine fine (5-0 μm). Détail de l'organisation caractéristique des cristaux de goethite.

Tableau 6.

Extractibilité des éléments Fe, Al et répartition des formes du fer dans les fractions de l'humine des horizons A₁₂ et (B).

Fractions (µm)		% Fe du Fe total de l'horizon	mg de l'élément/g de fraction				% Fe du Fe total de la fraction			
			% Fe			% Al	Silicate	Oxyde	Amorphe	Complexé
			Total	CBD	Oxalate	Oxalate				
Horizon A ₁₂	<u>Extraction pH 12</u>									
	> 50 HG	28	42,0	11,6	4,9	0,9	72	16	10	1,3
	Hyd 50-30	29	53,2	32,8	23,0	1,2	38	18	41	2,3
	30-5 HM	26	30,1	2,6	1,4	0,3	91	4	4	0,3
	5-0 HF	17	50,4	13,1	8,3	1,2	74	10	14	2,7
	<u>Extraction pH 10</u>									
> 50 HG	28	46,2	15,9	10,6	1,4	66	11	22	1,3	
50-5 HM	30	27,3	3,7	1,9	0,5	86	7	5	1,4	
5-0 HF	39	70,7	39,9	30,1	11,9	43	14	36	6,4	
Horizon (B)	<u>Extraction pH 12</u>									
	> 50 HG	24	42,7	4,8	1,5	0,7	89	8	3	0,5
	Hyd 50-30	29	60,9	36,9	28,9	1,3	39	13	46	1,6
	30-5 HM	32	41,3	2,2	1,2	0,3	95	3	3	n.d.
	5-0 HF	15	60,2	18,7	12,5	1,5	67	10	18	2,4
	<u>Extraction pH 10</u>									
> 50 HG	35	42,7	5,6	5,7	2,4	87	0,2	11	1,3	
50-5 HM	28	37,1	4,7	2,8	0,7	87	5	7	0,6	
5-0 HF	35	86,8	53,7	40,2	7,2	38	15	44	2,3	

n.d. : non détecté.

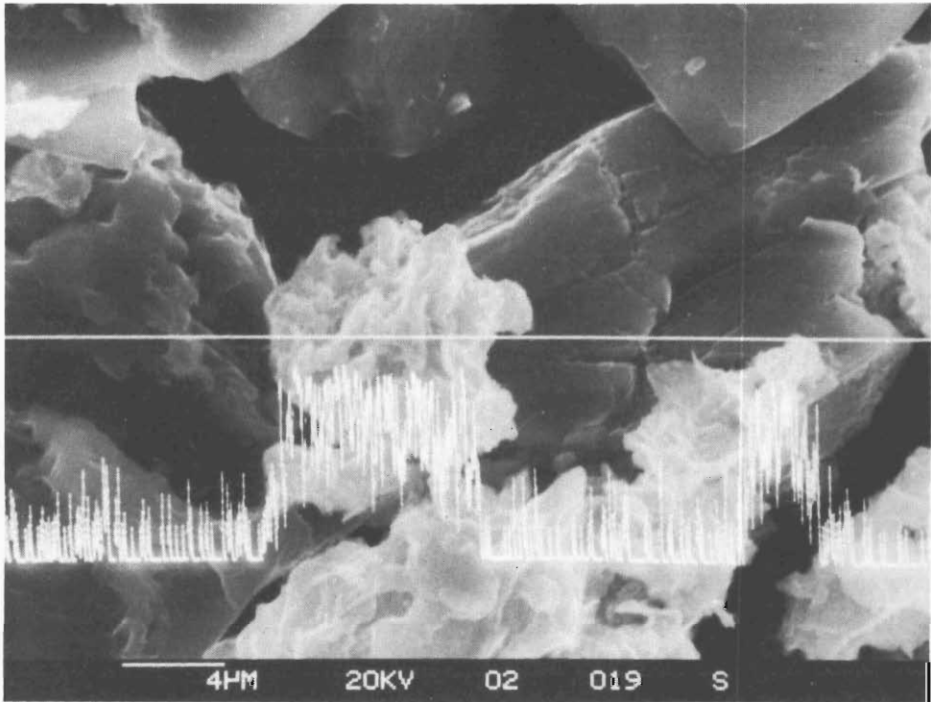


Figure 3.

Aspect en microscopie électronique à balayage de la fraction de "colloïdes hydroxyferriques" séparés à pH 12 à partir de l'humine. Détail de précipitation d'(hydr-)oxydes ferriques sur les minéraux silicatés. Dosage sémi-quantitatif par émission X au long du transect horizontal en blanc.

en A₁₂ et en (B)) et à une augmentation relative du fer silicate (74 et 67 % respectivement en A₁₂ et en (B)). Les fractions HM (pH 12) ont les teneurs les plus basses en fer total (30 à 40 ‰, soit moins que les teneurs du sol entier), mais ce fer est constitué par plus de 90 % de fer silicate. Dans les fractions HG, on retrouve également des quantités importantes de fer silicate, en particulier dans l'horizon (B). La forme oxyde représente 16 % en A₁₂ et 8% en (B) et la part du fer amorphe y a considérablement décliné par rapport à la fraction correspondante extraite à pH 10.

3.2.3. Répartition de l'aluminium "amorphe" (tableau 6)

Le tampon oxalate et le CBD solubilisent pratiquement les mêmes quantités d'aluminium qui, par analogie avec les formes du fer, peut être assimilé à l'aluminium amorphe (Jeanroy, 1983). Dans toutes les fractions, plus de 90 % de l'aluminium total est engagé dans les silicates. L'aluminium amorphe se concentre dans les fractions HF (pH 10), à raison de 11,9 et 7,2 ‰ du poids de fraction en A₁₂ et

(B) respectivement. Cette accumulation est moins importante dans les fractions HG (pH 10). Après extraction à pH 12, on ne retrouve qu'environ 1 % d'aluminium amorphe dans les fractions HF et Hyd.

4. DISCUSSION

4.1. Influence du pH sur la distribution des composés humiques extractibles

Les réactifs sodiques à pH 10 et à pH 12 permettent de mettre en évidence des caractères distinctifs des matières humiques dans les horizons étudiés du sol ocre humifère. Avec ces deux réactifs, les pourcentages de matière organique extraite sont plus élevés dans l'horizon (B) que dans l'horizon A₁₂. Ce résultat s'explique par la diminution avec la profondeur des résidus végétaux figurés peu humifiés, parallèlement à l'augmentation des composés humifiés formés sur place ou ayant migré depuis la surface, et précipités au contact des colloïdes minéraux (Bruckert et al., 1975; De Coninck, 1980; Righi, 1983).

L'augmentation pratiquement sélective entre pH 10 et pH 12 des proportions d'AF, en particulier des composés azotés associés à ces AF, suggère un accroissement notable de la solubilisation des composés d'origine protéique. Cette solubilisation peut résulter d'une destruction partielle des cellules microbiennes à pH voisin de 12, ainsi que le suggèrent Bruckert et Kilbertus (1980). D'autre part, les complexes formés par adsorption des protéines d'origine végétale ou microbienne sur les colloïdes minéraux, en particulier sur les argiles (Harter et Stotzky, 1971; McGill et al., 1975) peuvent avoir été davantage dissociés à pH 12 qu'à pH 10, en même temps que les protéines subissaient une hydrolyse alcaline partielle. Cependant, ces composés azotés de nature fulvique pouvaient préexister à l'état adsorbé. Ainsi, une étude parallèle de la distribution des formes de l'azote dans les AH et AF purifiés a montré que les AF (pH 12) contenaient davantage d'azote sous forme d'ions ammonium et d' α -amino-acides que les AF (pH 10) (Barriuso et al., 1984).

Gascho et Stevenson (1968) ont montré que la dilution des réactifs alcalins conduisait à des proportions supérieures d'AH, pour des taux d'extraction voisins de ceux obtenus avec les réactifs plus concentrés. On montre de même que l'extraction à pH 12 entraîne une baisse des proportions de carbone humique par rapport à celles extraites à pH 10. Ces AH (pH 12) incorporent 2 à 3 fois plus d'azote aminé d'origine protéique que les AH (pH 10) (Barriuso et al., 1984). Bien qu'un processus de "dépolymérisation" des AH, par des réactions de clivage oxydatif, sous l'action du pH élevé ait pu être envisagé (Swift et Posner, 1972; Khairy et Ziechmann, 1981), il est difficile de préciser l'importance relative de ce type d'artefact, mais il ne

semble pas qu'une telle interprétation suffise à expliquer la production élevée d'AF. Les différences observées entre les AH extraits à pH 10 et à pH 12 résulteraient de l'incapacité du réactif à pH 10 à séparer efficacement les AH de la fraction minérale du sol (Bruckert et Metche, 1972). C'est ainsi que les AH (pH 10) présentent des concentrations en fer au moins 20 fois supérieures et des concentrations en silicium 2 à 6 fois supérieures à celles des AH (pH 12).

L'augmentation des formes aminées dans les AH (pH 12) résulterait d'une dissociation plus efficace des complexes matière organique-argile et matière organique-fer riches en combinaisons d'origine protéique, analogue à celle envisagée dans le cas des AF extraits à pH 12.

4.2. Influence du pH sur la distribution des composés humiques inextractibles

La plupart des études concernant la distribution granulométrique du carbone et de l'azote organiques des sols ou des humines (Arshad et Lowe, 1966; McGill et al., 1975; Titova, 1976; Turchenek et Oades, 1979; Andreux et Correa, 1981) s'accordent à montrer que les teneurs des particules en matière organique, notamment en azote, augmentent lorsque leur taille décroît. Cette distribution résulte de l'accumulation préférentielle des matériaux protéiques microbiens dans les fractions fines de surfaces spécifiques élevées.

Lorsque le pH de l'extractant reste voisin de 10, la granulométrie des matières organiques de l'humine s'écarte peu de cette distribution-type et les agrégats organo-minéraux du sol ne sont dissociés qu'en partie, sans modification profonde des associations originales. Parallèlement à l'augmentation de l'azote, on note que les fractions les plus fines de la taille des argiles sont aussi les plus riches en fer total, notamment en fer amorphe. Dans ces fractions, le fer associé aux silicates décroît significativement mais on trouve encore des quantités importantes de micro-cristaux de goethite (figure 2).

Les teneurs élevées en fer, notamment en fer amorphe (40 % du fer) des fractions fines, jouent un rôle particulier dans ce type de sol. Une altération intense des minéraux chloriteux conduit à la libération de quantités élevées de fer et d'aluminium évoluant en hydroxydes amorphes et adsorbant des quantités importantes de composés fulviques (Boudot et Bruckert, 1978; Righi, 1982). Ainsi se forment des complexes peu mobiles et relativement stables, à l'origine de la structure microagrégée caractéristique de ces sols.

Avec des conditions d'extraction plus drastiques, à pH 12, la dissociation des agrégats organo-minéraux redistribue totalement les colloïdes hydroxymétalliques des particules fines, pour les concentrer dans les fractions colloïdales de plus grande taille. Simultanément, une partie des agents organiques de cimentation de ces particules

fines se trouvent solubilisés, essentiellement sous forme d'acides fulviques riches en azote, entraînant la presque totalité de l'aluminium amorphe et une partie du fer "complexé". Ainsi, l'état de surface des fractions hydroxy-ferriques se trouve suffisamment modifié pour provoquer leur individualisation et leur floculation. La matière organique restant associée à ces précipités colloïdaux est abondante et se caractérise par sa teneur relativement faible en azote. Il est peu probable que cette association se soit produite lors du traitement sodique, car de tels complexes ne se forment qu'en petites quantités au pH élevés (Parfitt et al., 1977; Portal et al., 1977). Il semble, au contraire, que de tels complexes existent en proportions abondantes dans les types de sols étudiés.

5. CONCLUSIONS

La comparaison des extractions sodiques à pH 10 et pH 12 met non seulement en évidence des compositions différentes des acides fulviques et humiques extraits avec les deux réactifs. Elle permet surtout de distinguer :

- les constituants organo-ferriques particuliers, riches en carbone (50 % du carbone de l'humine) et relativement pauvres en azote organique (30 % de l'azote de l'humine), représentant 20 % du poids du sol;
- les fractions fines organo-argileuses plus riches en matières organiques azotées (30 % du carbone et de l'azote de l'humine dans 10 % du poids du sol).

Les traitements alcalins à pH voisins de 10 ont surtout un effet dispersant des complexes organo-métalliques, modifiant peu leur état original dans le sol. L'augmentation de la dissociation de ces complexes par élévation du pH libère essentiellement des ligands fulviques riches en azote, en provoquant des modifications fondamentales au niveau des composés minéraux amorphes, et en particulier l'extraction de l'aluminium amorphe et la floculation de colloïdes hydroxyferriques.

Il est rare que de tels phénomènes se produisent avec une telle intensité dans d'autres sols. Il semble que ce soit la teneur élevée en colloïdes amorphes, produits par la forte altération des minéraux ferrugineux, et la capacité de ces colloïdes à fixer des matières organiques de type fulvique qui soient principalement à l'origine de la microstructure caractéristique rencontrée dans ces sols.

BIBLIOGRAPHIE

Andreux, F. & Correa, A. (1981)

Caractères généraux de la matière organique de sols eutrophes et mésotrophes affectés ou non par des migrations particulières.

In : C.R. Coll. Intern. C.N.R.S., no 303 "Migrations organo-minérales dans les sols tempérés", Nancy, 1979 : 329-339.

Arshad, M.A. & Lowe, L.E. (1966)

Fractionation and characterization of naturally occurring organo-clay complexes.

Soil Sci. Soc. Am. Proc., 30 (6) : 731-735.

Barriuso, E., Portal, J.M. & Andreux, F. (1984)

A chemical comparison of humic and fulvic acids extracted with sodium hydroxide at pH 10 and pH 12 from a representative Umbric Dystrochrept.

In : Proceed. Intern. Humic Substances Soc. Meeting, Estes Park, Colorado, USA, Août 1983, Organic Geochemistry (in press).

Boudot, J.P. & Bruckert, S. (1978)

Complexes organo-métalliques et structures microagrégées des sols sur matériaux chloriteux du système schisto-grauwackeux vosgien.

Science du Sol. Bull. A.F.E.S., 1 : 31-40.

Bruckert, S. & Metche, M. (1972)

Dynamique du fer et de l'aluminium en milieu podzolique : caractérisation des complexes organo-métalliques des horizons spodiques.

Bull. E.N.S.A.I.A., 14 (2) : 263-275.

Bruckert, S. & Selino, D. (1978)

Mise en évidence de l'origine biologique ou chimique des structures micro-agrégées foisonnantes des sols bruns ocreux.

Pédologie, XXVIII (1) : 46-59.

Bruckert, S. & Kilbertus, G. (1980)

Fractionnement et analyse des complexes organo-minéraux de sols bruns et de chernozems.

Plant and Soil, 57 : 271-295.

Bruckert, S., Brethes, A. & Souchier, B. (1975)

Humification et distribution des complexes organo-métalliques des sols humifiés et podzolisés.

C.R. Acad. Sci. Paris, 280 D : 1237-1240.

De Coninck, F. (1980)

Major mechanisms in formation of spodic horizons.

Geoderma, 24 (2) : 101-128.

- Duchaufour, Ph. (1983)
Pédologie. I. - Pédogenèse et classification (2ème édition).
Masson, Paris, 491 p.
- Gascho, G.S. & Stevenson, F.J. (1968)
An improved method for extracting organic matter from soil.
Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 32 : 117-119.
- Gonzalez Carcedo, S. & Fuente Marcos, M.A. (1980)
Complejos organometálicos en microagregados de un Dystrochrept
Umbrico.
An. Edaf. Agrobio., XXXIX (5-6) : 845-857.
- Harter, R.D. & Stotzky, G. (1971)
Formation of clay-protein complexes.
Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 35 (3) : 383-389.
- Jeanroy, E. (1983)
Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées. Eva-
luation par les réactifs chimiques d'extraction et apports de la spec-
trométrie Mössbauer.
Thèse de Doctorat d'Université, Université de Nancy I, 168 p.
- Khairy, A.H. & Ziechmann, W. (1981)
The change of humic acids in alkaline solution.
Z. Pflanzenern. Bodenk., 144 (4) : 407-422.
- McGill, W.B., Shields, J.A. & Paul, E.A. (1975)
Relation between carbon and nitrogen turnover in soil organic frac-
tions of microbial origin.
Soil Biol. Biochem., 7 (1) : 57-63.
- Parfitt, R.L., Fraser, A.R. & Farmer, V.C. (1977)
Adsorption on hydrous oxides. III. Fulvic acid and humic acid on
goethite, gibbsite and imogolite.
J. Soil Sci., 28 (2) : 289-296.
- Portal, J.M., Andreux, F. & Jeanson, P. (1977)
Sur la nature saline ou complexe des liaisons entre matières humiques
et cations. Etude des combinaisons d'un modèle synthétique d'acide
humique avec les cations Al^{+++} , Fe^{+++} et Ca^{++} .
C.R. Acad. Sci. Paris, 285D : 865-868.
- Righi, D. (1982)
Relations entre l'illuviation de matière organique, l'activité de la
microfaune et les structures d'horizons B de sols podzolisés du Pla-
teau de Millevaches (France).
Pédologie, XXXII (1) : 19-37.

Righi, D. (1983)

Utilisation du fractionnement des acides fulviques par le polyvinyl pyrrolidone pour la caractérisation des sols acides du plateau de Millevaches.

Science du Sol, Bull. A.F.E.S., 1 : 27-35.

Souchier, B. (1971)

Evolution des sols sur roches cristallines à l'étage montagnard (Vosges).

Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I, 134 p.

Swift, R. & Posner, A.M. (1972)

Autoxidation of humic acids under alkaline conditions.

J. Soil Sci., 23 : 381-393.

Titova, N.A. (1976)

Organic matter of the fine fractions of virgin soils of a solonetz complex in the Kalmyk steppe.

Soviet Soil Sci., 8 (4) : 430-437.

Turchenek, L.W. & Oades, J.M. (1979)

Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques.

Geoderma, 21 (4) : 311-343.

Separation of humic compounds and organo-mineral associations of a "Sol Ocre Humifère" (Umbric Dystrachrept) rich in micro-aggregate structures : effect of pH of the extraction reagents

Summary

The interactions between humic compounds and amorphous mineral fractions were studied in the A₁₂ and (B) horizons of a "sol ocre humifère" (Umbric Dystrachrept). The amounts of humic and fulvic acids, extracted comparatively with sodium hydroxide at pH 10 and pH 12, and the grain-size distribution of non-extractable fractions, were a function of the degree of dissociation of the organo-mineral complexes at the different pH values. Sodium hydroxide at pH 12 simultaneously increased the extractability of amorphous aluminium, and of fulvic acids having a high nitrogen content. At this pH value, a predominantly amorphous fraction of "organo-hydroxy-ferric complexes" was separated from the fine (0-5 µm), well crystallized fraction of the humin : this fraction represented 20 % of the weight of each horizon, and 50 and 30 % of carbon and nitrogen of the humin, respectively.

This study shows that amorphous colloids having a high content in bound fulvic acids, are the main constituents of the "fluffy" microaggregate structures that are characteristic of the soils studied.

Afscheiding van humusbestanddelen en organo-minerale verbindingen uit een "Sol Ocre Humifère" (Umbric Dystrochrept) met micro-aggregaatstructuur : invloed van de pH van de extractie-oplossingen

Samenvatting

De wisselwerking tussen de humusbestanddelen en de amorfe minerale fracties werd bestudeerd in de A12 en de (B)-horizonten van een "Sol Ocre Humifère" (Umbric Dystrochrept). De hoeveelheden humine- en fulvinezuren die door sodiumhydroxide worden geëxtraheerd bij resp. pH 10 en pH 12, alsmede de korrelgrootte-samenstelling van de niet geëxtraheerde fracties staan in verhouding tot de dissociatiegraad van de behandelde complexen onder de gegeven pH-omstandigheden. De aantasting bij pH 12 verhoogt de extractie van het amorf aluminium en van de stikstofvrije fulvinezuren. Bij deze pH wordt van de fijne (0-5 micron) goed gekristalliseerde humine een grotendeels amorfe fractie van "organo-hydroxy-ijzercomplexen" afgescheiden, die 20 % van het gewicht van elke horizont omvat, alsmede resp. 50 % en 30 % van de koolstof en de stikstof uit de humine.

Deze studie toont aan dat amorfe colloïden met hoge gehalten aan fulvine-zuren de dominerende bestanddelen uitmaken van de zgn. "fluffy" micro-aggregaatstructuren die karakteristiek zijn voor de bestudeerde gronden.

**VALIDATION OF THE WATER BALANCE MODEL
SWATRE ON THREE REPRESENTATIVE SOILS OF
THE MTWARA REGION IN SOUTH-EAST
TANZANIA**

E.M. DECKERS
J. FEYEN
J.A. DECKERS
E. NGATUNGA

Abstract

The water balance component data of three lysimeter experiments run by the Finnwater project during the growing season 1975-76 on three representative soils of the Makonde plateau in south-east Tanzania were used to validate the use of the SWATRE model in order to simulate the recharge of the aquifer. Comparison of the simulated and measured components of the field water balance allowed (1) to reveal post factum constraints on the prevailing experimental circumstances, (2) to demonstrate that the SWATRE model can be a useful time-saving procedure for estimating the components of the water balance of homogeneous soils (3) and to suggest modifications to the SWATRE model in order to make it useful for heterogeneous soils characterized by the presence of macropores (cracks).

Key-words

Water balance, modeling, aquifer.

E.M. Deckers and **J. Feyen** - Graduate student and professor, Soil and Water Engineering Laboratory, Faculty of Agriculture Sciences, Catholic University of Leuven, Kard. Mercierlaan 92, B-3030 Heverlee, Belgium.

J.A. Deckers - FAO-expert, Fertilizer Programme Kilimandjaro-Arusha, P.O.B. 8685, Moshi, Tanzania.

E. Ngatunga - Teamleader, Soils section, Naliendele Agricultural Research Institute, P.O.B. 509, Mtwara, Tanzania.

1. INTRODUCTION

As part of the Finnwater (Rural Water Supply Development) project (1977) in the Mtwara region lysimeters were installed in three representative landforms of the Makonde plateau, situated in south-east Tanzania. The objective was to assess the recharge of the aquifer during the rainy season in order to get an estimate of the tolerable water depletion of the groundwater reservoir by shallow wells for domestic and agricultural use. Since the installation, maintenance and exploitation of lysimeters is laborious and rather expensive, the area of a lysimeter rather limited and since it takes some time (usually a few growing seasons) before the disturbed soil profile in the lysimeter becomes comparable to the original profile, more and more use is being made of numerical models to quantify the water flow in the soil profile. This paper verifies the possibility of the simulation model SWATRE (Belmans et al., 1983) for simulating the drainage component of the Finnwater lysimeters during the growing season 1975-76.

2. METHODS AND MATERIALS

2.1. Numerical approach

The soil water balance model SWATRE (Belmans et al., 1983) is developed to calculate the actual use of water by a crop. The model is composed in such a way that it can handle more alternative boundary conditions and more flexible sink terms. In addition, the model enables to tackle a layered soil. Basically the model is based on an implicit finite difference solution of the vertical one-dimensional unsaturated flow equation including a simple sink term to account for the root water uptake. To solve the transient flow equation the boundary conditions at the top and bottom of the flow domain have to be specified. In addition the soil profile has to be defined by the moisture characteristic curve (pF-curve) and by its hydraulic conductivity-water content relationship (k - θ curve).

To describe the root water extraction properly the parameters of the sink function have to be specified in advance. The sink function of Hoogland et al. (1981) is used, which assumes that the root water uptake varies with depth and with the soil water pressure head. These authors assume that the water uptake by roots is not affected by the soil moisture content when the pressure head ranges between the anaerobiosis point and a threshold value which is a function of the crop and of the level of the evaporative demand. Above the anaerobiosis point the sink term variable decreases linearly with the pressure head and becomes zero when the soil is almost saturated. Below the threshold value it is also assumed that the sink term variable decreases linearly with the pressure head to zero at wilting

point. In addition, Hoogland et al. consider that the maximum extraction rate decreases with depth. The water extraction in depth is controlled by the fact that the integrated value of the root water extraction with depth never exceeds the potential transpiration of the crop. Hoogland's sink term is formulated as :

$$S(z,h) = \alpha(h) \cdot S_{\max}(z) \quad (1)$$

$$S_{\max}(z) = a - b|z| \quad (2)$$

and

$$T^* \geq \int_{z=0}^{z=Z} S(z,h) \quad (3)$$

where $S(z,h)$ = the root water extraction rate in $\text{cm}\cdot\text{day}^{-1}$ at depth z and pressure head h , $\alpha(h)$ = a dimensionless sink term varying with pressure head, $S_{\max}(z)$ = the maximum root water extraction rate in $\text{cm}\cdot\text{day}^{-1}$ as a function of depth, a and b are dimensionless constants to be determined from measured root water uptake data, Z = the rooting depth in cm and T^* the potential crop transpiration rate in $\text{cm}\cdot\text{day}^{-1}$.

The fluxes at the top are controlled by precipitation, irrigation, potential soil evaporation, potential transpiration and minimum pressure head. In this study Penman's modified equation is used to calculate the maximum possible evapotranspiration of the grass over of the lysimeters. The division between evaporation and transpiration is based on the formula of Belmans et al. (1983) :

$$E_S^* = 0.9 e^{-0.6 \text{ LAI}} \times ET^* \quad (4)$$

and

$$T^* = ET^* - E_S^* \quad (5)$$

where E_S^* = the potential soil evaporation in $\text{cm}\cdot\text{day}^{-1}$, LAI = the leaf area index, and ET^* = the potential evapotranspiration in $\text{cm}\cdot\text{day}^{-1}$. As can be seen from the outline of the lysimeter installation (figure 1) free drainage under unit hydraulic gradient is a boundary condition which agrees fairly well with the bottom condition of the soil profile in the lysimeters.

2.2. Input data

The lysimeters have been situated in three representative landforms of the Mtwara region, which is situated between east longitude 38° and $40^\circ 30'$ and south latitude $10^\circ 05'$ and $10^\circ 25'$. The area is characterized by a two-season monsoon climate with a hot and humid rainy season from November/December until April/May when the dominant winds come from a north-east direction. During the cooler

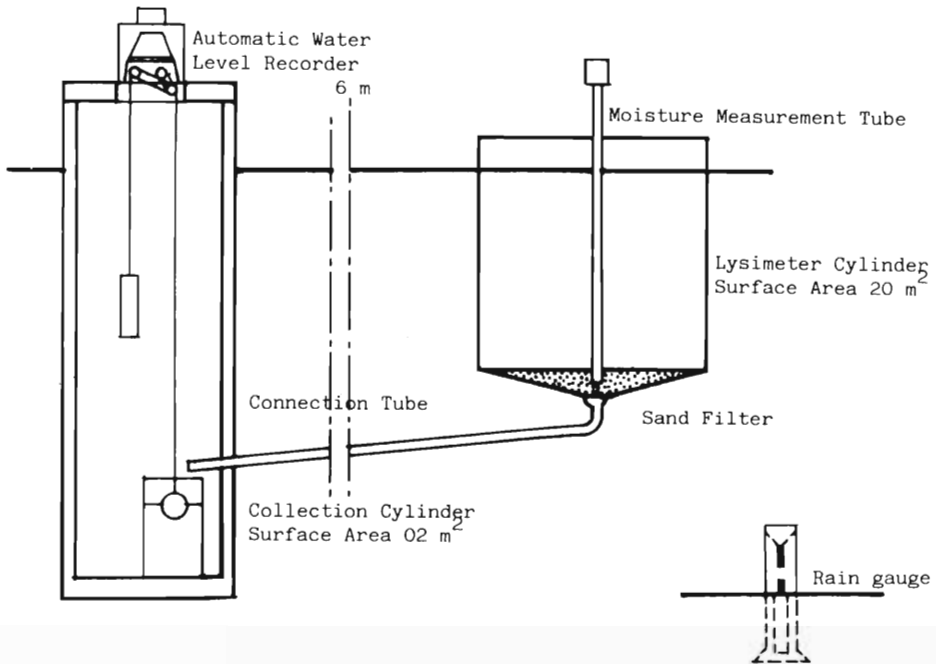


Figure 1.
Lay-out of the lysimeter installations used by the Finnwater project.

dry season, from June until October, the prevailing winds are from south-east.

The mean annual rainfall ranges from 800 to 1000 mm. The variability is high with extreme low values down to 450 mm and extreme high values up to 2000 mm. Within the rainy season rainfall is not evenly distributed. Dry spell periods of 2 to 3 weeks are interrupted by heavy showers. Runoff on slopes, inundations on level and concave land sites are common. Temperature and relative humidity are fairly constant. Mean monthly air temperature ranges between 23.8°C in July and 27°C in December, mean monthly relative humidity varies from 79 % in July to 87 % in March.

The three landforms on which the lysimeters have been installed are : Mikindani, Newala and Masasi. The Mikindani area is representative for the coastal area, which is only 5 to 12 km wide. This narrow land strip reflects a diverse erosional and depositional history of marine regressions and transgressions. The soils developed in a coral reef lime have predominantly fine sandy clay textures . The Newala area represents the upper part of the Makonde plateau which raises from 100 m at the coast up to 880 m at Newala. The Makonde plateau is a sedimentary deposit, mainly of terrestrial origin. The soils are deep, well drained loamy sands, with low fertility and low moisture retention capacity. Ferralic Arenosols are the dominant soil

type. The Masasi area is located in the southern sandy area of the Precambrium formation of the Mtwara region, with soils comparable to the soils in the Newala area.

The soil moisture characteristic curve of the soil profiles of the three lysimeters were measured on undisturbed soil cores, 100 cm³ large, taken 5 years after the lysimeter observations in 1975-76. Following horizons were sampled : 0-20 cm, 20-60 cm and 60-170 cm. The unsaturated conductivity-moisture content relation was calculated using Jackson's method (1972). The measured saturated conductivity was used to match the $K-\theta$ curve. The $\Psi-\theta$ and $K-\theta$ curves of the soils used are given in figure 2.

The components of the water balance of the lysimeters were measured by Finnwater as follow : daily rainfall with a rain gauge installed near the lysimeter; percolation was measured continuously and recorded automatically; the soil moisture content was measured at regular time intervals using a neutron probe (the moisture content was measured at following depths 0-10 cm, 10-30 cm, 30-50 cm, 50-70 cm, 70-90 cm and 90-100 cm). The climatic parameters like the daily average temperature ($^{\circ}\text{C}$), relative humidity ($^{\circ}\text{C}$), wind speed (m.s^{-1}) and cloud cover (%) were obtained from the National Soil Service at Naliendele, Mtwara. The incoming shortwave radiation was calculated from the extra-terrestrial radiation (Doorenbos and Pruitt, 1977). The climatic data were used to calculate, the potential evapotranspiration for a grass cover using Penman's modified equation (Burman et al., 1981). The LAI to divide potential evapotranspiration in potential soil evaporation and crop transpiration, according to the equations (4) and (5), was derived from measured soil cover data. The soil cover of the lysimeter of the Newala area was equal to 1 throughout the observation period. The grass stand was poor on the lysimeter of the Masasi area and the measured soil cover was equal to 0.3 during the entire simulation period. At Mikindani following soil cover data were measured : equal to 0 from day 1 to 18, equal to 0.8 from day 19 until 27 and equal to 1 for the rest of the simulation period. The lysimeters were situated in a widely spaced cashew-nut plantation.

The rooting depth was taken constant at a soil depth of 40 cm. The parameters of the sink term function were assigned following values : $a = 0.02$, $b = 0$, the pressure head to characterize $\alpha(h) = 0$, -60, -600 (low evaporative demand), -, 1,000 (high evaporative demand) and -16,000 cm water column. A measured soil moisture profile was taken as initial condition for the simulation runs.

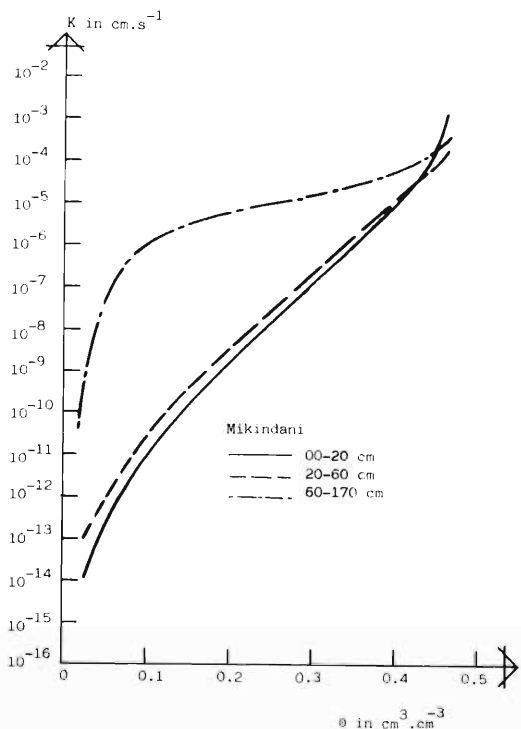
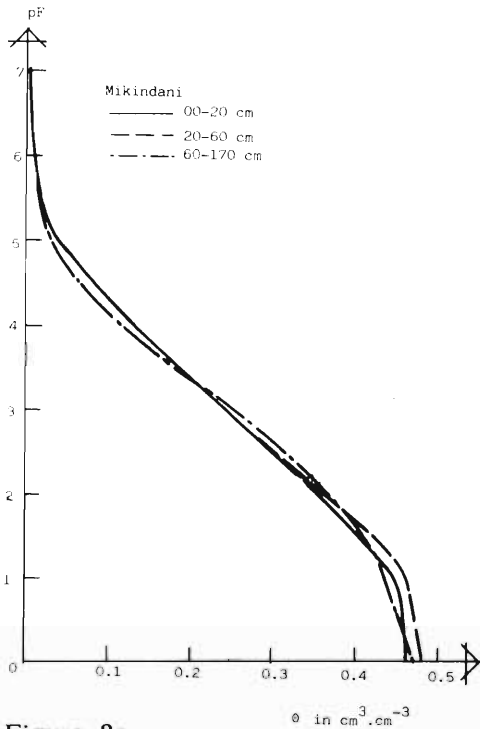


Figure 2a.

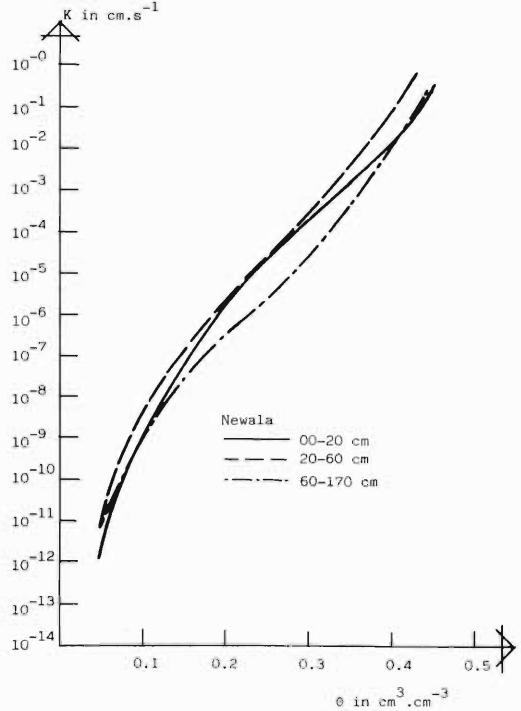
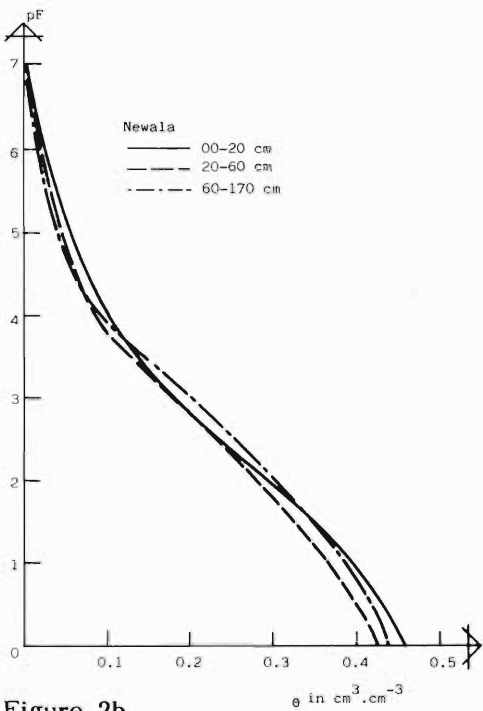


Figure 2b.

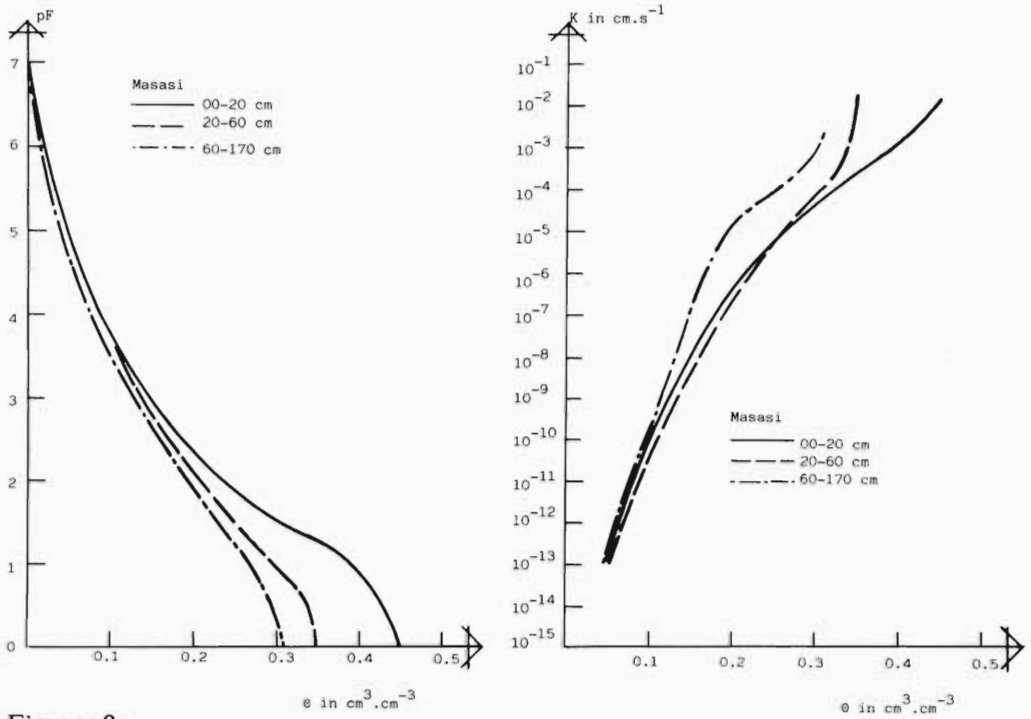


Figure 2c.

Figure 2.

Soil moisture characteristic curve and unsaturated hydraulic conductivity moisture content relation of the different horizons of the Mikindani, Newala and Masasi soil.

3. RESULTS AND DISCUSSION

The soil moisture characteristic (pF-) curves used for the simulation runs were desorption curves which do not take hysteresis into account. The unsaturated conductivity-moisture content relationships were calculated using the pF-curve and the saturated hydraulic conductivity and hence it might be expected that the used K- θ relations were an approximation of the real hydrodynamic properties of the soil. As such, it could be expected that the simulated percolation and soil moisture content deviated from the measured values. Therefore, the hydraulic conductivity was calibrated for the three soils by minimising the difference between the calculated and the measured moisture profile during a redistribution phase following a rainy period. The deviation between measured and simulated moisture content data for the given soil moisture recession period were smallest by multiplying the K- θ relation of the soil of the Mikindani, Newala and Masasi area with the factor 1.56, 100 and 10 res-

pectively. These matching factors have been used for simulating the water balance for the total rainy season.

From the calibration test of the physical parameters it could be concluded that the actual measured unsaturated conductivity-moisture content relations were, respectively 1.56, 100 and 10 times smaller than the presumed values at the onset of the experiment in 1975. The samples on which the Ψ - θ and K - θ function had been measured, were taken in 1981, 6 years after installment of the lysimeters. A decrease in hydraulic conductivity in this period was to be expected due to the progressive subsidence of the disturbed profile, following the filling of the lysimeters.

The difference in order of magnitude of the matching factors for the K - θ relation could be explained by soil texture and organic carbon contents. The soil of the Mikindani area had the finest texture, followed by the soil of the Masasi and the Newala areas. The coarser the soil the more pronounced the soil setting had to be advanced and the higher the value of the correction factor to be used for the K - θ relation. The soil sequence for the organic matter content was the same, the finest textured soil of the Mikindani having the highest organic matter content. The combination of high clay and organic matter content explained the low value for the correction factor of the K - θ relationship of the Mikindani soil. The K - θ relations given in figure 2 are the corrected relations.

No other input parameters had been adjusted to simulate the water balance of the three soils. The simulation period for the Mikindani soil stretched from January 1 until April 30, 1976, of the Newala soil from December 1, 1975 until May 15, 1976 and of the Masasi soil from December 1, 1975 until April 29, 1976. Comparison of the simulated components of the water balance with the observed data revealed (i) that the percolation rate had been underestimated on all three soils; (ii) that the simulated evapotranspiration rate was of the same order of magnitude as the one observed on the Mikindani and the Masasi soils and (iii) that the total soil moisture content over the lysimeter depth (from 0-170 cm) remained too high on all three soils.

Overestimation of the average seasonal evapotranspiration rate on the Newala soil, 0.53 cm.day^{-1} against 0.37 cm.day^{-1} , was most probably due to an overestimation of the soil cover, which was considered equal to 1 (full cover) throughout the simulation period. Considering the same sequence of soil cover as used for the Mikindani lysimeter brought the simulated average seasonal evapotranspiration rate closer to the observed data (0.48 cm.day^{-1} versus 0.37 cm.day^{-1}). The time courses of the observed and simulated cumulative evapotranspiration are given in figure 3.

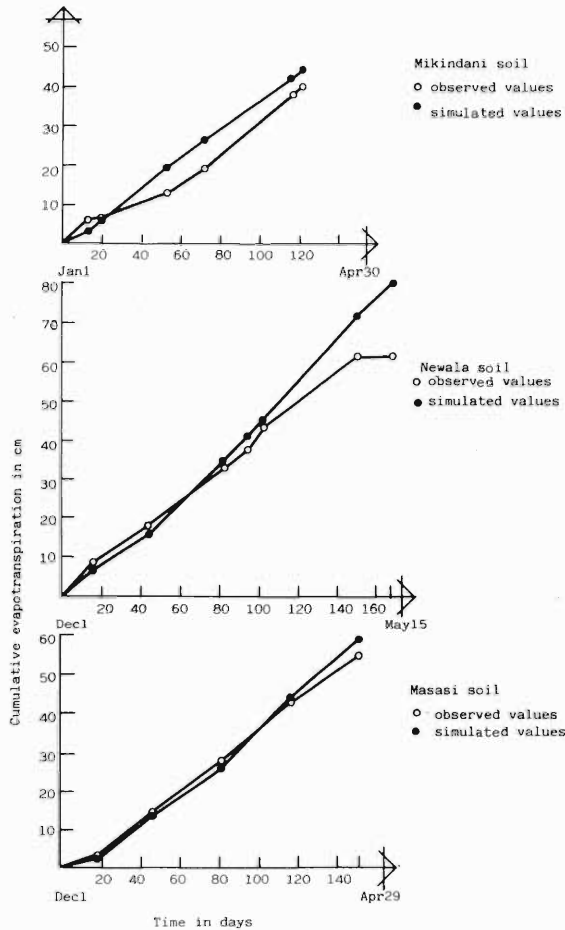


Figure 3. Time course of the observed and simulated cumulative evapotranspiration of the Mikindani, Newala and Masasi soil.

Underestimation of the percolation volume and overestimation of the total water depth stored in the soil profile were most probably linked. Increasing the percolation rate will have an immediate impact on the soil moisture content. From the lysimeter data it was observed that the percolation volumes measured just after intensive showers were much higher than the simulated percolation volumes. The deviation between measured and simulated percolation volumes were even more striking when rain storms lasted for several days. To explain the foregoing discrepancy it was thought that a fraction of the rainfall was short-cutted to the drainage system due to the

presence of continuous pores and cracks in the profile. It might be evident that those cracks were present in the not yet subsided profiles of the lysimeters. In addition, those soils were very vulnerable to cracking, especially at the end of the dry season or after a dry spell period during the rainy season.

The water balance model used did not consider flow into cracks or macropores. In principle the transient flow equation of the SWATRE model is only valid for flow in the liquid phase, in non-swelling or non-cracking soils and in those cases where the relationship between Ψ and θ is unique. The foregoing means that the model only considers water flow through the soil matrix obeying Darcy's law. In order to account for the fraction of the infiltration water flowing directly to the underground through macropores or cracks the following simplified short-cutting process was proposed. If the rainfall depth of a given day exceeded 5 cm the rainfall depth of that day was put equal to 5 cm and the saldo was added to the percolation volume. In addition, the rainfall of the next day was put equal to zero. If the rainfall depth of a given day was situated between 4 and 5 cm, the rainfall of that day was considered unchanged, but the rainfall of the day after was put equal to zero. The simulated cumulative evapotranspiration data given in figure 3 were obtained by using the adjusted rainfall data, as input.

Figure 4 gives for the three soils the time course of the observed and simulated total water depth of the lysimeter profile and figure 5 of the percolation volume. The simulated data in figures 4 and 5 were obtained with the adjusted $K-\theta$ relation and the reduced rainfall data.

From figures 3, 4 and 5 it can be concluded that the simulated values of the Mikindani soil coincided fairly well with the observed data. The average simulated seasonal evapotranspiration rate was 0.37 cm.day^{-1} versus 0.33 cm.day^{-1} and the average simulated percolation rate was 0.18 cm.day^{-1} versus 0.24 cm.day^{-1} . Only at the end of the rainy season the discrepancy between simulated and observed total water depth was pronounced, with a maximum deviation of 2.55 cm water depth, being 10 % of the total water depth.

At Newala and Masasi the simulated total water depth agreed fairly well with the measured water depth until day 44 at Newala and until day 46 at Masasi. However from this day, for both locations, a considerable discrepancy developed between simulated and measured water depth. This difference was more reflected in the cumulative percolation volume than in the cumulative evapotranspiration. Post factum it was difficult to explain why the simulation procedure on the Newala and Masasi soil from day 44 and 46 respectively did not match the observed components of the water balance. Some tentative possibilities are : (i) it was observed that the

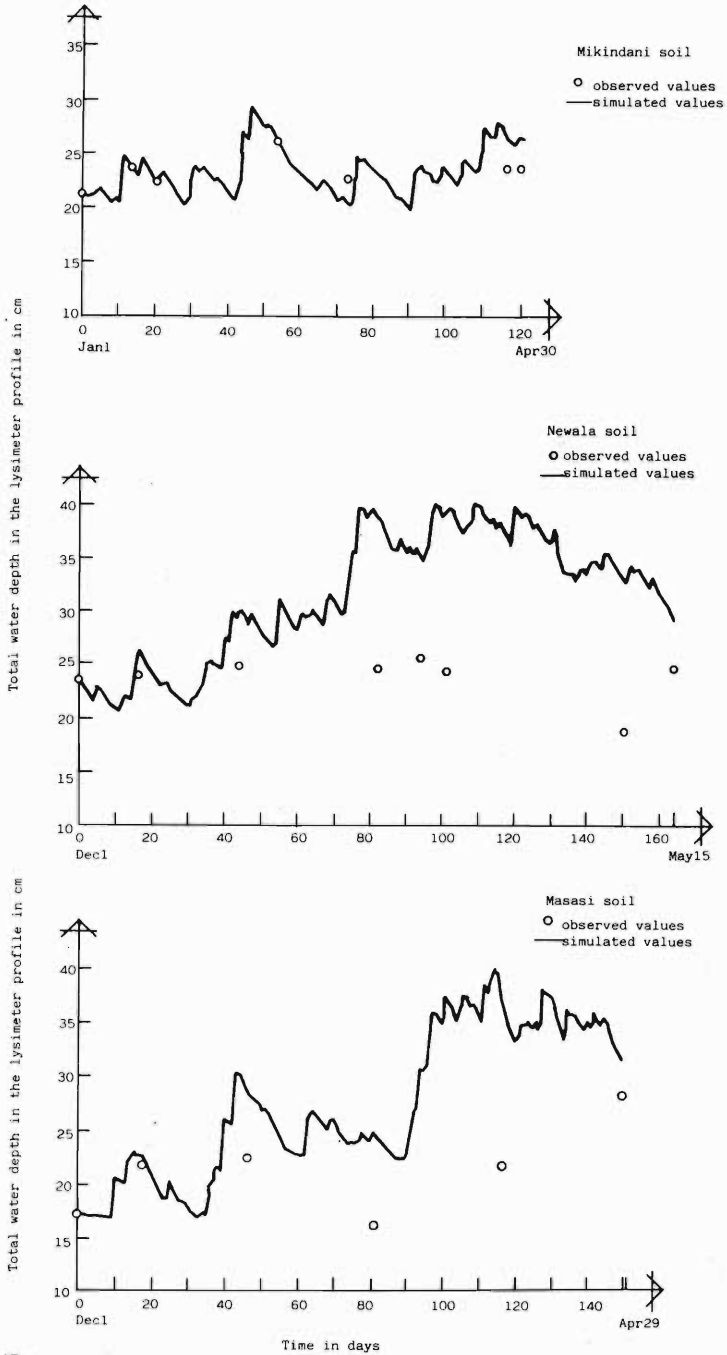


Figure 4. Time course of the observed and simulated total water depth in the lysimeter profile (0-170 cm) of the Mikindani, Newala and Masasi areas.

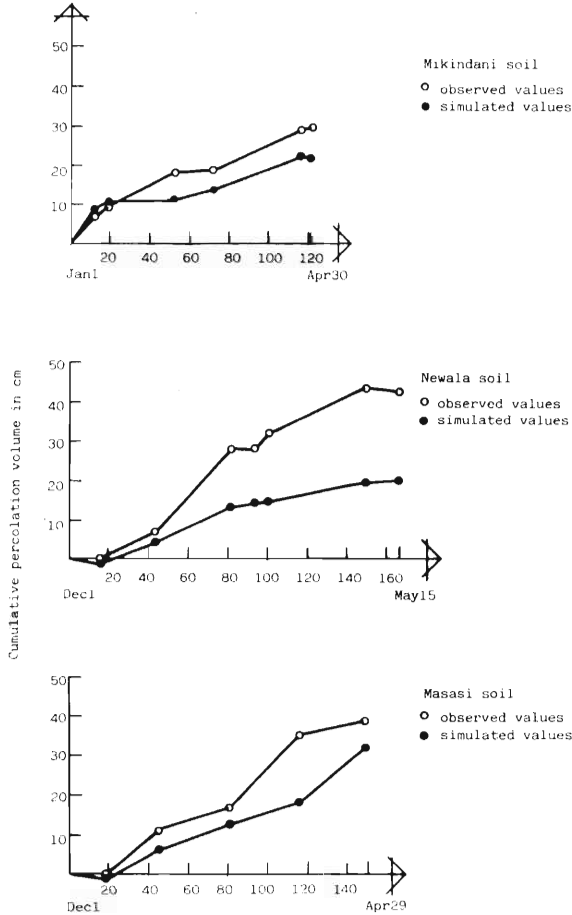


Figure 5. Time course of the observed and simulated cumulative percolation volumes of the Mikindani, Newala and Masasi soils.

lysimeter rim of the Newala and Masasi lysimeter was low and runoff during heavy storms might have occurred so that less water might have been infiltrated as supposed; (ii) the presence of cracks at the moment of the observations had not been accounted for in the measured physical parameters (those were determined 5 years later on small size samples) as well as in the structure of the model, that only considers Darcian flow in the micropores; (iii) it might be possible that the time course of the soil cover on both locations and particularly in Newala from day 100 deviated from the assumed soil cover used as input in the simulation runs; (iv) finally, errors in the moisture content measurements, made by neutron probe, might be partially responsible for the observed deviations.

The reason that during the first 44 and 46 days on the Newala and Masasi soils the simulated components of the water balance agreed moderately well with the observed ones might be explained by the fact that at the beginning of the rainy season the rains were less intensive and more scattered as during the full rainy season. Cracks do not influence the water distribution in the soil profile so much when the rainfall intensity is smaller than the basic intake rate.

5. CONCLUSIONS

Five years after the experiments it might be assumed that the humiferous, fine sandy clay soil of the Mikidani area had almost the same structural pattern, so that the determined soil physical parameters agreed very well with the physical conditions at the observation period. The $K-\theta$ relation had to be corrected by the factor 1.56 and the rainfall reduced to the effective rainfall penetrating the soil matrix in order that the simulated and the observed time course of the water balance components be in harmony.

The matching factor of the $K-\theta$ relation, respectively 100 for the Newala soil and 10 for the Masasi soil, which had to be introduced to get agreement between observed and simulated values during a recession period indicated that both soils had undergone structural changes between the observation period and the moment at which the profile had been characterized physically. Even with the proposed mechanism to reduce the measured rainfall to the effective rainfall after 44 (Newala) and 46 (Masasi) days the simulated data started deviating from the measured ones. It was believed that at the observation period continuous cracks and macropores had been present which did not occur in the soil samples on which the physical soil parameters had been determined. Due to the cracks a larger fraction of the rainfall left the bottom of the soil profile without participating to the water distribution in the soil profile. This must have been particularly the case in the Newala soil.

Notwithstanding the observed shortcomings it has been proven that the SWATRE model can be a very useful tool in the reconstruction or prediction of the time variation of the components of the water balance of past, actual or future situations. As such, the presented model approach can contribute in estimating on a regional scale the recharge of the aquifer, an information needed to prevent overpumping. The weak points in the validated procedure are : (i) run-off is not considered in the model so that the present model is only applicable on level areas; (ii) flow through cracks is incorporated in a rather simplistic way by subtracting a pre-set value of the rainfall depth, when rainfall exceeds a given threshold value. A more elaborated mechanism should be developed to describe quanti-

tatively flow in bimodal soils; (iii) soil physical parameters should be determined on large volume undisturbed samples or in the field rather than on small size samples.

REFERENCES

- Belmans, C., Wesseling, J.G. & Feddes, R.A. (1983)
Simulation model of the water balance of a cropped soil : SWATRE.
Journal of Hydrology, 63 : 271-286.
- Burman, R.D., Wright, J.L. & Pruitt, W.O. (1981)
Water requirements.
In : M.E. Jensen (edit.) : Design and Operation of Farm Irrigation Systems. ASAE monograph 3 : 182-232.
- Doorenbos, J. & Pruitt, W.O. (1977)
Crop water requirement.
FAO Irrigation and Drainage paper 24, 156 p.
- Finnwater project (1977)
Mtwara - Lindi water master plan. Annex A : Hydrology.
Helsinki : 20-73.
- Hoogland, J., Belmans, C. & Feddes, R.A. (1981)
Root water uptake model depending on soil water pressure head and maximum extraction rate.
Acta Horticulturae, 119 : 123-136.
- Jackson, R.D. (1972)
On the calculation of hydraulic conductivity.
Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 36 : 380-382.

Validatie van het waterbalans model SWATRE op drie representatieve bodems van het Mtwara gebied in zuid-oost Tanzania

Samenvatting

De meetgegevens van drie lysimeter experimenten opgenomen in het kader van het Finnwater project tijdens het groeiseizoen 1975-76, en gesitueerd op 3 representatieve bodems van het Makonde plateau in zuid-oost Tanzania, werden gebruikt om het waterbalansmodel SWATRE te toetsen op zijn bruikbaarheid om de voeding van de freatische waterlaag te kwantificeren. Onderlinge vergelijking van de gemeten en gesimuleerde waarden van de componenten van de veldwaterbalans lieten toe : (i) onnauwkeurigheden en tegenstrijdigheden in de experimentele data en omstandigheden aan het licht te brengen; (ii) aan te tonen dat het SWATRE model een bruikbare en

tijdsbesparende techniek is om de veldwaterbalans in homogene gronden te simuleren; en (iii) model wijzigingen voor te stellen om SWATRE bruikbaar te maken voor heterogene gronden, gekenmerkt door de aanwezigheid van continue macroporiën (scheuren).

Validation du bilan hydrologique par le modèle SWATRE sur trois sols représentatifs de la région de Mtwara, dans le sud-est de la Tanzanie

Résumé

Les mesures d'expérimentations réalisées au moyen de trois lysimètres installés dans le cadre du projet Finnwater, au cours de la saison 1975-76, sur trois sols représentatifs du plateau de Makonde dans le sud-est de la Tanzanie ont été utilisées pour vérifier l'efficacité du bilan hydrologique par le modèle SWATRE pour la quantification de l'alimentation de la nappe phréatique. La comparaison des résultats obtenus et des valeurs simulées des composantes du bilan hydrologique a permis : (i) de mettre en lumière les imprécisions et les divergences dans les conditions et les données expérimentales; (ii) de démontrer que le modèle SWATRE constitue une technique efficace et rapide pour simuler le bilan hydrologique des sols homogènes; (iii) et de préconiser des modifications au modèle en vue de son utilisation pour des sols hétérogènes, caractérisés par la présence de macropores continus (fissures).

THE FATE OF LABELLED FERTILIZER NITROGEN SPLIT-APPLIED TO WINTER WHEAT ON A CLAY SOIL

O. VAN CLEEMPUT
L. BAERT

Research project supported by
I.W.O.N.L. (Institute for encourag-
ing Scientific Research in Industry
and Agriculture, Brussels)

Abstract

A field study to determine the recovery and balance of N-15 labelled fertilizer N, split-applied to winter wheat, was conducted on a clay soil in the Polder area of Belgium. The winter wheat received 75 kg N (50% $\text{NH}_4^+\text{-N}$ and 50% $\text{NO}_3^-\text{-N}$) enriched with 7.01 At.% N-15 excess at tillering stage and another 75 kg N (50% $\text{NH}_4^+\text{-N}$ and 50% $\text{NO}_3^-\text{-N}$) enriched with 3.31 At.% N-15 excess at the appearance of the last leaf. Thirty kg N enriched with 3.32 At.% N-15 excess was added at flowering stage. The amount of fertilizer N recovered from the sampled plant parts at the three growing stages was 53 %, 59% and 67% respectively. At harvesting time, the remaining N in the soil profile was about 20% for the three cases. Ammonia volatilization and denitrification were thought to be responsible for the amount of N unaccounted for.

Key words

Nitrogen, labelled nitrogen, fertilizer efficiency, winter wheat, soil.

1. INTRODUCTION

The ever-increasing need to obtain higher yields of cereal crops has lead to an increased use of N fertilizers in particular. This has not only economical but in some cases also environmental consequences. Indeed, some of the non-utilized fertilizer N can pollute the groundwater as well as the air. In order to minimize pollution and to economically benefit from the N fertilizers, their efficiency should be as high as possible.

The fertilizer efficiency depends on an enormous number of factors related to plant, soil and climatological characteristics as well as to cultivation techniques. Because of the variety of influencing factors, results on fertilizer N uptake and balance are mostly related to local conditions. Hence, extrapolation of results to areas with other climatological conditions or agricultural practices is difficult.

The objective of the presented study was to determine the efficiency of fertilizer N applied under split form to winter wheat on a clay soil in the Polder area of Belgium. In this area winter wheat is an important crop and no information is available on the absolute amount of fertilizer N uptake. For this study, N-15 labelled fertilizer was used. The experiment was carried out under field conditions, respecting the local agricultural practices.

2. MATERIALS AND METHODS

The study was conducted with winter wheat (Triticum aestivum L. (var. Arminda)) on a clay soil of the Polder area of Belgium. Some relevant soil and climatological parameters are given in table 1.

To study the effect of split application, the labelled N fertilizer was applied at three different growing stages on three different plots : plot I was fertilized around mid-March at tillering stage, plot II at the end of April at the appearance of the last leaf and plot III around mid-June at flowering stage. Care was taken that the same total amount of N was given to the first and second plot as well as to the whole field. Only the amount applied at flowering stage was additional to the overall dose. A survey of the different treatments, amount of fertilization and plot size is given in table 2. In order to have information on micro-variability, at harvesting time, the inner 9 m² of plot I and II were subdivided into nine sub-plots of 1 m². The total amount of the above-ground plant material, the roots from the top 25 cm, and soil samples up to 1 m depth were collected from each subplot. In order to find out whether the results obtained from the N-15 plots can be extrapolated to the whole field, an equal number of plant samples was taken at random from outside the N-15 plots. The means for yield and N-uptake by these samples were compared with the means of the N-15 samples (t-test).

Table 1.

Some relevant soil characteristics and climatological data.

Soil characteristics * :												
Profile depth (cm)	Texture				pH _{H₂O}		% Humus		% CaCO ₃			
0-40	clay				8.0		1.86		8.52			
40-50	clay				8.3		0.93		8.24			
50-60	loamy clay				8.5		0.48		10.73			
60-125	clayey loam loamy sand				8.6		0.41		12.27			
Climatological data :												
Rainfall and temperature (1982) at the nearest meteorological station												
month	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Rain-fall (mm)	55	17	61	22	64	94	21	54	45	141	52	87
Temp. (°C) :												
min.	-0.4	0.9	1.9	3.4	8.2	12.7	14.1	13.4	11.6	7.8	5.8	1.8
max.	5.0	7.2	9.7	13.0	18.2	21.7	23.7	22.0	21.6	14.4	11.0	6.4
Groundwatertable :												
Below 1m during the entire growing season.												

* Data obtained from G. Hofman, Faculty of Agriculture, Ghent, Belgium.

The variances were compared by using the two-tailed F-test. This technique has been described by Khanif et al. (1984).

The plant samples were dried, separated into grain, straw (stem and leaves) and roots, and ground. The soil samples were taken at 10 cm interval. Both plant and soil samples were analysed for total N (Bremner, 1965b). For the analysis of the N-15 containing samples, a mass spectrometer (model CEC 21-620) was used, according to the procedure described by Bremner (1965a). Recovery and distribution of the added labelled fertilizer N in plants and soils were calculated according to Hauck and Bremner (1976).

Table 2.

Survey of the different treatments on the experimental plots.

Data	Treatment
end 1981	- Sowing of winter wheat after sugarbeet.
18-3-1982	- Fertilization of 4m x 4m (PLOT I) with 75 kg N : 37.5 kg N as $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ and 37.5 kg N as KNO_3 ; labelled with 7.01 At.% N-15 excess. - Fertilization of PLOT II with 75 kg N (KNO_3 + $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$).
30-4-1982	- Fertilization of 4m x 4m (PLOT II) with 75 kg N : 37.5 kg N as $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ and 37.5 kg N as KNO_3 ; labelled with 3.31 At.% N-15 excess. - Fertilization of PLOT I with 75 kg N (KNO_3 + $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$).
11-6-1982	- Fertilization of 1.5m x 1.5m (PLOT III) with 30 kg N ($\text{NH}_4^+\text{-N}$ + $\text{NO}_3^-\text{-N}$) labelled with 3.32 At.% N-15 excess.
3-8-1982	- Harvest of 9 times 1 m ² in the middle of PLOT I and II; harvest of 1 m ² in PLOT III. - Harvest of 9 times 1 m ² outside the labelled plots (PLOT IV). - Soil profile sampling up 1 m depth.

3. RESULTS AND DISCUSSION

From table 3, it can be seen that the grain yield is in the order of 8000 kg ha⁻¹, indicating adequate fertilization and proper cultivating techniques. The nitrogen is distributed for about 2/3 in the grain and for about 1/3 in the straw. Between 5 and 10 % of the nitrogen is present in the harvested roots. It should be noted that the data of the plot III correspond to only 1 m², while all other data represent the means of 9 times 1 m².

With N-15 labelled fertilizer N, the amount of N in the plant coming from the fertilizer (Ndff) and coming from the soil (Nfds) can be determined. These values are presented in table 4. For the yields of plot I and II the Ndff ranged between 10 and 24 %, a figure also found by others (Westerman et al., 1972; Haunold, 1979; Van Cleemput & Baert, 1980; Khanif et al., 1984). It is quite normal that the fertilization at flowering stage (plot III) with 30 kg ha⁻¹ only contributed to a minor part of the N in the plant.

Table 3.Dry matter yield (kg ha^{-1}) and N uptake (kg ha^{-1}) on labelled plots.

	Grain	Straw	Roots	Total
<u>PLOT I</u>				
Dry matter	8328 \pm 832 (42 %)	9088 \pm 816 (46 %)	2344 \pm 311 (12 %)	19760 \pm 1660 (100 %)
N uptake	179 \pm 33 (64 %)	78 \pm 13 (28 %)	21 \pm 4 (8 %)	278 \pm 39 (100 %)
<u>PLOT II</u>				
Dry matter	7783 \pm 747 (43 %)	8524 \pm 679 (46 %)	1951 \pm 215 (11 %)	18258 \pm 1458 (100 %)
N uptake	157 \pm 12 (67 %)	64 \pm 13 (27 %)	13 \pm 3 (6 %)	234 \pm 24 (100 %)
<u>PLOT III</u>				
Dry matter	7810 (44 %)	7460 (43 %)	2280 (13 %)	17550 (100 %)
N uptake	160 (67 %)	62 (26 %)	17 (7 %)	239 (100 %)

Table 4.

The percentage of N in the plant material derived from fertilizer (Ndff) and from soil (Ndfs).

Plot	% Ndff			% Ndfs		
	Grain	Straw	Roots	Grain	Straw	Roots
I	15.9 \pm 1.9	10.3 \pm 1.0	10.8 \pm 2.9	84.1 \pm 1.9	89.7 \pm 1.0	89.2 \pm 2.9
II	24.0 \pm 2.6	17.2 \pm 2.6	11.8 \pm 2.7	76.0 \pm 2.6	82.8 \pm 2.4	88.2 \pm 2.7
III	11.2	2.0	6.8	88.8	98.0	93.2

The recovery of the fertilizer N in the different plant parts is given in table 5. As can be seen here, the labelled fertilizer N from plot I and II is mainly recovered by the grain, followed by the straw. Only a minor part is located in the harvested roots. The total recovery in the plant material is between 52 and 60 %. This is quite a high value compared to data found in the literature (Westerman et al., 1972; Haunold, 1979; Riga et al., 1980; Van Cleemput et al., 1981; Khanif et al., 1982), although even higher values have been noted (Strebel et al., 1980; Van Cleemput & Baert, 1980; Khanif et

Table 5.

Plant recovery (%) of fertilizer N.

Plant part	Plot I	Plot II	Plot III
Grain	37.6 ± 5.0	43.5 ± 4.2	59.5
Straw	12.0 ± 2.3	14.0 ± 2.6	3.4
Roots	3.0 ± 1.0	1.9 ± 0.4	3.9
Total	52.6 ± 6.3	59.4 ± 4.8	66.8

al., 1983). The labelled fertilizer N added at flowering stage (plot III) is even more recovered and is also mainly located in the grain. The amount in the straw and harvested roots however is of more importance. It seems that especially the grain benefits from N added at flowering stage; however the results obtained from plot III originate from a limited surface and can thus be considered as preliminary.

The amount of non-plant fertilizer N must be found either as residual nitrogen in the soil plus non-harvested roots, or leached out of the profile or volatilized or denitrified. Data on residual fertilizer N in the soil are given in table 6.

Table 6.

Recovery (%) of fertilizer N in the soil at harvesting time.

Soil depth (cm)	Plot I	Plot II	Plot III
0-10	1.09	1.30	8.02
10-20	7.72	6.28	8.38
20-30	5.16	5.89	3.12
30-40	5.88	6.03	0.16
40-50	0.93	2.15	0
Total	20.78	21.65	19.68

Evidently, at harvesting time, an important part of the fertilizer N remained in the soil profile, being mostly located either in the top 40 cm (plot I and II) or in the top 30 cm (plot III). No labelled N could be detected below a depth of 50 cm. Presumably, part of this labelled N is present in non-harvested roots. The distribution of labelled N, as shown in table 6, also illustrates that leaching of the fertilizer N during the growing period is negligible.

Taking into account the amount of labelled N in plant and soil, a balance of the applied fertilizer N can be established. These data are compiled in table 7.

Table 7.

Balance of applied labelled fertilizer N (%).

	Plot I	Plot II	Plot III
Fertilizer N recovered by the plants	52.6	59.4	66.8
Residual fertilizer N in the soil	20.8	21.7	19.7
Total N accounted for	73.4	81.1	86.5
N unaccounted for	26.6	18.9	13.5

The results show that between 13 and 27 % of the applied N could not be traced back and must be considered as being transformed into gaseous form. Because the fertilizer N is part ammonium and part nitrate, ammonia volatilization as well as denitrification can be the reason for N loss. As reported by Freney et al. (1983), high pH (> 7) and free CaCO_3 enhance volatilization of surface applied NH_4^+ -N. The data from table 1 confirm this possibility. Denitrification might be more important for the earliest application (plot I) than for the last application (plot III). Indeed, based on soil aeration data, it was found that the microbial activity rapidly increases from the end of March onwards (Van Cleemput & Baert, 1983). At that time, the moisture content is still high and together with a high oxygen consumption rate, the possibility for denitrification is more favourable than during the flowering stage, when the soil is much drier.

Statistical analysis of the dry matter yield and the N uptake in the samples from the labelled plots and in the samples taken at random outside the N-15 plots are given in table 8. From the t-test and the double-tailed F-test, it is clear that the means and variances of the samples from the N-15 plots and of the samples from the whole field did not differ significantly. Indeed, the calculated t- and F-values are lower than the tabulated values at the 0.05 level. This indicates that the results obtained on the labelled plots are representative for the whole field and that extrapolation of the results from the plots to the whole field is justified.

Table 8.

Statistical analysis of dry matter yield and N uptake in the labelled plots I and II and samples collected at random in the whole field (IV).

	Plot	Number Rep- lic.	Mean kg ha ⁻¹	t	t _{0.05}	F	F _{0.05}
<u>Dry matter</u>							
grain	I	9	8328	1.36	2.12	2.46	4.03
	II	9	7783	0.32	2.12	1.96	4.03
	IV	9	7881	-	-	-	-
straw	I	9	9088	0.83	2.12	2.36	4.03
	II	9	8524	1.03	2.12	1.64	4.03
	IV	9	8819	-	-	-	-
<u>N uptake</u>							
grain	I	9	179	0.65	2.12	1.81	4.03
	II	9	157	1.40	2.12	3.95	4.03
	IV	9	170	-	-	-	-
straw	I	9	78	1.97	2.12	1.98	4.03
	II	9	64	0.37	2.12	1.54	4.03
	IV	9	66	-	-	-	-

ACKNOWLEDGEMENT

The discussions with Dr. Hofman, Faculty of Agriculture, University of Ghent, were gratefully acknowledged.

REFERENCES

- Bremner, J.M. (1965a)
Isotope-ratio analysis of nitrogen in nitrogen-15 tracer investigation.
In : Black C.A. (ed.) : Methods of soil analysis, part 2, Agronomy 9 :
1256-1286. Amer. Soc. Agron., Mad., Wisc., U.S.A.
- Bremner, J.M. (1965b)
Total nitrogen.
In : Black C.A. (ed.) : Methods of soil analysis, part 2, Agronomy 9 :
1179-1237. Amer. Soc. Agron., Mad., Wisc., U.S.A.
- Freney, J.R., Simpson, J.R. & Denmead, O.T. (1983)
Volatilization of ammonia.
In : Freney, J.R. & Simpson, J.R. (eds.) Gaseous loss of nitrogen

- from plant-soil systems. Developments in plant and soil sciences 9 : 1-32. The Hague, Martinus Nyhoff.
- Hauck, R.D. & Bremner, J.M. (1976)
Use of tracer for soil and fertilizer nitrogen research.
Adv. Agron., 28 : 219-266.
- Haunold, E. (1979)
Stickstoffbilanz zur Zuckerrübe.
Die Bodenkultur, 30 : 134-143.
- Khanif, Y.M., Van Cleemput, O. & Baert, L. (1982)
Recovery and balance of field-applied labelled fertilizer nitrogen by maize and barley in sandy soil.
In : Scaife A. (ed.): Plant nutrition 1982, vol. 2 : 740-745. Commonwealth Agricultural Bureau, England.
- Khanif, Y.M., Van Cleemput, O. & Baert, L. (1983)
Fate of field-applied labelled fertilizer nitrate on sandy soils.
Plant and Soil, 74 : 473-476.
- Khanif, Y.M., Van Cleemput, O. & Baert, L. (1984)
Field study of the fate of labelled fertilizer nitrate applied to barley and maize in sandy soils.
Fert. Res., 5 : 289-294.
- Riga, A., Fischer, V. & Van Praag, H.J. (1980)
Fate of fertilizer nitrogen applied to winter wheat as $\text{Na}^{15}\text{NO}_3$ and $(^{15}\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ studied in microplots through a four course rotation :
1. Influence of fertilizer splitting on soil and fertilizer nitrogen.
Soil Sci., 130 : 88-99.
- Strebel, O., Grimme, H., Ranger, M. & Fleige, A. (1980)
The field study with nitrogen-15 of soil and fertilizer nitrate uptake and water withdrawal by spring wheat.
Soil Sci., 130 : 205-210.
- Van Cleemput, O. & Baert, L. (1980)
Recovery and balance of field-applied nitrate.
Pedologie, 30 : 309-321.
- Van Cleemput, O. & Baert, L. (1983)
Soil aeration data of sandy and sandy loam profiles in Belgium.
Pedologie, 33 : 105-115.
- Van Cleemput, O., Hofman, G. & Baert, L. (1981)
Fertilizer nitrogen balance study on sandy loam with winter wheat.
Fert. Res., 2 : 119-126.
- Westerman, R.L., Kurtz, L.T. & Hauck, R.D. (1972)
Recovery of ^{15}N -labelled fertilizers in field experiments.
Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36 : 82-86.

De bestemming van gemerkte meststofstikstof gefractioneerd toegediend aan wintertarwe in een kleigrond

Samenvatting

Een veldstudie werd ondernomen om de recuperatie en balans van N-15 gemerkte meststofstikstof te bepalen. De gemerkte N werd gefractioneerd toegediend aan wintertarwe op een kleigrond in de Polderstreek van België. De bemesting bedroeg 75 kg N (50% NH_4^+ -N en 50% NO_3^- -N), aangerijkt met 7,01 At.% N-15 excess bij de uitstoeling en 75 kg N (50% NH_4^+ -N en 50% NO_3^- -N) aangerijkt met 3,31 At.% N-15 excess bij het verschijnen van het laatste blad. Op een beperkt oppervlak werd 30 kg N, aangerijkt met 3,32 At.% N-15 excess, toegediend bij de bloeiperiode. De hoeveelheid meststofstikstof gerecupereerd door de geoogste plantendelen bedroeg voor de drie groeistadia respectievelijk 53%, 59% en 67%. De hoeveelheid N, die bij de oogst in het bodemprofiel achterbleef was voor de drie groeistadia ongeveer 20%. De niet-terugggevonden N wordt geacht verloren te zijn, gedeeltelijk door ammoniak vervluchtiging en gedeeltelijk door denitrifikatie.

La destination de l'engrais azoté enrichi appliqué par fractionnement au froment d'hiver sur un sol argileux

Résumé

Une étude au champs a été faite pour déterminer la récupération et le bilan d'engrais azoté enrichi. L'azote enrichi a été appliqué par fractionnement au froment d'hiver sur un sol argileux dans la région des Polders en Belgique. La fertilisation comprenait 75 kg N (50% NH_4^+ -N et 50% NO_3^- -N) enrichi par 7,01 % d'excès isotopique d'N-15 au stade du tallage et 75 kg N (50% NH_4^+ -N et 50% NO_3^- -N) enrichi par 3,31 % d'excès isotopique d'N-15 au stade de l'apparition de la dernière feuille. Sur une surface limitée, 30 kg N enrichi par 3,32 % d'excès isotopique d'N-15 ont été appliqués au stade de la floraison. La quantité d'engrais azoté récupérée par les parties des plantes récoltées était pour les trois stades de croissance respectivement 53%, 59% et 67%. La quantité d'N mobilisée dans le sol au moment de la récolte était pour les trois stades de croissance de l'ordre de 20%. La quantité non-récupérée est supposée être perdue partiellement par volatilisation d'ammoniacque et partiellement par dénitrification.

LE FER DES CALCAIRES ET DES TERRA FUSCA DES PLATEAUX LORRAINS (FRANCE)

B. GUILLET
G. BURTIN
P. DELCROIX
M. GURY

Résumé

On a comparé les Terra Fusca aux résidus de dissolution des roches calcaires sous-jacentes, dans quatre stations des plateaux jurassiques de l'Est de la France.

Excepté les Terra Fusca enrichies en argile et qui remplissent les fissures karstiques, la filiation directe granulométrique et minéralogique avec les résidus insolubles des calcaires apparaît satisfaisante. Les minéraux phylliteux sont les mêmes. Toutefois, les Terra Fusca se révèlent dans l'ensemble plus riches en interstratifiés gonflants dérivant d'édifices micacés par perte de K_2O .

L'analyse des formes du fer par différentes méthodes, dissolutions chimiques, diffraction X, spectrométrie Mössbauer, permet de mettre en évidence, dans les roches calcaires, une goethite bien cristallisée, associée en grande partie à la fraction argileuse grossière ($0,2-2 \mu$). Par contre, dans les Terra Fusca, la majeure partie du fer libre se distribue dans la fraction argileuse fine ($< 0,2 \mu$) et s'y exprime sous forme de goethite substituée en Al, accompagnée parfois de l'hématite.

Deux causes peuvent expliquer la couleur rougeâtre de la Terra Fusca : la division de la goethite bien cristallisée, héritée des calcaires et son transfert dans la fraction argileuse fine d'une part, la formation de petites quantités d'hématite finement cristallisée d'autre part.

Mots-clés

Calcaire, Terra Fusca, spectrométrie, Mössbauer, goethite.

B. Guillet, G. Burtin, M. Gury - Centre de Pédologie Biologique, C.N.R.S., B.P. 5, 54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cédex, France.
P. Delcroix - Laboratoire de Physique du Solide, Université de Nancy I, B.P. 239, 54506 Vandoeuvre-les-Nancy Cédex, France.

1. INTRODUCTION

Les couvertures pédologiques argilo-limoneuses fréquemment rencontrées sur les plateaux calcaires ont été décrites sous des noms divers et en particulier sous le terme de Terra Fusca par Kubiena (1953).

Dans l'Est de la France, ces formations superficielles diffèrent des placages limoneux et des dépôts de pente, à la fois par leur texture argileuse et structure polyédrique associée et par une coloration brun rougeâtre.

En présentant une typologie des formations superficielles des plateaux boisés des revers de la Côte de Moselle, Gury et Duchaufour (1972) attribuent à la Terra Fusca une origine complexe et lui reconnaissent une histoire ancienne et, par conséquent, polyphasée.

Par sa couleur, sa structure et sa microstructure, la Terra Fusca apparaît comme un sol ancien plaqué en couches peu épaisses (20 à 30 cm) sur le calcaire et pénétrant dans les fissures et poches de dissolution du réseau géoliffracté et karstifié des calcaires durs.

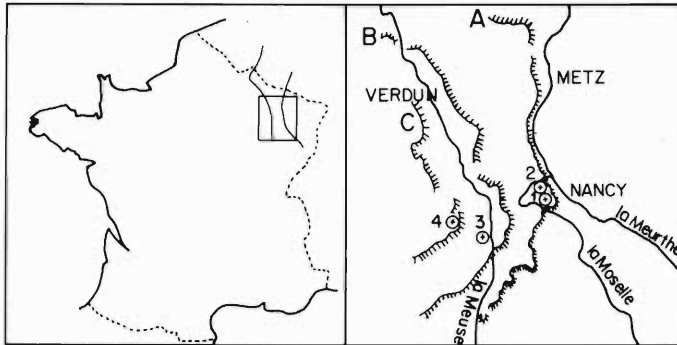
La couleur rougeâtre, peu habituelle dans les sols des climats tempérés, rappelle celle des sols des zones climatiques plus chaudes et évoque les paléoaltérations marquées par l'apparition de l'hématite. Pourtant, la présence d'hématite est difficile à mettre en évidence par diffraction des RX, lorsque ce minéral accompagne la goethite. Il n'est pas inutile de rappeler que pendant longtemps l'hématite a échappé au diagnostic des chercheurs étudiant les Terra Rossa et Sols Fersiallitiques rouges. Il a fallu l'apport de la spectrométrie Mössbauer pour que Lamouroux et al. (1977) reconnaissent de fines cristallites d'hématite dans les produits ferriques mal cristallisés des Sols Fersiallitiques.

Il est évident que pour les Terra Fusca, encore plus discrètement rouges, l'évaluation des formes cristallines du fer libre entre goethite et hématite, doit aussi faire appel à la spectrométrie Mössbauer.

La présente étude a pour but d'analyser et comparer les constituants phylliteux et ferriques des argiles des roches calcaires et de celles des Terra Fusca qui se trouvent spatialement associées à ces mêmes roches calcaires.

2. ECHANTILLONNAGE

Les Terra Fusca de Lorraine sont principalement associées aux calcaires durs du Jurassique qui forment les côtes de la Moselle, de la Meuse et des Bars. Après prospection et échantillonnage effectué dans le cadre du lever de la carte pédologique de France au 1/100 000, quatre couples de Terra Fusca-calcaire parmi une trentaine de sols analysés, ont été retenus pour cette étude. La figure 1 précise la situation géographique des côtes et de l'échantillonnage des quatre couples.



- ⊕ Localisation des prélèvements.
- A côte du dogger ou de la Moselle.
- B côte de l'oxfordien ou de la Meuse.
- C côte du Kimmeridgien ou des Bars.

Figure 1.

Situation géographique des couples Terra Fusca-calcaire. 1 = calcaire bajocien 1610/2 et TF 1465; 2 = calcaire bajocien 1610/3 et TF 1468; 3 = calcaire séquanien 1610/8 et TF 1611; 4 = calcaire portlandien 1610/10 et TF 1613.

Le premier couple, selon l'ordre stratigraphique, associe une Terra Fusca (référence 1465) du Plateau de la forêt de Haye au calcaire oolithique (référence 1610/2) à *Clypeus ploti* du Bajocien supérieur. Le second couple se réfère aussi aux formations superficielles de la côte bajocienne des environs de Nancy : il s'agit d'une Terra Fusca (référence 1468) prélevée à 4,2 mètres sous la surface du sol dans les fissures karstiques de l'oolithe miliare supérieure (référence 1610/3), formation épaisse de 18 mètres couronnant le Bajocien (Hilly et Haguenaer, 1979). Le troisième couple est représentatif des sols bruns calciques des plateaux situés à l'Ouest de la Côte de Meuse. Parmi plusieurs formations calcaires récifales, oolithiques et sublithographiques d'âge oxfordien (s.l.), nous avons choisi un échantillonnage associant le calcaire Séquanien lithographique à *Astarte* (référence 1610/8) à une Terra Fusca (référence 1611) prélevée près de Vaucouleurs, sur le revers de la Côte de Meuse.

Le quatrième couple a trait aux sols cultivés du Jurassique supérieur du Plateau du Barrois. Une Terra Fusca (référence 1613) et le calcaire lithographique Portlandien (référence 1610/10) qui lui est associé ont été prélevés à Rosières-en-Bois, près de Joinville-sur-Marne.

3. METHODES

Les calcaires broyés en fragments de 2 à 5 mm ont été décarbonatés à pH 3. Les fragments ont été immergés dans de l'eau et

soumis à agitation par un barreau magnétique. HCl 6N est versé, lentement et de façon discontinue, sous contrôle pH-métrique permanent afin que le pH ne soit pas inférieur à 3. Les Terra Fusca qui contenaient du calcaire ont été décarbonatées de la même manière.

Les résidus de décarbonatation des calcaires et les Terra Fusca ont été lavés plusieurs fois à l'eau déminéralisée. Leur analyse granulométrique a été faite par tamisage pour les sables et par sédimentation pour les limons et argiles.

La fraction argileuse a été collectée par siphonnages successifs des suspensions placées en allonge de sédimentation. Elle a été subdivisée en plusieurs lots pour que soient effectuées les analyses suivantes :

- Diffractométrie des RX sur lames d'argiles orientées saturées Mg et K et sur poudres pour juger de la présence d'hématite.
- Analyse chimique totale par fusion au métaborate de Sr (Jeanroy, 1974) et dosage des éléments majeurs par absorption atomique.
- Dissolution du fer libre par le citrate-bicarbonate-dithionite (Mehra et Jackson, 1960) et dosage par absorption atomique. La différence entre le fer de l'analyse chimique totale et le fer libre correspond au fer engagé dans les structures cristallines des silicates.
- Extraction du fer amorphe par le réactif oxalique (Schwertmann, 1974).
- Fractionnement quantitatif des argiles en deux classes granulométriques 0-0,2 μm et 0,2-2,0 μm . Ce fractionnement est effectué à l'aide d'une ultracentrifugeuse de type Sharples (Rouiller et Burtin, 1982). Chaque classe granulométrique a fait l'objet d'une analyse minéralogique par diffraction des RX et d'une extraction du fer libre.
- Les principes concernant l'application de la spectroscopie Mössbauer à l'identification des formes et états du fer dans les sols, ont été présentés ailleurs (Jeanroy et al., 1983). Les spectres Mössbauer ont été réalisés en utilisant une source de ^{57}Co montée sur un charriot mobile se déplaçant à vitesse devant l'échantillon. Comme les cristallites d'oxydes ou oxyhydroxydes de fer sont généralement de petite taille, on observe, le plus souvent à température ambiante, un doublet résultant du comportement super-paramagnétique. Les spectres en sextuplet apparaissent par abaissement de la température de l'échantillon. Cet abaissement de température (80°K avec l'azote liquide et 4,2°K avec l'hélium liquide) permet de définir des domaines de taille qui sont différents selon qu'il s'agit d'oxydes (hématite) ou d'oxyhydroxydes (goethite).

4. RESULTATS

4.1. Granulométrie

Tableau 1.

Teneur des calcaires en résidus insolubles et granulométrie.

	pH	Insoluble % du calcaire	Granul. : % de l'insoluble				
			SG	SF	LG	LF	Argile
Calc. Bajocien 1610/2	-	3.0	0.0	0.8	3.0	22.6	73.5
Terra Fusca 1465	6.1	-	0.2	1.7	8.3	22.7	67.1
Calc. Bajocien 1610/3	-	1.3	0.0	0.6	2.4	13.0	83.6
Terra Fusca 1468	8.0	-	0.0	0.6	2.6	4.5	92.0
Calc. Sequanien 1610/8	-	4.3	0.1	3.7	13.1	19.1	63.4
Terra Fusca 1611	8.3*	-	0.0	1.1	10.8	24.8	63.3
Calc. Portlandien 1610/10	-	3.7	0.0	0.1	8.5	27.7	63.7
Terra Fusca 1613	8.1	-	0.0	0.8	8.6	26.1	63.2

(*) : trace de CO_3Ca (0,3%)

Les résultats de décarbonatation ne représentent que de 1,3 à 4,3 % du calcaire (tableau 1). Ces chiffres s'accordent avec les teneurs en insolubles obtenues par Jocteur-Monrozier et al. (1979) sur 10 calcaires oolithiques et/ou lithographiques du Jurassique de Lorraine.

En supposant que les matériaux des Terra Fusca proviennent uniquement des résidus de décarbonatation et en considérant des masses volumiques de $1,3 \text{ g/cm}^3$ et $2,7 \text{ g/cm}^3$ respectivement pour les Terra Fusca et les calcaires, on peut calculer qu'une couche de Terra Fusca de 10 cm d'épaisseur se formerait par dissolution d'une strate de 1,60 mètres de calcaire à 3 % d'insolubles. Cette estimation est certainement surfaite car il est probable qu'une partie des Terra Fusca de Lorraine provient des joints argileux de sédimentation qui séparent les bancs calcaires.

En comparant la granulométrie des roches calcaires à celle des Terra Fusca qui leur correspondent (tableau 1) on observe, qu'à l'exception du système karstique, les caractéristiques sont assez voisines. On y note une même quasi-absence de sables et des teneurs en argiles comparables à 5 % près. De cette analogie granulométrique, on peut déduire qu'il existe une filiation entre les résidus de décarbonatation des calcaires et les Terra Fusca. Cette conclusion

s'accorde avec l'étude de Baize (1972) sur la genèse des terres "d'Aubues" des Plateaux Jurassiques de Bourgogne.

L'enrichissement en argile des Terra Fusca du système karstique de l'oolithe miliaire du Bajocien supérieur est un processus banal observé fréquemment, notamment par Callot (1977) dans les Charentes.

4.2. Composition minéralogique et chimique de la fraction argileuse

Cinq groupes de minéraux phylliteux se retrouvent aussi bien dans les Terra Fusca que dans les roches calcaires : il s'agit de la kaolinite, de l'illite, des interstratifiés gonflants I-Sm et non gonflants I-V et des interstratifiés V-Ch. Seules les abondances relatives, précisés à 10 % près, et l'analyse chimique (tableau II) différencient les argiles des Terra Fusca de celles des résidus de décarbonatation.

Quel que soit le couple envisagé, la kaolinite est estimée à 30 % de l'ensemble des minéraux argileux présents dans les deux types de matériaux. Si l'on considère le rapport molaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, il est toutefois probable que la Terra Fusca illuviée du Bajocien supérieur (référence 1468) et celle liée au calcaire Portlandien (référence 1613) soient plus riches en kaolinite. Les interstratifiés $14^{\text{V}}-14^{\text{C}}$ sont considérés eux-aussi comme étant presque invariants.

Il apparaît que les Terra Fusca étudiées héritent du calcaire d'un cortège minéralogique peu transformé. Ceci oppose les Terra Fusca à certains Terra Rossa qui voient se développer de la kaolinite (Verheye et al., 1973).

La seule modification perceptible concerne l'évolution des illites. Le passage de la roche calcaire aux Terra Fusca s'accompagne d'une perte de potassium comme l'indiquent clairement les teneurs en K_2O et les rapports $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (tableau 2). Ces pertes de K_2O témoignent des transformations d'illites évoluant vers des interstratifiés gonflants I-Sm et même vers des smectites.

4.3. Nature et formes du fer

4.3.1. Fer libre/fer total

A l'exception de la Terra Fusca illuviée du Bajocien (référence 1468), les Terra Fusca étudiées ont des rapports fer libre/fer total (tableau 2) plus élevés que ceux des roches calcaires dont elles dérivent : il y a donc eu, au cours de la pédogenèse, accroissement relatif du fer libre.

Pour expliquer cette évolution du rapport Fe libre/Fe total, l'hypothèse la plus probable consiste à admettre l'expulsion d'une partie du fer des réseaux cristallins des phyllites lorsqu'elles s'altèrent. La comparaison des teneurs absolues (tableau 2) en fer attribuable aux structures des minéraux phylliteux appuie cette hypothèse.

Tableau 2.

Compositions minéralogique* et chimique des fractions argileuses (< à 2 µm) des résidus de décarbonatation et des Terra Fusca. Evolution des rapports moléculaires et du rapport fer libre/fer total. (r. c. ph. : réseau cristallin des phyllites).

* Le quartz est présent dans tous les échantillons.

	7K	10 ^I	(10 ^I -14 Sm)	Sm	(I-V)	(V-Ch)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃		MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	pF	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / K ₂ O	Al ₂ O ₃ / K ₂ O	Fer libre/ Fer total
									r.c.ph.	libre										
Calc. Bajocien 1610/2	3	3	3	-	-	1	40.0	21.0	3.2	10.8	1.9	0.2	0.2	3.2	0.8	18.5	3.25	20.2	6.2	0.77
Terra Fusca 1465	3	2	4	-	-	1	40.0	23.0	2.6	11.9	1.7	0.05	0.2	2.5	0.9	17.1	2.95	25.9	8.7	0.82
Calc. Bajocien 1610/3	3	2.5	3	-	-	1.5	32.0	18.0	4.3	15.2	1.9	0.3	0.2	2.9	0.9	24.2	3.0	17.8	5.9	0.77
Terra Fusca 1468	4	1	4	-	-	1	35.0	23.0	4.5	7.7	1.4	0.1	0.2	1.8	0.9	25.5	2.60	31.4	12.1	0.63
Calc. Séquanien 1610/8	3	4	-	-	2	1	42.0	23.0	5.0	5.0	1.9	0.2	0.2	4.3	0.8	17.3	3.10	15.8	5.1	0.50
Terra Fusca 1611	3	2	3	-	1	1	43.0	23.5	4.2	6.3	2.0	0.05	0.2	2.8	0.8	17.2	3.10	24.8	8.0	0.60
Calc. Portlandien 1610/10	3	4	1	-	1	1	44.0	23.0	4.3	4.1	1.9	0.1	0.2	3.8	0.9	17.7	3.25	18.7	5.7	0.48
Terra Fusca 1613	3	1.5	2	2	0.5	1	38.0	23.5	4.2	5.8	1.5	0.1	0.2	2.1	0.9	23.7	2.70	29.3	10.6	0.58

4.3.2. Les formes du fer libre et relations avec les couleurs

Le fer supposé amorphe extrait par l'oxalate ne représente que 2 à 7 % du fer libre des résidus de décarbonatation et 6 à 10 % de celui des Terra Fusca. En conséquence, la majorité du fer libre s'exprime sous formes cristallines.

Comme le précisent les couleurs, définies selon l'échelle Munsell, du tableau 3, les argiles de décarbonatation des calcaires ont une teinte jaune (10 YR) alors qu'une nuance jaune rougeâtre (7,5 YR) se retrouve dans les argiles de Terra Fusca.

Tableau 3.

Taux d'argiles fines. Teneurs en fer libre des sous fractions et couleurs (échelle Munsell).

	Fract. argil. totale (0-2 µm) Couleur	Sous-fraction fine < 0,2 µm			Sous-fraction grossière 0,2-2 µm	
		< 0,2 µm	Couleur	Fe ₂ O ₃ _d %	Fe ₂ O ₃ _d %	Couleur
		0-2 µm (x100)				
Calc. Bajocien 1610/2	10 YR 5/6 (brun jaune)	62.4	10 YR 5/3 (brun pâle)	4,5	17,3	10 YR 7/8 (jaune)
Terra fusca 1465	7,5 YR 5/4 (brun orangé)	63.1	7,5 YR 4/6 (brun)	15.9	5.7	7,5 YR 6/8 (jaune rougeâtre)
Calc. Bajocien 1610/3	10 YR 5/4 (brun jaune)	61.5	10 YR 4/2 (brun gris)	4.8	29.0	10 YR 7/8 (jaune)
Terra fusca 1468	7,5 YR 6/8 (jaune rougeâtre)	90.6	7,5 YR 5/6 (brun)	8.0	4.0	7,5 YR 7/8 (jaune rougeâtre)
Calc. Séquanien 1610/8	10 YR 5/3 (brun)	62.0	10 YR 5/2 (brun gris)	2.3	10.5	10 YR 7/6 (jaune)
Terra fusca 1611	7,5 YR 5/6 (brun)	75.5	7,5 YR 4/4 (brun foncé)	6.6	6.0	7,5 YR 7/6 (jaune brun)
Calc. Portlandien 1610/10	10 YR 5/3 (brun)	54.7	10 YR 5/2 (brun grisâtre)	1.3	7.1	10 YR 8/4
Terra fusca 1613	7,5 YR 6/6 (jaune rougeâtre)	72.3	5 YR 5/6 (brun rouge)	6.0	6.2	7,5 YR 7/4

Il est reconnu (Schwertmann et Taylor, 1977; Lamouroux et al., 1977; Bigham et al., 1978) que la couleur jaune est liée à la large prédominance de la goethite comme forme du fer libre. C'est aussi le cas des argiles de décarbonatation dont le diffractogramme des RX ne révèle que de la goethite (figure 2a). Celle-ci se caractérise par un pic à 4,17 Å, attribuable au plan (110) et dominant amplement la région à 2,69-2,70 Å où ordinairement se manifeste le pic principal (104) de l'hématite.

La goethite est également présente dans les argiles des Terra Fusca. La figure 2 (b et c) offre deux diffractogrammes extrêmes en raison des abondances et cristallinités différentes des oxyhydroxydes de fer : à la Terra Fusca 1465 s'oppose celle du Jurassique supérieur (1611) moins riche en fer libre (tableau 2). L'argile de la Terra Fusca bajocienne (1465) présente une goethite assez bien cris-

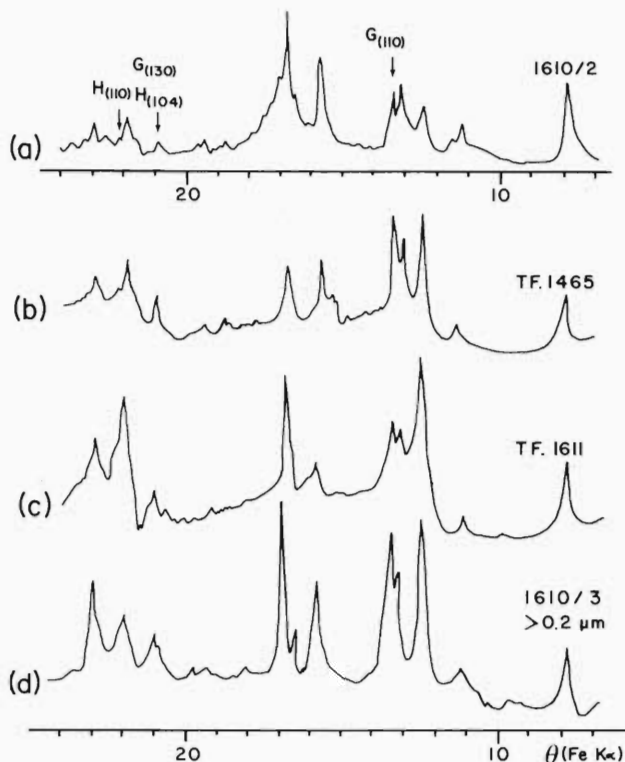


Figure 2.

Diffractogrammes des RX des fractions argilleuses : manifestation des pics attribuables à la goéthite et à l'hématite.

tallisée (pic (110) à $4,17 \text{ \AA}$) sans qu'il y ait de preuve évidente concernant la présence d'hématite.

La même observation peut être faite avec la Terra Fusca séquanienne (1611) dont le diffractogramme ne livre aucune caractéristique spectrale, comme l'intensité du pic à $2,69 \text{ \AA}$, la présence d'un pic à $2,52 \text{ \AA}$ (110) de l'hématite, susceptible d'argumenter l'hypothèse de la coexistence de goéthite et d'hématite.

Comme la diffraction des RX se révèle une technique incertaine pour accréditer la présence d'hématite dans les Terra Fusca, il nous a fallu faire appel à la spectroscopie Mössbauer.

4.3.3. Spectroscopie Mössbauer

En ce qui concerne la Terra Fusca bajocienne (1465), on note que dès la température ambiante (298°K) apparaît un sextuplet hyperfin de 484 kOe . Un tel champ magnétique interne se rapporte à une hématite substituée par de l'aluminium et non point à la goéthite dont le champ interne serait de 380 kOe environ (Biais et al.,

1972). Puisqu'un ordre magnétique apparaît dès la température ambiante, cette hématite est composée de cristallites de taille supérieure à 100 Å (Janot, 1972) : cette phase d'hématite est évaluée à 10 % du fer total.

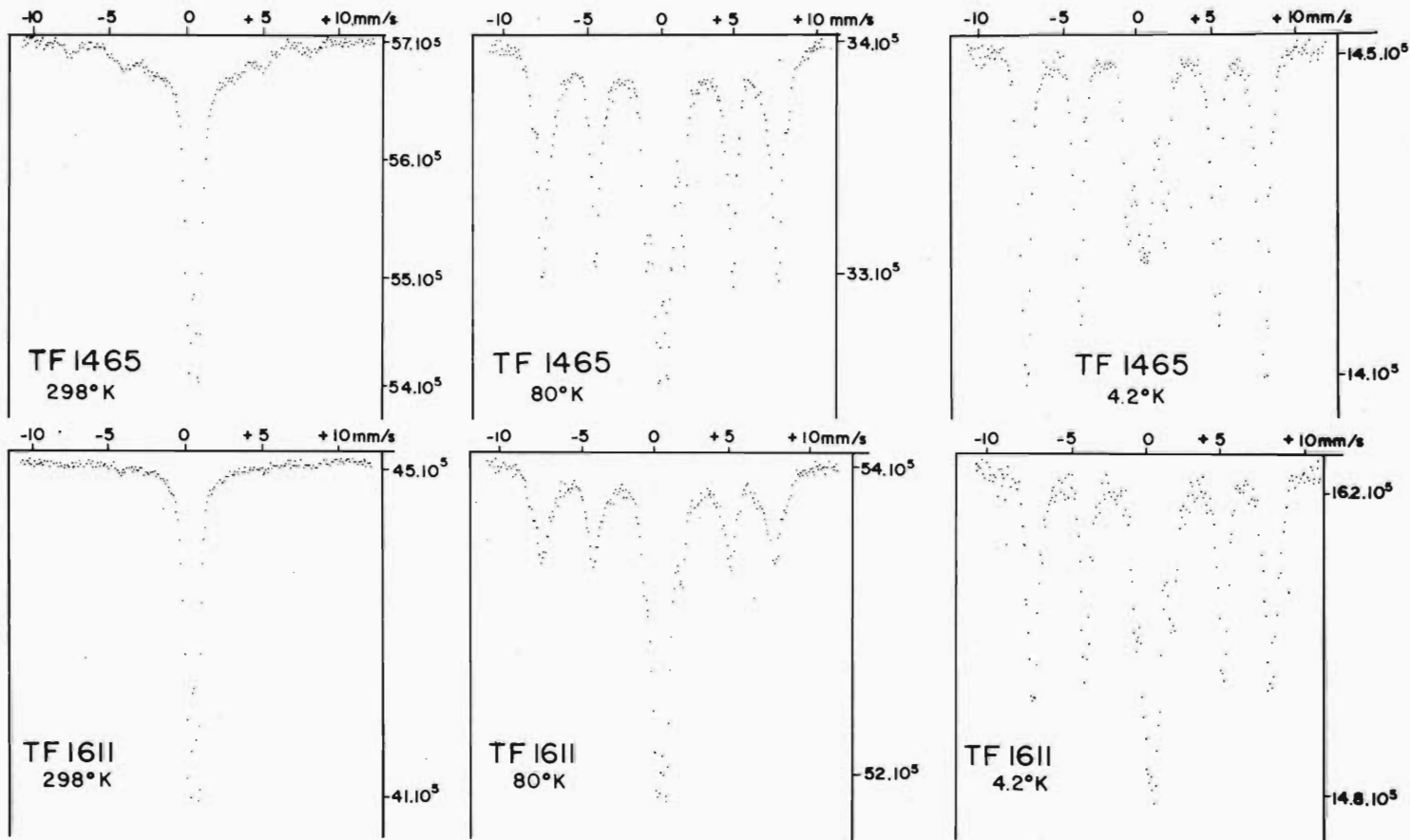
A 80 K, le spectre se déconvolue en deux sextuplets accompagnant un doublet. Le sextuplet externe dont le champ magnétique hyperfin est de 515 kOe qualifie de l'hématite substituée et correspond à 15 % du fer total. Il s'agit, pour 10 % du fer total, de l'hématite déjà caractérisée à 298°K, à laquelle s'ajoute, pour 5 % du fer total, une hématite plus finement cristallisée ($40 > d > 100$ Å). Le sextuplet interne ($H_i = 478$ kOe) se réfère à de la goéthite dont les dimensions des cristallites varient de 90 à 250 Å. Cette phase de goéthite bien cristallisée est évaluée à 60 % du fer total.

A 4,2°K, le doublet persistant se rapporte au fer des silicates qui représente 20 % du fer total. En conséquence, 80 % du fer total est du fer libre, ce qui confirme remarquablement le rapport fer libre/fer total du tableau 2. Il s'agit d'hématite substituée à raison de 15 % du fer total, et de goéthite (65 %) dont une partie (5 % du fer total) se présenterait en petites cristallites (de 40 à 90 Å) dont la structure en six pics apparaît seulement lorsque la température est abaissée de 80° à 4,2°K.

Tableau 4.

Paramètres Mössbauer et évaluation du pourcentage du fer dans les diverses phases 2ϵ : effet quadrupolaire; δ : déplacement isomérique; H_i : champ magnétique hyperfin.

	T (°K)	Doublet (1)		Sextuplet (2)	% du fer dans les phases (1) et (2)
		2ϵ (mm/s)	δ (mm/s)	H_i (kOe)	
T.F. 1465	298	0.56	0.36	484	(1) = 90; (2) = 10
	80	0.52	0.48	515 (A) 478 (B)	(1) = 25; (2A) = 15 (2B) = 60
	4.2	0.39	0.41	496	(1) = 20; (2) = 80
T.F. 1611	298	0.53	0.37	-	(1) = 100
	80	0.50	0.45	466	(1) = 46; (2) = 54
	4.2	0.28	0.45	492	(1) = 35; (2) = 65
T.F. 1613 < 0.2 μ m	298	0.53	0.37	-	(1) = 100
	80	0.44	0.46	480 (A) 464 (B)	(1) = 58; (2A) = 20 (2B) = 22
	4.2	0.15	0.48	490	(1) = 35; (2) = 65



311 Figure 3.
Spectres Mössbauer des Terra Fusca.

Il est clair que les paramètres Mössbauer du tableau 4 et les spectres correspondants (figure 3) apportent, mieux que les RX, la preuve de l'existence de l'hématite dans la composition de la fraction argileuse de la Terra Fusca bajocienne. Cela n'est, par contre, pas le cas de l'autre fraction argileuse de Terra Fusca analysée (1611).

Aucune évidence n'apparaît dans l'analyse des paramètres Mössbauer (tableau 4) de la Terra Fusca séquanienne (1611). On doit souligner, en résumé, qu'à la température ambiante, tout le fer se manifeste par un doublet. A 80°K, 54 % du fer apparaît sous forme de sextuplet dont le champ interne (466 kOe) se rapporte à des cristallites de 90 à 250 Å de goethite. A 4,2°K, le doublet représente le fer des réseaux silicates qui est estimé à 35 % du fer total. Le complément, soit 65 % du fer, est attribué à de la goethite dont une fraction (11 %) est caractérisée par des cristallites de faible dimension (de 40 à 90 Å).

4.4. Fractionnement des argiles

Le taux d'argiles fines (< 0.2 µm), les teneurs en fer libre extractible par le citrate-bicarbonate-dithionite et les couleurs des deux sous-fractions argileuses sont réunis sur le tableau 3.

Dans les Terra Fusca, le pourcentage d'argiles fines est soit égal soit supérieur à celui des argiles de décarbonatation. Il atteint même des taux très élevés (90 %) dans la Terra Fusca (1468) du système karstique bajocien.

Le point remarquable résulte de la comparaison des teneurs en fer libre des deux sous-fractions argileuses. Il apparaît nettement que dans les roches calcaires, les plus fortes teneurs concernent les sous-fractions grossières. Ceci suggère que les cristallites d'oxyhydroxydes de fer associées à la sous-fraction argileuse grossière sont de très grande dimension ou bien encore intimement accolées sur les plans basaux des phyllites de grandes tailles. La couleur jaune des fractions grossières suggère aussi que la goethite constitue l'essentiel du fer libre. Ce dernier point est confirmé par l'analyse des diffractogrammes des RX dont la figure 2d donne un bon exemple.

En ce qui concerne les Terra Fusca, il apparaît que les teneurs en fer libre sont à l'avantage des sous-fractions argileuses fines (1465-1468) et parfois sensiblement voisines dans l'une ou l'autre des fractions (1611-1613). D'autre part, il faut noter que, systématiquement, les teneurs en fer libre des sous-fractions argileuses fines des Terra Fusca sont supérieures à celles des fractions homologues des roches calcaires. Ceci peut s'interpréter comme le résultat de la distribution dans les sous-fractions fines du fer libéré lors de l'altération des phyllosilicates ferrifères.

Sur le plan des couleurs, les fractions grossières ont encore des

Tableau 5.

Distribution du fer libre total entre les sous fractions argileuses, exprimée en mg de Fe_2O_3 dans 100 mg d'argile totale 0-2 μm , et en pour cent du fer libre total de la fraction argileuse 0-2 μm (chiffres entre paranthèses).

	Fe_2O_3 distribué dans les sous-fractions argileuses		Fe_2O_3 libre total reconstitué
	Fines (< 0.2 μm)	Grossières (> 0.2 μm)	
Calc. Bajocien 1610/2	2.8 (30)	6.5 (70)	9.3
Terra Fusca 1465	10.0 (82)	2.1 (18)	12.1
Calc. Bajocien 1610/3	2.9 (21)	11.2 (79)	14.1
Terra Fusca 1468	7.6 (95)	0.4 (5)	8.0
Calc. Séquanien 1610/8	1.4 (26)	4.0 (74)	5.4
Terra Fusca 1611	5.0 (77)	1.5 (13)	6.4
Calc. Portlandien 1610/10	0.7 (18)	3.2 (82)	3.9
Terra Fusca 1613	4.3 (72)	1.7 (28)	6.0

nuances jaunes alors que les teintes rouges s'expriment plutôt dans les sous-fractions fines, notamment dans la Terra Fusca portlandienne (1613). Il apparaît alors évident que la coloration brun-rougeâtre qui caractérise la totalité de la fraction argileuse des Terra Fusca résulte du panachage des teintes dominantes dans les deux sous-fractions argileuses.

Les teintes rougeâtres des sous-fractions fines peuvent être dues à la présence de l'hématite. Ainsi, la sous-fraction d'argiles fines la plus rouge (1613) révèle en spectroscopie Mössbauer la coexistence d'hématite et de goethite. Les paramètres Mössbauer présentés dans le tableau 4 établissent après des observations à 80°K et 4,2°K une distribution du fer entre les silicates (35 %), de l'hématite et de la goethite fortement substituée, sans doute en Al, représentant respectivement 20 % et 45 % du fer total.

5. DISCUSSION

Si l'on se réfère à Bresson (1975), Bronger et al. (1980), Schwertmann et al. (1982), la rubéfaction des matériaux comme les Terra Fusca et plus encore la Terra Rossa, aurait deux causes essentielles.

L'apparition de coloration tendant vers le rouge serait en premier lieu associée à la formation et au développement de l'hématite (Bronger et al., 1980; Schwertmann et al., 1982). Cette cause première rejoint et s'appuie sur l'analyse désormais classique (Lamouroux, 1972; Lamouroux et al., 1977) que l'on fait de la rubéfaction des Sols Fersiallitiques du domaine bioclimatique méditerranéen.

Les résultats de la spectrométrie Mössbauer appliquée aux Terra Fusca de Lorraine montrent bien que les teintes rougeâtres peuvent s'expliquer par la présence d'une partie de fer libre s'exprimant sous forme d'hématite. Mais en rappelant que la Terra Fusca séquanienne, analysée en spectrométrie Mössbauer, ne recèle pas d'hématite, nous devons convenir que si la présence d'hématite suffit à justifier les couleurs, cette présence n'est pas forcément nécessaire. D'autres causes peuvent intervenir.

Les recherches de Bresson (1975) sur la composition des argiles d'altération des matériaux fluvio-glaciaires récents mettent l'accent sur la microdivision de la goethite de grande taille des calcaires comme cause possible d'un effet rubéfiant. Ce point de vue est largement partagé par Bronger et al. (1980) qui ont étudié, par spectrométrie Mössbauer, les formes du fer libre des Terra Rossa et Terra Fusca de Tchécoslovaquie. Ils reconnaissent que le passage des cristallites ferriques depuis les argiles de décarbonatation jusqu'aux Terra Fusca et Terra Rossa, s'accompagne d'un glissement de la taille des particules vers de plus petites dimensions. Ils soulignent aussi que les spectres Mössbauer des Terra Fusca révèlent de la goethite plus abondamment substituée en aluminium que dans les Terra Rossa.

Nos observations confirment ces conclusions puisqu'une distribution différente du fer libre oppose les argiles des résidus de décarbonatation aux Terra Fusca. En effet, à partir des données du tableau 3 mentionnant les taux d'argiles et les teneurs en fer libre des deux sous-fractions, on peut établir, par un calcul simple, la contribution en fer libre de chacune des sous-fractions argileuses.

Les valeurs présentées sur le tableau 5 mettent en évidence deux états caractéristiques qui s'opposent significativement. Pour les argiles des résidus de décarbonatation, 70 à 82 % du fer libre total se distribue dans les sous-fractions argileuses grossières. Il s'agit essentiellement de goethite. En ce qui concerne les Terra Fusca, la majorité (de 72 à 95 %) du fer libre de la fraction argileuse totale, est associée à la sous-fraction argileuse fine.

Il est raisonnable de penser qu'au cours du temps qui a conduit les argiles de décarbonatation des calcaires vers les Terra Fusca des

plateaux, les goethites grossières et bien cristallisées, héritées des calcaires, se sont morphologiquement transformées. Elles se seraient divisées en s'associant aux plus fines argiles et nous pensons, avec Bresson (1975) que les teintes rougeâtres naissent de cette association.

Il est certain qu'une fraction de goethite s'est dissoute, contribuant ainsi à donner naissance à de l'hématite fine qui, elle aussi, se distribue préférentiellement dans la fraction argileuse fine. C'est au moins ce qui suggère l'analyse Mössbauer de l'argile fine de la Terra Fusca portlandienne.

6. CONCLUSION

La comparaison de la granulométrie, de la minéralogie et de la chimie des argiles des Terra Fusca et des résidus de décarbonatation de roches calcaires dont elles sont sensées dériver amène aux points suivants :

1) A l'exception des fissures karstiques enrichies en argiles, la filiation granulométrique et minéralogique des Terra Fusca avec les résidus de dissolution du calcaire paraît probable. Les minéraux argileux sont presque identiques : tout au plus note-t-on dans les Terra Fusca une plus forte représentation d'interstratifiés gonflants dérivant des illites des roches calcaires par perte préférentielle de potassium.

2) La couleur rougeâtre des Terra Fusca est tout autant liée à l'existence d'hématite d'ailleurs toujours subordonnée à la goethite qu'à un changement dans la distribution des tailles des particules ferriques composant le fer libre. La couleur rouge se corrèle avec la division de la goethite et avec son transfert dans la fraction argileuse fine.

BIBLIOGRAPHIE

Baize, D. (1972)

Les sols développés dans la couverture des plateaux jurassiques de Bourgogne. Pédogenèse et origine.
Science du Sol, 1 : 37-43.

Biais, R., Bonnemayre, A., de Gramont, X., Michel, M., Gilbert, H. & Janot, Ch. (1972)

Etude des substitutions Al-Fe dans les oxydes et hydroxydes de synthèse. Préparation de diaspore ferrifère.
Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 95 : 308-321.

- Bigham, J.M., Golden, D.C., Buol, S.W., Weed, S.B. & Bowen, L.H. (1978)
Iron oxide mineralogy of well drained ultisols and oxisols : II. Influence on color, surface area, and phosphate retention.
Soil Sci. Soc. Amer. J., 42, 5 : 825-830.
- Bresson, L.M. (1975)
Rubéfaction récente des sols sous climat tempéré humide.
Science du Sol, 1 : 3-22.
- Bronger, A., Ensling, J., Gütlich, P. & Spiering, H. (1980)
Mössbauer studies on the rubefication of Terrae rossae in Slovakia.
Fourth Meeting of the European Clay Group, Abstract : 28-29.
- Callot, G. (1977)
Logique de la distribution des sols et formations superficielles sur plate-forme calcaire.
Science du Sol, 4 : 189-205.
- Gury, M. & Duchaufour, Ph. (1972)
Relations entre les formations superficielles et la pédogenèse sur substratum calcaire.
Science du Sol, 1 : 196-204.
- Hilly, J. & Haguenaer, B. (1979)
Guides géologiques régionaux : Lorraine-Champagne.
Masson, Paris, 216 p.
- Janot, Ch. (1972)
L'effet Mössbauer et ses applications à la physique du solide et à la métallurgie physique.
Masson, Paris.
- Jeanroy, E. (1974)
Analyse totale par spectrométrie d'absorption atomique des roches, sols, minerais, ciments après fusion au métaborate de strontium.
Analisis, 2, 10-11 : 703-712.
- Jeanroy, E., Guillet, B., Delcroix, P. & Janot, Ch. (1983)
Les formes du fer dans le sol. Confrontation des méthodes chimiques avec la spectrométrie Mössbauer.
Science du Sol, 3-4 : 185-194.
- Jocteur Monrozier, L., Burtin, G., Gury, M. & Guillet, B. (1979)
Associations organo-minérales dans les résidus de décarbonatation de calcaires du Jurassique moyen et supérieur de Lorraine.
7ème réunion annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, p. 264.
- Kubienski, W.L. (1953)
The soils of Europe.
Th. Murby and Cie, London, 317 p.

- Lamouroux, M. (1972)
Etude de sols formés sur roches carbonatées. Pédogénese fersiallitique au Liban.
Mém. OSTROM. Paris, 56, 266 p.
- Lamouroux, M., Loyer, J.Y., Bouleau, A. & Janot, Ch. (1977)
Formes du fer des sols rouges et bruns fersiallitiques. Application de la spectrométrie Mössbauer.
Cah. OSTROM, sér. Pédol., XV, 2 : 199-210.
- Mehra, C.P. & Jackson, M.L. (1960)
Iron-oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate.
Clays and Clay Minerals, 7 : 317-327.
- Rouiller, J. & Burtin, G. (1982)
Séparation des particules fines du sol à la supercentrifugeuse, type Sharples.
Note technique du C.P.B., 28, 22 p.
- Schwertmann, U. (1974)
Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung.
Z. für Pflanzenernähr. u. Bodenk., 105 : 194-202.
- Schwertmann, U. & Taylor, R.M. (1977)
Iron Oxides.
In : Minerals in soil environments. Sci. Soc. Amer. Publ., 145-180.
- Schwertmann, U., Murad, E. & Schulze, D.G. (1982)
Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas?
Geoderma, 27 : 209-223.
- Verheye, W., De Coninck, F. & Cammaerts, Cl. (1973)
Observations sur la nature et l'évolution des minéraux argileux dans les Terra rossa du Liban Sud.
Bull. de l'A.F.E.S., 1 : 33-48.

The iron compounds in limestones and Terra Fusca of the Lorrain plateaus (eastern France)

Summary

We have compared Terra Fusca with the dissolution residues of calcareous rocks in four stations of the jurassic plateau of eastern France.

Except for the Terra Fusca enriched in clay which fill the karstic cracks, the relationship in terms of particle size distribution and

mineralogy with the non soluble residue of the limestone is satisfactory. The clay minerals are the same. However, the Terra Fusca seems to be richer in interlayer minerals deriving from micaceous structures by loss of K_2O .

The analysis of the different forms of iron by various methods, including chemical dissolutions, X ray diffraction and Mössbauer spectrometry, shows that in the calcareous rocks, a well crystallized goethite is mainly associated with the coarse clay fraction ($0,2-2\mu$). On the other hand, in the Terra Fusca the main part of iron is distributed in the fine clay fraction ($< 0,2\mu$) and is identified as Al substituted goethite and sometimes as hematite.

Two reasons explain the reddish color of the Terra Fusca : the fractionation of the well crystallized goethite inherited from the limestone and its transfer to the fine clay fraction, and the formation of small quantities of finely crystallized hematite.

Het ijzer in de kalkstenen en in de Terra Fusca van de Hoogvlakte van Lorreinen (Oost-Frankrijk)

Samenvatting

Een vergelijkend onderzoek werd uitgevoerd van de Terra Fusca en van de ermee verband houdende kalksteenverweringsresidus op vier plaatsen uit het Jura-plateau in Oost Frankrijk.

Behalve voor wat betreft de in klei aangerijkte Terra Fusca bodems die de karstspleten opvullen, blijkt de korrelgrootte-samenstelling en de mineralogie rechtstreeks verband te houden met het onoplosbaar residu van het kalksteensubstraat. Niettemin zijn in het algemeen de Terra Fusca bodems rijker aan zwellende geïnterstratificeerde kleien die zijn ontstaan door K_2O verlies uit mica-achtige structuren.

Het onderzoek naar de diverse vormen van het ijzer aan de hand van verschillende methoden, w.o. chemische aantastingen, X-stralendiffractie en Mössbauer-spectrometrie laat toe aan te tonen dat zich in de kalksteen een goed gekristalliseerde goethiet bevindt, die hoofdzakelijk in de grove kleifractie ($0,2-2$ micron) is gelokaliseerd. In de Terra Fusca daarentegen spreidt het grootste deel van het vrij ijzer zich uit over de fijne kleifractie (kleiner dan 2 micron), waar het wordt geïdentificeerd als Al-gesubstitueerd goethiet en soms als hematiet.

Twee oorzaken kunnen aan de basis liggen van de roodachtige kleur van de Terra Fusca : de verspreiding van de goed gekristalliseerde uit de kalksteen overgeërfde goethiet en de verplaatsing ervan naar de fijne kleifractie enerzijds en de vorming van kleine hoeveelheden fijn gekristalliseerd hematiet anderzijds.

FRACTIONS MINÉRALES ET CLASSIFICATION DE LA TEXTURE DU SOL

J. AMERYCKX
W. VERHEYE

1. INTRODUCTION

En 1951 *Pédologie* a débuté comme Bulletin de la Société Belge de Pédologie. Dans la dernière décade il est devenu une revue de niveau international, où des recherches belges aussi-bien que des données des autres pays ont été publiées. Aujourd'hui *Pédologie* est distribué de par le monde dans plus de 60 pays.

Dans la plupart des articles, les sols sont caractérisés en termes de leurs propriétés intrinsèques, la texture étant un des paramètres majeurs et des plus stables. La texture du sol se réfère aux proportions relatives des divers groupes de diamètre (fractions) des particules minérales individuelles. Aussi-bien la définition de ces fractions que leur groupement en classes texturales n'ont jamais été l'objet d'un accord unanime; en conséquence, les caractérisations texturales varient d'un pays à l'autre, en dépit d'une nomenclature souvent faussement commune et de ce fait prêtant à confusion.

Le but de cette note est de tirer l'attention sur ce problème et d'encourager les collaborateurs de cette revue à corrélérer le plus possible leurs données locales ou nationales avec des systèmes utilisés universellement, p.ex. celui du United States Department of Agriculture (U.S.D.A.), que nous utiliserons comme système de référence dans ce texte.

2. DEFINITIONS DES FRACTIONS

Pour la classification texturale une première distinction est faite entre des particules minérales à diamètre $> 2\text{mm}$ (fragments grossiers, p.ex. graviers, cailloux, pierres, etc.) et celles $< 2\text{mm}$ (terre fine). Le système de l'U.R.S.S. considère comme limite supérieure de la terre fine 3mm.

Dans la terre fine trois fractions majeures sont distinguées : argile ($< 2\mu\text{m}$), limon ($2-50\mu\text{m}$) et sable ($50-2000\mu\text{m}$). Chacune d'elles peut être subdivisée en plusieurs sous-fractions et cela de façon différente d'après les divers systèmes (tableau 1). Dans cette note nous nous occuperons presque exclusivement de la classification de la terre fine.

J. Ameryckx - Laboratoire de Pédologie Générale, Université de Gand, Krijgslaan 281, B-9000 Gand, Belgique.

W. Verhey - Fonds National de la Recherche Scientifique, Laboratoire de Pédologie Générale, Université de Gand, Krijgslaan 281, B-9000 Gand, et Dept. Biologie (Ecopedologie), Université d'Anvers (UIA), Universiteitsplein 1, B-2610 Wilrijk, Belgique.

Tableau 1

Schéma comparatif des limites de diamètre des particules dans divers systèmes.

Limites partic. (ϕ μm)	Fractions principales (ϕ μm)	Sous-fractions (ϕ μm)						
	U.S.D.A. FAO	Internat. (1926)	U.S.D.A. (1938)	Belgique (1954)	Allemagne (1960)	U.R.S.S. (1938)		
0	argile < 2	argile < 2	argile fine < 0.2	argile < 2	argile fine < 0.2	argile fine < 0.2		
1			argile gros. < 0.2-2		argile moy. 0.2-0.6	argile gros. 0.6-2	argile gros. 0.2-1	
2							limon fin 1-5	
10	limon 2-50	limon 2-20	limon 2-50	limon fin 2-10	limon fin 2-6	limon moy. 5-10		
20				limon moy. 10-20	limon moy. 6-20	limon gros. 10-50		
50				limon gros. 20-50	limon gros. 20-63			
63	sable 50-2000	sable fin 20-200	sable très fin 50-100	sable très fin 50-100	sable fin 63-200	sable fin 50-250		
100				sable fin 100-200				
200				sable moy. 250-500			sable moy. 200-500	sable moy. 200-630
250		sable gros. 200-2000		sable gros. 500-1000	sable gros. 500-1000		sable moy. 250-1000	
500								
630								
1000				sable très gros. 1000-2000	sable très gros. 1000-2000			sable gros. 630-2000
2000				sable gros. 1000-3000				
3000	fragments grossiers							

Quelques remarques au sujet du tableau 1.

- Argile fine : syn. sont argile-ultra, argile colloïdale.
- Limite supérieure de l'argile en U.R.S.S. : 1 μm .
- Fraction < 2 μm : appelée "lutum" aux Pays-Bas.
- Fraction < 16 μm : utilisée uniquement aux Pays-Bas ("slib").
- Fraction 2-63 μm : utilisée uniquement en Allemagne ("Schluff").
- La fraction sableuse 50-2000 μm peut être subdivisée encore d'autres façons qu'au tableau 1.
- Le terme "silt" (probablement d'origine scandinave, voir Web-

ster Universal Dictionary) est utilisé dans la littérature anglo-saxonne et aux Pays-Bas. Dans d'autres langues le terme équivalent est limon (fr.), limo (Esp., It.), leem (Néerl. belge), Schluff (2-63 m, All.). D'un point de vue international le terme silt conviendrait absolument, surtout que les termes limon, limo, leem sont également utilisés pour indiquer des classes texturales, ce qui prête inévitablement à confusion.

Au même titre que leurs dimensions, la nature minéralogique des particules est importante pour leur caractérisation. Les deux exemples suivants peuvent l'illustrer. Dans les argiles il y a des types qui sont totalement différents quant à leur comportement chimique et physique, p.ex. une argile à réseau 1/1 comme la kaolinite (non gonflante, etc.) et une argile à réseau 2/1 comme la smectite (gonflante, etc.). Dans la fraction sableuse il est évident qu'un sable quartzueux diffère fortement d'un sable feldspathoïde (altérabilité, etc.).

3. IMPORTANCE DE LA METHODE D'ANALYSE

Les différentes méthodes d'analyse granulométrique pour la caractérisation texturale sont en premier lieu responsables pour les variations dans les résultats. La nature et la concentration du sel de dispersion et la présence éventuelle de pseudofractions ou de matériaux spéciaux sont les causes essentielles d'anomalies.

Une méthode beaucoup utilisée pour l'analyse granulométrique de la terre fine (< 2mm) est le tamisage sous eau des particules minéralés sur un tamis de 50 μ m, suivi d'une sédimentation dans l'eau, sur base de la loi de Stokes, qui précise le temps de sédimentation en fonction du diamètre des particules. Un sel de dispersion (hexamétaphosphate ou le pyrophosphate de soude, même le carbonate de soude, l'ammoniaque, e.a.) évite l'agglutination de particules élémentaires. Dans les résultats, des variations dans les teneurs en limon et argile peuvent se présenter en fonction du dispersant. Dans certains cas, p.ex. dans des sols gypsifères, le problème de la dispersion est tel qu'un prétraitement spécial de l'échantillon s'impose.

Dans des sols riches en calcaire ou en fer, une cimentation calcique ou ferrique peut engendrer la formation de pseudofractions et, en conséquence, une éventuelle sous-estimation de la teneur en argile ou une surestimation en limon ou en sable. Il s'en suit que beaucoup d'échantillons de sols tropicaux et subtropicaux doivent subir un prétraitement à l'acide (p.ex. HCl 1N), afin de détruire le ciment des agrégats. Parce que les teneurs en argile obtenues de cette façon en sols tropicaux sont assez élevées, la méthode à la pipette de Köhn est souvent remplacée par le cylindre d'Atterberg, où par siphonnage répété après sédimentation successive la fraction argileuse est séparée de la fraction limoneuse. Soil Taxonomy (p. 38) recommande d'ailleurs une méthode digne de confiance pour estimer la teneur en argile dans les horizons oxiqes; il s'agit de la corrè-

lation entre le % d'argile et la teneur en eau à 15 bar (pF4.2, point de flétrissement permanent) : % argile = 2.5 x % eau à 15 bar.

Le faciès sableux de la glauconie et le schiste très fortement altéré peuvent également donner des pourcentages d'argile trompeurs; pendant le prétraitement par broyage ces matériaux peuvent libérer une grande quantité d'argile qui n'était pas présente au départ. Précisons qu'ici il ne s'agit pas d'agrégats du genre pseudo-fractions.

Dans certains cas particuliers, p.ex. pour l'interprétation purement physique ou hydrodynamique des données texturales pour des projets d'irrigation, il est logique que la "granulométrie naturelle" est prise en considération, sans prétraitement destructif.

De toute façon, il est recommandable que la méthode analytique soit mentionnée dans chaque publication qui contient des données concernant la texture.

4. REPRESENTATION GRAPHIQUE DES DONNEES ANALYTIQUES

4.1. Diagramme linéaire (considération théorique)

Avant qu'un échantillon de sol ne soit analysé, il subit une série de préparations : séchage à température ambiante ($\pm 25^\circ\text{C}$, séchage à l'air), élimination d'éléments $> 2\text{mm}$ (racines, cailloux, etc.), combustion humide (bouillir dans H_2O_2) de la matière organique, élimination (à l'HCl) des carbonates, destruction des ciments (CaCO_3 , composés de fer), etc. Ils représentent le prétraitement de l'échantillon; d'après leur nombre et leur nature, les résultats de l'analyse granulométrique peuvent différer largement.

La façon de représenter et d'interpréter les résultats peut être sujet à discussion. L'exemple suivant est purement théorique, bien qu'en réalité il se présente régulièrement.

Un échantillon séché à l'air se compose en % de poids de 60% de terre fine ($< 2\text{mm}$), 20% d'éléments grossiers ($> 2\text{mm}$), 10% de matière organique et 10% de carbonates; les résultats de l'analyse granulométrique peuvent être représentés de différentes façons dans un simple diagramme linéaire (fig. 1).

- Ligne 1. Très souvent la terre fine ($< 2\text{mm}$) seule est prise en considération, les autres composants étant ignorés. Si elle contient 50% d'argile ($< 2\mu\text{m}$), cela sera représenté sur la ligne 1 par le point de 50%.
- Ligne 2. Lorsque on tient compte des 10% de matière organique, la terre fine s.s. ne comporte que $100\% - 10\% = 90\%$, et la teneur en argile est de 45%.
- Ligne 3. Le teneur en carbonates est de 10%; la terre fine fait $100\% - 10\% - 10\% = 80\%$ et l'argile ne représente que 40% du total.
- Ligne 4. Lorsque finalement les 20% d'éléments grossiers sont pris en considération, la terre fine occupe $100\% - 10\% - 10\%$

- 20% = 60% et l'argile ne constitue que 30% de l'échantillon total.

Alors que toutes ces interprétations sont acceptables, il n'y a que la dernière qui est la plus proche de la réalité.

Une dernière correction peut être apportée lorsque le poids après séchage au four (105°C) est mesuré; pour les sols argileux la différence en % d'eau entre un échantillon séché à l'air (25°C) ou séché au four (105°C) peut être importante.

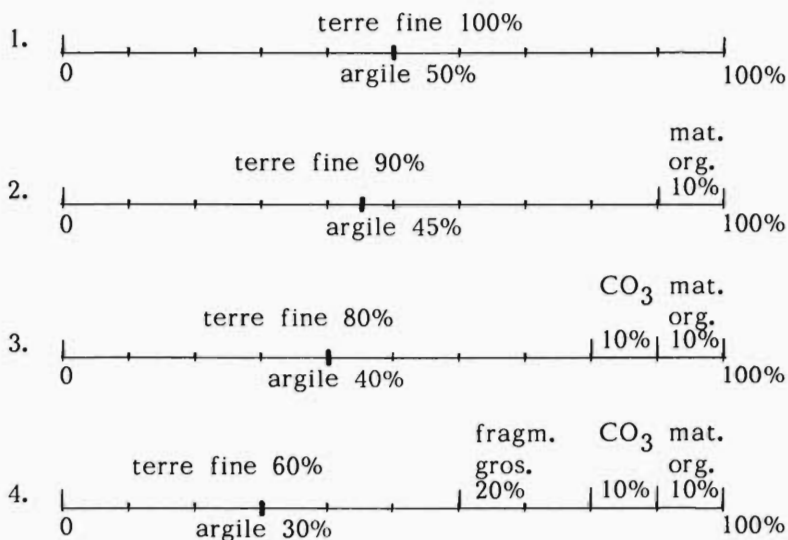


Fig. 1
Représentation sur un diagramme linéaire de 50% d'argile dans la terre fine d'un échantillon de sol, suivant des considérations différentes.

4.2. Diagramme triangulaire

Le résultat d'une analyse granulométrique peut être représenté de façon pratique dans un diagramme triangulaire équilatéral avec des axes resp. pour l'argile, le limon et le sable. Il va de soi que le triangle se limite à la terre fine. Une limitation majeure de ce système est que les sous-fractions ne peuvent y figurer. Ceci est particulièrement regrettable pour la fraction sableuse; l'utilisation d'un deuxième triangle pour trois sous-fractions sableuses importantes peut résoudre le problème.

Le triangle est le diagramme le plus approprié pour délimiter les classes texturales.

4.3. Courbe cumulative

Dans certains cas des courbes cumulatives dans un diagramme biaxial sont très intéressantes. Un axe est utilisé pour le % de chaque fraction (de façon cumulative), l'autre est le logarithme du diamètre en μm de chaque fraction jusqu'à 2000 μm .

La valeur maximale, tout comme pour le triangle, se situe à la limite de 2000 μm , mais l'avantage énorme est que toutes les fractions y figurent.

5. TEXTURE DU SOL ET CLASSES TEXTURALES

La texture du sol est la proportion relative des différentes fractions exprimées en % de poids. Une classe texturale est le groupement endéans des limites précises de textures du sol. Elle est normalement représentée dans un diagramme triangulaire, qui peut être subdivisé en un nombre plutôt restreint, mais pratique de classes.

Tout comme c'est le cas pour les fractions, il faut s'attendre à ce qu'il n'y ait pas d'uniformité quant au nombre et à la définition des classes texturales; rien que les limites différentes des diamètres des fractions majeures ne permettrait pas cette uniformité.

Un triangle très connu est celui du U.S.D.A.-Soil Survey Manual (1951). Il a été repris par Soil Taxonomy (1975), afin de servir à une classification des sols compréhensive et d'utilisation mondiale, permettant des cartographies de sols à des échelles les plus diverses. Ce triangle contient 12 classes (fig. 2).

Le triangle de la FAO (1974) ne comprend que 3 classes (fig.3) : grossier, moyen, fin. Ceci n'est pas étonnant, puisque le système de classification de la FAO a été établi avec comme objectif la Carte des sols du monde à l'échelle du 1 : 5 000 000. Pour ce projet, 3 classes texturales sont un minimum, mais donnent une information très utile.

Le triangle proposé par la Société Internationale de la Science du Sol (1926) figure ici pour des raisons purement historiques (fig. 4).

Le triangle belge est un exemple typique d'une classification purement régionale, conçu essentiellement pour des sols sur dépôts alluviaux et éoliens; il contient 7 classes texturales (fig. 5), subdivisées en 16 sous-classes. Les classes majeures sont représentées par un symbole (une lettre capitale), parce que le Centre de Cartographie des Sols belge indique les unités de la carte ("séries de sols") par une formule de plusieurs lettres pour la texture, la classe de drainage naturel et le développement du profil (présence d'horizons diagnostiques).

Les 27 classes texturales de la classification allemande sont représentées dans un triangle isocèle à angle droit; l'argile ($< 2\mu\text{m}$) occupe l'abscisse, le limon (2-63 μm) l'ordonnée. Une corrélation p. ex. avec le triangle du U.S.D.A. n'est évidemment possible que d'une manière très approximative.

Depuis Demolon, qui en 1951 utilisait encore le système de la S.I.S.S. ($< 2\mu\text{m}$, 2-20 μm , $> 20\mu\text{m}$), plusieurs triangles, plus ou moins basés sur les fractions du U.S.D.A., ont été publiés en France. La corrélation des classes texturales avec celles du U.S.D.A. donne beaucoup de problèmes.

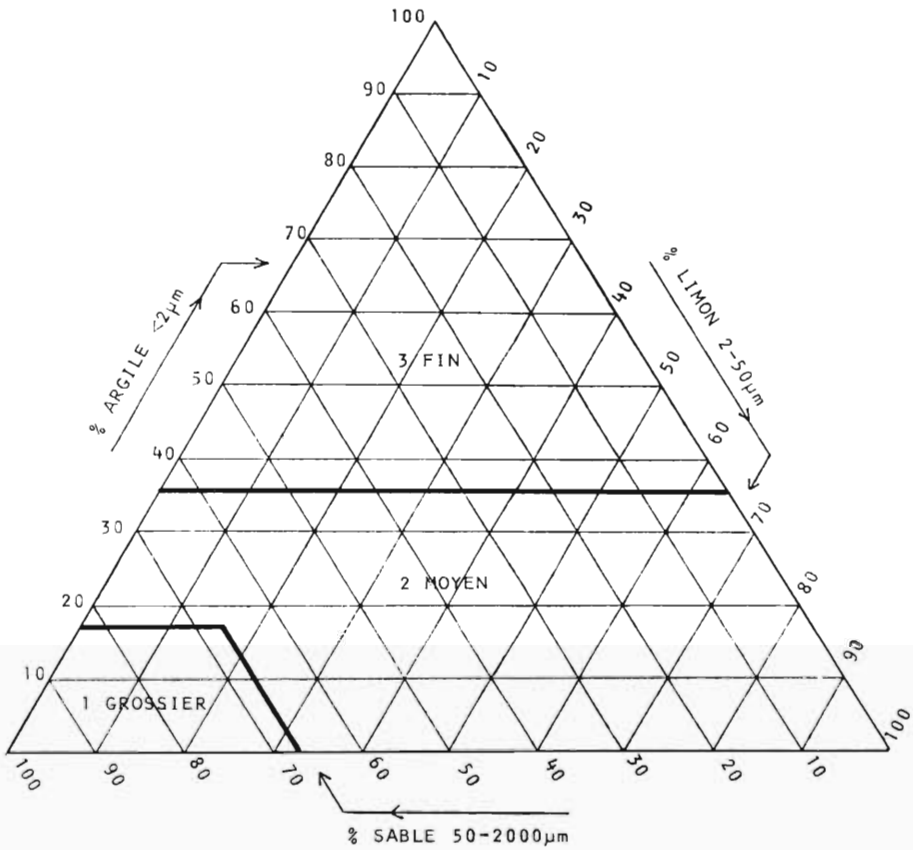


Fig. 3
Classes texturales FAO.

De nombreuses études consacrées aux sols tropicaux utilisent une classification texturale basée sur la teneur en argile + limon fin + limon moyen ($< 2\mu\text{m} + 2-10\mu\text{m} + 10-20\mu\text{m}$) appelé éléments fins d'une part, le limon grossier + sable très fin + sable fin ($20-50\mu\text{m} + 50-100\mu\text{m} + 100-250\mu\text{m}$), appelé sable fin d'autre part, et puis le sable moyen + sable grossier + sable très grossier ($250-500\mu\text{m} + 500-1000\mu\text{m} + 1000-2000\mu\text{m}$), appelé sable grossier comme troisième élément. Ce regroupement plutôt particulier des fractions est en relation avec les propriétés spécifiques des sols tropicaux et avec leur teneur très faible en limon fin et moyen ($2-20\mu\text{m}$). En plus, leurs sous-fractions sableuses sont souvent un indicateur valable pour la nature du matériau originel et son degré d'altération. Le triangle utilisé par l' I.N.E.A.C. pour le Zaïre est un exemple de ce système (fig. 6).

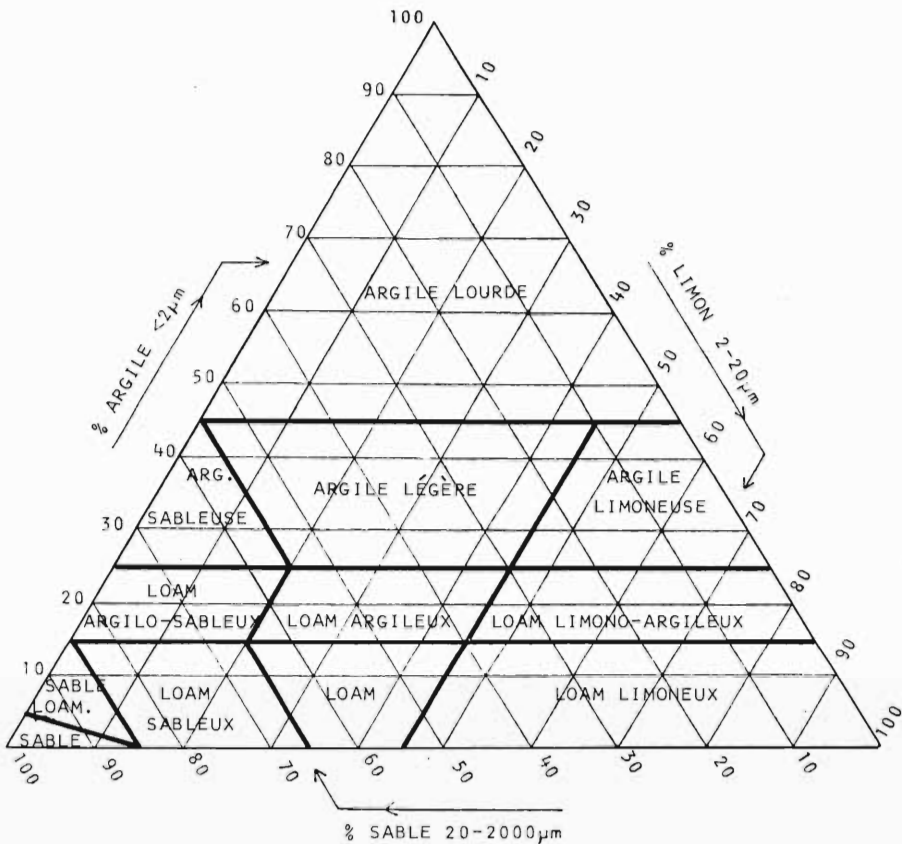


Fig. 4

Classes texturales de la Société Internationale de la Science du Sol: international?

6. CONCLUSION

La texture est une des caractéristiques principales et pratiquement permanentes du sol. Elle influence beaucoup les processus physiques et chimiques dans le profil, les travaux de la terre et son potentiel d'utilisation, et constitue un paramètre important pour la classification du sol.

La classification texturale est toutefois très différente d'après le système utilisé. La corrélation entre les divers systèmes est impossible, même approximativement, car les divergences sont trop grandes et trop nombreuses. De ce fait il sera nécessaire de réinterpréter les données détaillées de laboratoire pour passer d'un système à un autre lorsqu'une comparaison ou une traduction s'impose. Comme base pour une comparaison d'ensemble et pour la nomenclature, nous recommandons le système du U.S. Dept. of Agriculture.

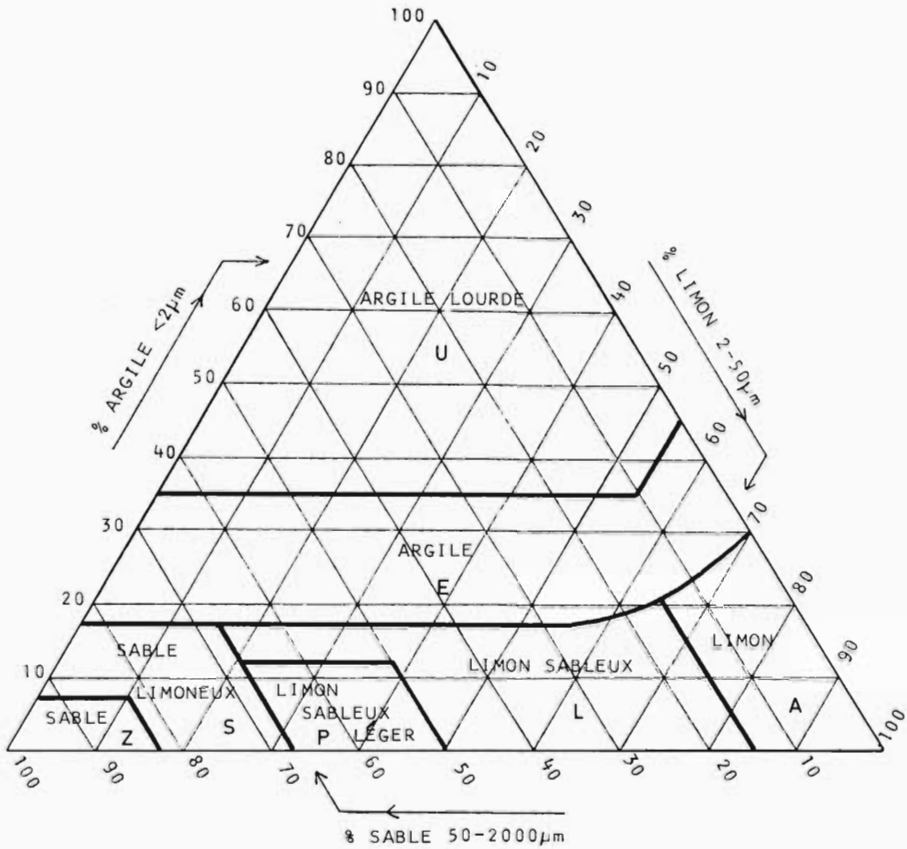


Fig. 5
 Classes texturales belges : classification typiquement régionale.
 A regretter : la courbe "artistique" en bas à droite de l'argile.

BIBLIOGRAPHIE

Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde (s.d.)
 Kartieranleitung, Anleitung und Richtlinien zur Herstellung der
 Bodenkarte 1 : 25 000. Hannover.
 In : Mückenhausen E. (1981), Bodenkunde, DLG-Verlag, Frankfurt
 am Main, 579 p.
 Atterberg A. (1912)
 Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineral-
 böden Schwedens.
 Intern. Mitt. für Bodenkunde, (Berlin), 2 : 312-342.

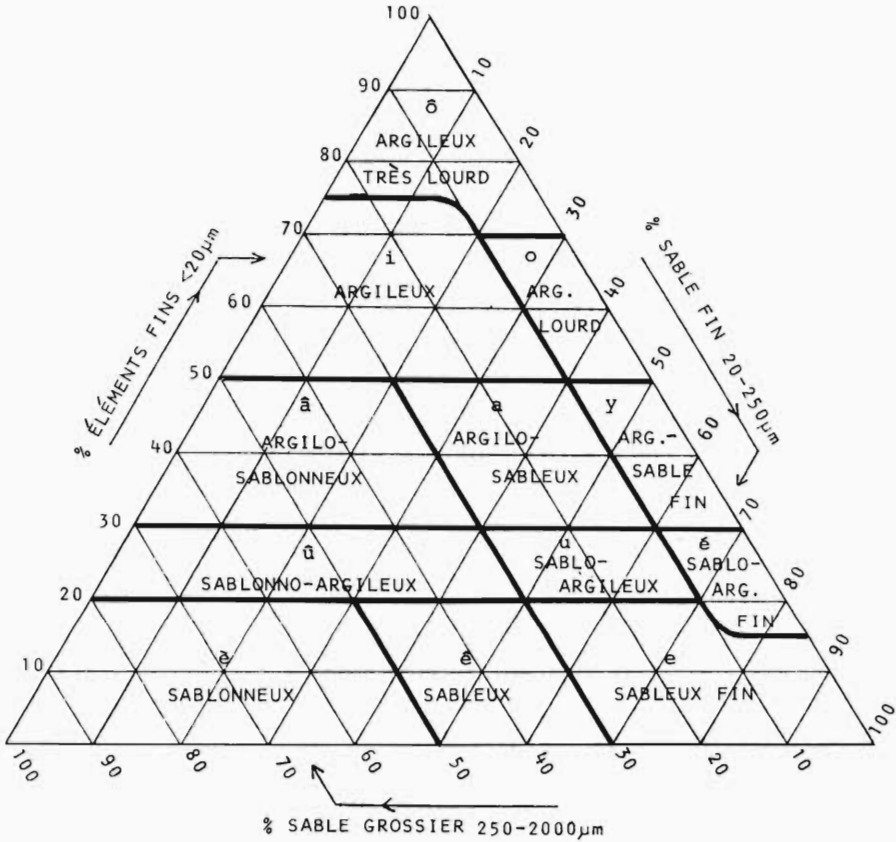


Fig. 6
Classes texturales I.N.E.A.C. : typique pour sols tropicaux.
A regretter :

- les symboles, à cause de leurs accents,
- la terminologie (rien que des adjectifs),
- les courbes "artistiques" entre oî et ée,
- sablon : utilisé normalement pour le sable fin.

- De Bakker H. & Schelling J. (1966)
Systeem van bodemclassificatie voor Nederland (with English summary).
Pudoc, Wageningen, 217 p.
- De Leenheer L. (1966)
Soil Texture.
In : Scharrer-Linser : Handbuch der Pflanzenernährung und Düngung,
Springer-Verlag, Wien-New-York, 905 p.
- Demolon A. (1952)
Dynamique du sol (tome I).
Dunod, Paris, 5e éd., 520 p.
- FAO-Unesco (1974)
Soil map of the world 1 : 5 000 000. Vol. I: Legend.
Unesco-Paris, 59 p.
- Kačinsky N.A. (1938)
Pochvovedenie.
In : Di Gleria, Klimes-Szik A. & Dvoracsek M. (1962), Bodenphysik
und Bodenkolloidik, Akadémiai Kiadó, Budapest, 795 p.
- Plaisance G. & Cailleux A. (1958)
Dictionnaire des sols.
La Maison Rustique, Paris, 604 p.
- Sys C., Van Wambeke A., Frankart R., Gilson P., Jongen P., Pé-
crot A., Berce J. M. & Jamagne M. (1961)
La cartographie des sols au Congo.
Publ. I.N.E.A.C., Sér. Techn. n° 66, Bruxelles, 149 p.
- Tavernier R. & Maréchal R. (1958)
Carte des associations des sols de la Belgique.
Pédologie, 8 : 134-182.
- U.S.D.A. (1951)
Soil Survey Manual.
U.S. Dept. Agriculture, Handbook n° 18, Washington D.C., 503 p.
- U.S.D.A. (1975)
Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making
and Interpreting Soil Surveys.
U.S. Dept. Agriculture, Handbook n° 436, Washington D.C., 754 p.
-

New publications Nouvelles publications Nieuwe uitgaven

A.P. Bocharov

A description of devices used in the study of wind erosion of soils.
A.A. Balkema Publishers, P.O. Box 1675, 3000 BR Rotterdam, The Netherlands, 1984, 90 p. ISBN 90 6191 426 4.
Price : 15 US dollars.

This book, which constitutes part 14 of an extensive Russian translation series, deals with a fairly exhaustive list of the instruments used in the study of wind erosion of soil as well as the methods of handling those instruments. Certain procedures for studying soil erosion by employing wind tunnels and aerodynamic field installations are also described.

Besides a brief introduction to wind erosion of soil and the methods of studying it, the book contains six chapters, resp. dealing with instruments for (1) measuring soil surface parameters, (2) determining the physical state of the soil, (3) measuring the extent of erosion, (4) measuring wind speed and turbulence of airflow and (5) trapping solid particles from the airflow; a closing chapter includes the description and use of wind tunnels. A concise list of mainly Russian articles and books is added to the text. At the beginning of each chapter a prevalent view is given on the nature of the phenomena or the processes involved. This is followed by description of the instruments, the methods of handling them and the criteria for evaluating the features being studied.

The work has been written with a view to help scientists engaged in studying wind erosion of soil and in making an objective selection of instruments and equipment for their laboratories. It is also meant for teachers and students in agricultural institutes and may prove to be of high value because it provides interesting data on methods and concepts used by Russian research workers which, for evident linguistic reasons, remain otherwise unknown for western colleagues.

W. VERHEYE

O. Van Cleemput

Study of nitrogen reduction phenomena in soil.
Mededelingen Koninklijke Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België, Academiae Analecta, Klasse der Wetenschappen, 46, 1984-1, pp. 55-75.
Price : 800 BF, Orders to N.V. Brepols, Baron Fr. du Fourstraat 8, 2300 Turnhout, Belgium.

This study of nitrogen reduction in the soil deals with the biochemical reactions whereby nitrate, nitrite or other nitrogen oxides are reduced; the chemical reactions among nitrogen compounds themselves or with other soil constituents and the formation and/or volatilization of ammonia or other nitrogen containing compounds. Specially the biological and chemical aspects of nitrate and nitrite reduction are discussed.

An attempt is made to examine the factors influencing the nitrogen reduction producing gaseous nitrogen compounds, because the loss of nitrogen out of soil profiles should be avoided both for economical and hygienic-environmental reasons. Of the environmental conditions favouring the nitrogen reduction, the aeration status of the soil, reflected by the redox potential values in combination with pH values, is examined.

The key role of nitrite in the chemical reduction processes is discussed too. The role of Fe^{2+} as catalyst in the nitrite reduction process is described.

A. ANDRIES

F. Hadley and D.E. Walling (edit.)

Erosion and sediment yield : Some methods of measurement and modelling.

Geo Books, Regency House, 34 Duke Street, Norwich NR3. 3AP, England, 1984, 218 p. ISBN 0 86094 158 2 (hardback) or 0 86094 141 8 (paperback).

Price : US dollars : 27.00 (hardback) or 18.00 (paperback).

Progress in recent years has resulted in a better understanding of erosion processes and methodologies for routing products of erosion through a drainage system. This book presents some methods of measuring such erosion features and sediment yields of solid matter as well as solutes in a variety of environments and land uses. A methodology is also forwarded for utilizing erosion and sediment yield data development of regression equations and models designed to improve predictive and estimation capabilities.

The individual chapters assembled in this book include (1) simple methods of measurement of upland erosion and sediment yield; (2) qualitative methods of estimating sediment yield; (3) methods of measurement of suspended load and bedload of streams; (4) measurement of dissolved loads in streams; (5) methods of measurement of reservoir sedimentation and trap efficiency; (6) empirical estimates of upland soil loss; and (7) modelling of sediment yields.

The editors do not aim to consider, in one single book such as

this one, all the empirical methods and modelling procedures that have been developed to solve erosion and sediment yield problems. The methods presented, however, are representative of current research in the field of erosion and sediment transport.

Intended for those scientists and engineers who are initiating research and data collection programmes concerned with erosion and sedimentation problems, the book may also provide useful information for soil surveyors and land reclamation specialists.

W. VERHEYE

Hans Joachim Fiedler

Bodenschutz.

VEB Gustav Fischer Verlag, Villengang 2, 6900 Jena, D.D.R., 191 p., 28 Abb., 3 Übers, 34 Tab.

Preis : M 35.

Deze publikatie over bodembescherming kwam tot stand door de samenwerking van 15 deskundigen, onder de leiding van H.J. Fiedler, de belangrijkste auteur van dit "Autorenkollektiv" en een bekende naam in de bodemkunde. Dergelijke manier van werken (het betreft niet een bundel van mededelingen als resultaat van b.v. een congres) is buitengewoon interessant en staat garant voor de kwaliteit van een boek. Het één-auteur-boek wordt meer en meer verdrongen door deze modernere aanpak.

De verschillende hoofdstukken behandelen de volgende punten (auteurs tussen haakjes).

- Bodem, standplaats en ecosysteem (Fiedler, Nebe) : Definitie van bodem en ecosysteem en de plaats van de bodem in dit laatste. Vermelden we onmiddellijk dat een degelijke kennis van bodemkunde vereist is om uit dit boek het maximum te halen; op blz. 16 b.v. wordt reeds de veldcapaciteit vernoemd.
- Bodemgebruik en bodemfonds (Fiedler, Hunger) : Zeer korte behandeling van het gebruik voor bos-, weide- en akkergrond en van het bodemfonds, d.i. het nog beschikbare bodemareaal voor verschillende doeleinden.
- Kartering en waardering van bodem en standplaats (Alterman, Fiedler, Hofmann) : Bespreking van de soorten van bodem- en standplaatskaarten en hun aanwending voor bodemgebruik en -bescherming; waardebeplating voor landbouw en bosbouw.
- Belasting en belastbaarheid van gronden (Fiedler, Heinze) : Belasting duidt hier op de menselijke druk die de bodem uit zijn evenwicht kan brengen; dit kan zowel fysisch, als chemisch of biogeen zijn.

- Terug in gebruikname na exploitatie voor mijnbouw (Wünsche, Fiedler, Werner, Ranft) : Bruinkoolexploitatie in dagbouw laat voorlopig waardeloze, uitgestrekte oppervlakten achter, die nochtans terug in gebruik genomen worden. Verder zijn er ook nog andere mijnbouwactiviteiten waarna de bodem terug bruikbaar kan gemaakt worden.
- Antropogene invloeden op de stofwisseling van de bodem (Beyer, Czerney, Dässler, Fiedler, Mai, Nebe, Thum) : Invloed op de bodem van allerhande meststoffen, biociden, kompost, afvalwater, enz.
- Bodembescherming door aangepast ecosysteembeheer (Fiedler, Schnurrbusch) : Specifieke problemen van landbouwkundig en bosbouwkundig bodemgebruik worden besproken, zoals mechanisatie, naaldhoutmonokultuur, e.a.

Na ieder hoofdstuk volgt een uitgebreide literatuurlijst met overwegend recente titels. Een zaakregister sluit het werk af.

Besluit : zeer aanbevolen.

J.B. AMERYCKX

T.P. Burt and D.E. Walling (edit.)

Catchment experiments in fluvial geomorphology.

Geo Books, Regency House, 34 Duke Street, Norwich NR3 3AP
England, 1984, 593 p., ISBN 0 86094 137 X.

Price : £ 28.50 or US \$ 57.00

This publication includes the proceedings of a meeting of the International Geographical Union on field experiments in geomorphology, held in Exeter and Huddersfield, U.K., in 1981. Hence, this work provides a good review on progress achieved in this matter up to 1980.

After an introductory chapter which stresses the objectives and the methodology on catchment experiments in fluvial geomorphology, the book is subdivided into 3 main sections resp. dealing with : Run-off processes and erosion dynamics (10 papers), Sediment and solute yields (13 papers) and Hillslope and channel processes (8 papers). A closing chapter reviews the general perspectives on experimental methods in geomorphology. All 33 contributions include an extensive reference list and an abstract of the articles is given at the end of this publication.

The material compiled in this volume provides a useful overview of the current status of catchment studies in fluvial geomorphology. It contains a large number of quantitative data with respect to run-off and sediment yields from several case study experiments from

all over the world. Articles are written in an easily readable way and the book is illustrated with numerous clarifying graphs and figures.

Soil scientists and agronomists who are aware of the impact of geomorphological phenomena on the nature and distribution of the soil and land use pattern may find in this publication interesting additional information with respect to runoff, erosion and depositional features in relation to the quality and evolution of the land affected by waterflow.

W. VERHEYE

W. Siderius (edit.)

Proceedings of the workshop on land evaluation for extensive grazing (LEEG). Addis-Abeba, Ethiopia, 1983.

ILRI Publication 36, International Institute for Land Reclamation and Improvement, P.O.B. 45, 6700 Wageningen, The Netherlands, 1984, 343 p. ISBN 90 70260 94 8.

Price : US \$ 38.00 (including surface mail if prepaid).

The international workshop on land evaluation for extensive grazing, held in Addis Abeba under the auspices of ISSS and organized by ITC-Enschede and the International Livestock Centre for Africa in close cooperation with FAO, is one of a series dealing with the application of the FAO Framework for Land Evaluation.

About 35% of the world's land surface lies in arid and semi-arid regions where extensive grazing is the predominant form of land use, and the number of people depending for their livelihood on extensive grazing systems is estimated to be in the order of 30 to 40 million pastoralists in the world.

Extensive grazing is defined as a system of grazing without improvements of the grazing land in the form of (re) seeding or fertilizing, except drinking water supply and local feedlots. Different aspects of evaluating such rangelands have been dealt with in these proceedings. In a first section the 8 papers have been regrouped which were presented by key speakers reviewing rangeland inventory and evaluation techniques. Specific contributions concerning the FAO-Framework for Land Evaluation for extensive grazing are discussed in part 2 of this book.

The 12 background papers presented at the different working group sessions form part 3. They deal with the multistage production character of extensive grazing (group B), concepts and methods for determining carrying capacity (group D), hard qualities for extensive grazing (group E) and socio-economic aspects of land evalu-

ation for extensive grazing.

Two general papers on case studies and the reports on the working group sessions constitute the closing chapter of these proceedings.

Among the major conclusions put forward by the workshop it was proposed that these proceedings should form the basis for the publication of a manual on land evaluation for extensive grazing.

W. VERHEYE

Mokma, D.L. and P. Buurman (1982)

Podzols and podzolization in temperate regions.

ISM Monograph 1. International Soil Museum, Wageningen, The Netherlands, 126 pp.

No price indicated.

This monograph contains two distinct parts : 1) a review of the present knowledge on podzols and podzolization; 2) a report on an extensive study of soils showing a range in development of the horizons, which are considered to characterize podzols.

The review of the present knowledge is subdivided into different items : 1) podzol and spodosol concepts; 2) environmental setting of podzols; 3) the podzolization process; 4) methods used for determination of the components typical for podzols : carbon, iron, aluminium; 5) the present criteria used in different countries to define the podzol B horizon or spodic horizon. This discussion is a clear compilation of the present knowledge. Only the definition given for podzolization is somewhat confusing because besides the processes mentioned others may be involved in the formation of podzol B horizons or spodic horizons. Moreover, it is possible that horizons satisfy the present criteria for a spodic horizon without any process of migration and accumulation.

In a second part, the authors present the results of their own investigation on samples from a large collection of soils. This collection includes : samples of 5 soil monoliths from the U.S.S.R., prepared by Russian soil scientists for the first international congress of soil science held in Washington D.C. in 1927; 11 soil profiles from the Netherlands; 6 from Belgium; 2 from Switzerland; 3 from Canada; 1 from Germany; 2 from France; 2 from Ireland; 2 from Norway; 7 from Sweden; 1 from Finland; 3 from Sarawak (Malaysia) and 1 from the USA.

The analyses include CEC determinations with different methods; total carbon and carbon extractable in 0.5 N NaOH and in sodium pyrophosphate; aluminium and iron extractable in sodium dithionite-

citrate, sodium oxalate and sodium pyrophosphate; the presence of imogolite with electron transmission microscopy. In appendices detailed profile descriptions are given for the profiles from the Netherlands, Belgium, the Russian monoliths and the USA profile, as well as all the results of the analyses. These results are discussed successively and conclusions are drawn concerning their usefulness as distinctive criteria. Using field colors and thickness of the horizons as starting points, new chemical criteria for the spodic horizon are proposed. These criteria are based on the values of carbon, iron and aluminium extracted with pyrophosphate. On a loose sheet color pictures of 41 profiles are given.

This monograph constitutes a very valuable book of references for morphological and chemical data on podzols and the proposed criteria may form a basis for a re-evaluation of their classification.

F. DE CONINCK

SUMMARY**SOMMAIRE****INHOUD****L. Verdegem, & L. Baert**

Losses of nitrate nitrogen in sandy and clayey soils 235

E. Barriuso, J.M. Portal, P. Faivre & F. Andreux

Séparation des composés humiques et des associations organo-minérales d'un sol ocre humifère à structure microagregée (Umbric Dystrochrept) : influence du pH des réactifs d'extraction 257

E.M. Deckers, J. Feyen, J.A. Deckers & E. Ngatunga

Validation of the water balance model SWATRE on three representative soils of the Mtwara region in south-east Tanzania 275

O. Van Cleemput & L. Baert

The fate of labelled fertilizer nitrogen split-applied to winter wheat on a clay soil 291

B. Guillet, G. Burtin, P. Delcroix & M. Gury

Le fer des calcaires et des Terra Fusca des plateaux lorrains (France) 301

J. Ameryckx & W. Verhey

Fractions minérales et classification de la texture du sol 319

New publications - Nouvelles publications - Nieuwe uitgaven 331

PEDOLOGIE
XXXIV

INHOUD

SOMMAIRE

1

J. Boulaine

Le contrepoint et le cortège de Dokouchaev : quelques contemporains du fondateur de la pédologie génétique 5

Y. M. Khanif, O. Van Cleemput & L. Baert

Seasonal fluctuation of mineral nitrogen in the rootzone of sandy soils 23

E. Tessens

Correlation between various properties and the mineralogical composition of some tropical soils 35

M. Cailler, M. Gury & B. Guillet

Dissolution d'oxyhydroxydes de fer et altération différentielle de minéraux phylliteux en milieu hydromorphe 43

J. M. Marcoen & M. Severin

Détermination en routine de la teneur en carbonate des sols, roches et sédiments par chromatographie en phase gazeuse 67

C. Ossemerct, G. Hofman, M. Van Ruymbeke & G. Ide

Interpretation of $K(CaCl_2)$ -amounts in the soil profile 75

J. Vandamme, K. Van Nerum, R. Biston & D. Lamberts

Optimum fertility conditions for improving yield and quality of bush beans on different soil textures 91

2

Y. M. Khanif, O. Van Cleemput, L. Baert & A. Calus

Seasonal fluctuation of some cations in the groundwater of sandy soils in Belgium 125

J. De Ploey

Stemflow and colluviation : modeling and implications 135

C. Ossemerct, G. Hofman, M. Van Ruymbeke & G. Ide

Potassium fertilization advices based on soil profile analyses under Belgian conditions 147

339

J. Ducloux, P. Butel & T. Dupuis Microséquence minéralogique des carbonates de calcium dans une accumulation carbonatée sous galets calcaires, dans l'Ouest de la France	161
F. Akamigbo The role of the Nasute termites in the genesis and fertility of Nigerian soils	179
J. Vanderdeelen, L. Baert, R. Piot & R. Boon Depth distribution of fertilizer P and K in two Belgian loamy soil profiles of different origin	191
H. J. van Praag & F. Weissen The intensity factor in acid forest soils : extraction and composition of the soil solution	203
Note from the editor W. Verheye & J. Ameryckx Mineral fractions and classification of soil texture	215
3 L. Verdegem & L. Baert Losses of nitrate nitrogen in sandy and clayey soils	235
E. Barriuso, J. M. Portal, P. Faivre & F. Andreux Séparation des composés humiques et des associations organo- minérales d'un sol ocre humifère à structure microagregée (Umbric Dystrochrept) : influence du pH des réactifs d'ex- traction	257
E. M. Deckers, J. Feyen, J. A. Deckers & E. Ngatunga Validation of the water balance model SWATRE on three representative soils of the Mtwara region in south-east Tanzania	275
O. Van Cleemput & L. Baert The fate of labelled fertilizer nitrogen split-applied to winter wheat on a clay soil	291
B. Guillet, G. Burtin, P. Delcroix & M. Gury Le fer des calcaires et des Terra Fusca des plateau lorrains (France)	301
J. Ameryckx & W. Verheye Fractions minérales et classification de la texture du sol	319
	340