

TH - CE 5

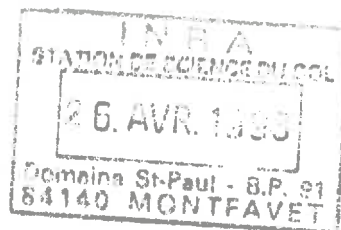
MÉMOIRE

N° 94

1992

ISSN 0302-2684

SCIENCES



GÉOLOGIQUES

GÉOCHIMIE ET HYDROLOGIE
DE L'ÉROSION CONTINENTALE.

MÉCANISMES, BILAN GLOBAL ACTUEL ET
FLUCTUATIONS AU COURS DES 500 DERNIERS
MILLIONS D'ANNÉES

Jean-Luc PROBST

Docteur ès Sciences

**GÉOCHIMIE ET HYDROLOGIE DE L'ÉROSION
CONTINENTALE. MÉCANISMES, BILAN
GLOBAL ACTUEL ET FLUCTUATIONS AU
COURS DES 500 DERNIERS MILLIONS
D'ANNÉES**

Jean-Luc PROBST

Docteur ès Sciences

Centre de Géochimie de la Surface
1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex (France)

Thèse soutenue à Strasbourg le 20 décembre 1990

Table des matières

INTRODUCTION	1
Chapitre I ÉTATS DE SURFACE DES CONTINENTS LES FACTEURS DE L'ÉROSION CONTINENTALE	5
I – FACTEURS CONSIDÉRÉS A L'ÉCHELLE GLOBALE ET ORIGINE DES DONNÉES	6
A – Altitude, pentes, végétation et intensité culturale	6
1. Végétation	6
2. Pentes	6
B – Nature des roches	8
C – Variables hydroclimatiques	8
II – ÉCHELLE D'ÉTUDE ET MÉTHODES D'APPROCHE	8
A – Une approche par grands bassins fluviaux	8
B – Une approche par latitude et par continent	9
III – DISTRIBUTIONS HOLOSPHÉRIQUES DES DIFFÉRENTS FACTEURS DE L'ÉROSION ET RELATIONS ENTRE CES FACTEURS	11
A – Les facteurs hydroclimatiques	11
B – La végétation et les cultures	13
C – Les facteurs morphologiques	13
D – Les facteurs lithologiques	16
IV – CONCLUSION	17
Chapitre II FLUCTUATIONS HYDROCLIMATIQUES	19
INTRODUCTION	19
I – FLUCTUATIONS DU DÉBIT DES FLEUVES	20
II – FLUCTUATIONS A L'ÉCHELLE RÉGIONALE	21
A – Le Bassin d'Aquitaine	21
B – Fluctuations sur l'Europe : un continent de petite taille	22
III – FLUCTUATIONS A L'ÉCHELLE CONTINENTALE ET INTERCONTINENTALE	23
A – Atténuation de l'amplitude des fluctuations	24
B – Opposition des périodes sèches et des périodes humides	24
C – Correspondance des périodes hydroclimatiques	24
D – Décalages des fluctuations	24

IV – RECONSTITUTION DES FLUCTUATIONS DE DÉBIT DES DIFFÉRENTS CONTINENTS ET DU DÉBIT CONTINENTAL GLOBAL	26
V – RELATION ENTRE LES VARIATIONS DE DRAINAGE CONTINENTAL ET CELLES DES DIFFÉRENTS PARAMÈTRES HYDROCLIMATIQUES	28
A – Relation précipitation–drainage	29
B – Relation température–drainage–teneur en CO ₂ atmosphérique	29
C – Relation drainage–activité solaire et drainage–oscillation australe	31
1. Drainage–activité solaire	31
2. Drainage–SOI	33
CONCLUSION	33
Chapitre III ÉROSION MÉCANIQUE ACTUELLE DES CONTINENTS	35
INTRODUCTION	35
I – TRANSPORTS DE MATIÈRES EN SUSPENSION PAR LES FLEUVES	36
A – Variations des concentrations en fonction des débits	36
B – Flux de matières en suspension	38
C – Compositions chimique et minéralogique des sédiments transportés par les fleuves	40
D – Matière organique dans les suspensions	41
II – RUISSELLEMENT SUPERFICIEL ET ÉROSION MÉCANIQUE	42
A – Rôle des crues dans l'exportation des matériaux en suspension	42
B – Estimation du ruissellement superficiel	43
1. Découpage horizontal des hydrogrammes	44
2. Analyse spectrale	47
C – Le ruissellement superficiel à charge solide constante	50
1. Relation entre la charge solide du fleuve et le débit du ruissellement	50
2. Calcul de la charge solide du ruissellement	51
a) Par extrapolation de la relation $C_t = f(Q_r/Q_t)$	51
b) Calcul direct en ramenant le tonnage fluvial au débit ruisselé	53
3. Résultats obtenus par d'autres auteurs	53
4. Bilan global des continents	54
D – Estimation de l'érosion des berges	54
III – BILAN GLOBAL ET MODÉLISATION DE L'ÉROSION MÉCANIQUE DES CONTINENTS	55
A – Bilans de transport des sédiments par les grands fleuves du monde	55
B – Relations simples entre l'intensité de l'érosion et les différents facteurs	58
1. Les facteurs géomorphologiques (altitude et pente)	59
2. Les facteurs climatiques et biologiques	60
3. Le facteur lithologique	61
4. Conclusion	62
C – Modélisation de l'érosion mécanique des continents	62
1. Procédure de calcul	62
2. Résultats	63

a) Modèle obtenu par latitude et par continent	63
b) Modèles obtenus par bassins fluviaux	64
CONCLUSION	66
Chapitre IV ÉROSION CHIMIQUE ACTUELLE DES CONTINENTS. BILAN DU CO₂ CONSOMMÉ PAR ALTÉRATION	67
INTRODUCTION	67
I – TRANSPORTS DE MATIÈRES EN SOLUTION PAR LES FLEUVES	68
A – Variations des concentrations en fonction des débits	68
1. Généralités	68
2. Méthode de la “dilution zéro”	70
3. Relation débit-concentration en période de crue	71
B – Flux de matières dissoutes	71
1. Relation flux-débits	71
2. Evolution spatiale des flux sur un grand bassin	73
3. Bilan des flux d'éléments dissous et composition chimique des eaux fluviales	74
II – INFLUENCES ANTHROPIQUES SUR LES TRANSPORTS FLUVIAUX DISSOUS	76
A – Flux de nitrates et de phosphates	76
1. Influence de l'agriculture	76
2. Exportation des nitrates	77
a) Variation des concentrations en fonction des débits	77
b) Bilan des flux de nitrates	79
3. Exportation des phosphates	79
a) Variations des concentrations en fonction des débits	79
b) Bilan des flux de phosphore	80
B – Evolution à long terme de la composition chimique des eaux	81
1. Influence des rejets organiques	81
2. Influence indirecte des fertilisants	81
C – Influence des apports atmosphériques acides	81
III – BILAN D'ÉROSION CHIMIQUE DES BASSINS VERSANTS ET CONSOMMATION DE CO ₂ ATMOSPHERIQUE	82
A – Cas théorique : altération d'un granite en climat tropical humide	82
B – Le bassin du Girou	83
1. Bilan de l'érosion chimique	83
2. Comparaison érosion chimique-érosion mécanique	84
C – Le bassin de la Garonne amont	85
D – Le bassin du Congo	86
1. Approche par type de roche	86
2. Méthode globale	87
a) Le bassin du Congo	87
b) Le bassin de l'Oubangui	89

E – Le bassin de l'Amazonie	89
1. Bilan global	89
2. Bilans partiels	90
IV – CONSOMMATION DE CO ₂ PAR ÉROSION CHIMIQUE DES CONTINENTS. FLUCTUATIONS AU COURS DES 100 DERNIÈRES ANNÉES	91
A – A l'échelle des bassins versants	91
1. Flux spécifiques de CO ₂	91
2. Comparaison avec les flux de carbone organique	92
3. Variations interannuelles du flux de CO ₂ consommé par l'érosion chimique	92
B – Variations des flux de CO ₂ à l'échelle globale	94
1. Relations teneurs en bicarbonates–drainage	94
2. Variations au cours des 100 dernières années	96
V – BILAN GLOBAL ET MODÉLISATION DE L'ÉROSION CHIMIQUE DES CONTINENTS	97
A – Bilan des transports d'éléments dissous par les fleuves	98
B – Modélisation par zones latitudinales	99
C – Modélisation par grands bassins fluviaux	101
1. Transports dissous totaux	101
2. Transports des différents éléments majeurs dissous	102
a) Relation avec les différents facteurs	102
b) Relation flux spécifiques–drainage	103
c) Modélisation	104
d) Reconstitution des variations latitudinales et bilans globaux	105
CONCLUSION	105
Chapitre V FLUCTUATIONS DU DRAINAGE CONTINENTAL ET DE L'ÉROSION DES CONTINENTS AU COURS DES 500 DERNIERS MILLIONS D'ANNÉES	109
INTRODUCTION	109
I – RECONSTITUTION DES VARIATIONS DU DRAINAGE CONTINENTAL	110
A – Le cycle global de l'eau	110
1. Taille des réservoirs	110
2. Flux actuels entre les différents réservoirs	110
3. Distributions holosphériques des flux et relations entre ces flux	111
4. Influences de la superficie des continents et des océans sur l'intensité des précipitations et du drainage	112
a) Continents	112
b) Océans	113
B – Paléogéographie des continents	113
C – Variations du drainage	115
D – Comparaison avec les variations de température de l'air	116
E – Fluctuations du rapport isotopique ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr dans les carbonates marins	118

II – VARIATIONS DE L'ÉROSION CONTINENTALE	119
A – Reconstitution des masses de sédiments totaux	120
B – Reconstitution des différents dépôts sédimentaires	120
C – Variations des taux d'érosion continentale	122
III – CONCLUSION	123
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	125
I – FLUCTUATIONS HYDROCLIMATIQUES	125
A – Deux principaux modes climatiques : chaud/humide et froid/sec	125
B – Variations régionales et fluctuations globales	126
II – LES FACTEURS DE L'ÉROSION. ÉTATS DE SURFACE ET VARIABLES HYDROCLI- MATIQUES	126
III – INFLUENCES DES DIFFÉRENTS FACTEURS SUR L'ÉROSION MÉCANIQUE ET CHI- MIQUE DES CONTINENTS	127
A – Influence prépondérante du drainage	127
B – Influences des autres facteurs	127
IV – RUISSELLEMENT SUPERFICIEL ET ÉROSION MÉCANIQUE	128
V – ÉROSION CHIMIQUE ET FLUX DE CO ₂ ATMOSPHÉRIQUE CONSOMMÉ	129
VI – INFLUENCES ANTHROPIQUES : DE L'ÉCHELLE RÉGIONALE A L'ÉCHELLE GLOBALE	130
A – A l'échelle régionale	130
B – A l'échelle globale	130
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	133
Annexe	149
Liste des figures	155
Liste des tableaux	161

INTRODUCTION

Depuis que la Terre existe, les continents sont soumis à l'action combinée de l'érosion mécanique et de l'altération chimique (fig. 1). L'érosion mécanique tend à réduire à la surface des continents l'épaisseur des sols et des roches en arrachant mécaniquement les particules en suspension qui sont exportées par le ruissellement de surface vers les fleuves. Au contraire, l'érosion chimique tend à approfondir les sols au détriment des roches ; elle consiste à dissoudre ou à hydrolyser les minéraux primaires des roches, libérant ainsi en solution des éléments qui sont lessivés par les eaux de drainage et évacués vers les nappes souterraines et vers les fleuves. L'érosion mécanique et l'érosion chimique sont donc deux mécanismes concurrentiels vis-à-vis des profils d'altération, mais l'érosion chimique est souvent le prélude à l'érosion mécanique, et les deux formes d'érosion sont finalement responsables de la pénélplanation des continents.

Ces processus occupent une place importante dans la géodynamique de surface et dans le cycle global des éléments. L'érosion continentale résulte finalement des interactions entre l'atmosphère, la biosphère, l'hydrosphère et la lithosphère. Les matériaux continentaux sont donc érodés sous l'action de plusieurs facteurs (climatiques, hydrologiques, physiques et biologiques) et transportés ensuite vers les océans principalement par les écoulements de surface. En effet, les fleuves sont actuellement responsables de près de 90 % des transferts de matières des continents vers les océans, le reste venant principalement des glaciers et des eaux souterraines.

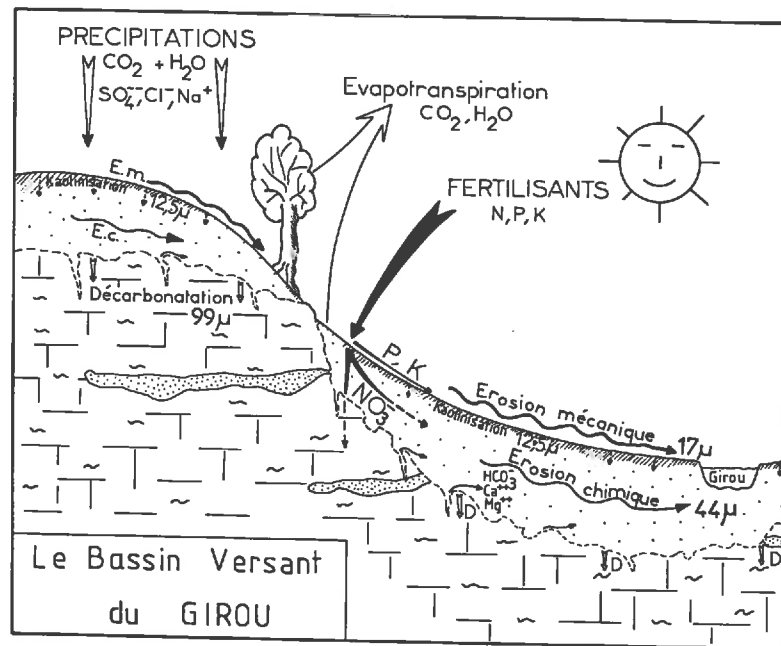


Fig.1 – Bilans et mécanismes de l'érosion chimique et de l'érosion mécanique sur le bassin versant agricole du Girou (SW de la France), d'après PROBST (1989)

- Programme du GUREN (Groupement Universitaire de Recherche sur l'ENvironnement) de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg "Acidification des eaux de surface dans les Vosges" (1988/1989),
- Collaborations scientifiques avec l'Agence de Bassin Adour-Garonne (Toulouse), avec l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (Metz), avec la Compagnie Générale des Eaux (Station de traitement des eaux de Clairfont, Portet sur Garonne).

Chapitre I

ÉTATS DE SURFACE DES CONTINENTS LES FACTEURS DE L'ÉROSION CONTINENTALE

INTRODUCTION

Il est nécessaire, pour comprendre les mécanismes et les bilans actuels des érosions mécanique et chimique des continents et les transferts de masses "continent-océan", de déterminer l'intensité des différents facteurs qui règlent ces transferts. Il s'agit donc de quantifier d'une part les variables d'état qui caractérisent la surface des continents (relief, végétation, nature des roches) et d'autre part les variables hydroclimatiques (précipitation, évapotranspiration, drainage et température) qui agissent sur les états de surface. Aujourd'hui, il faut ajouter un troisième groupe de variables dont l'influence est de plus en plus importante : ce sont les variables anthropiques (pollutions de l'atmosphère, des sols et des eaux, déforestation et mise en culture des terres, etc.) qui perturbent les interactions naturelles entre les deux premiers groupes de variables.

Les variables d'état peuvent être considérées à un instant donné comme constantes à l'échelle du siècle, alors que les variables hydroclimatiques fluctuent, comme nous le verrons dans le chapitre suivant. A l'échelle globale, on peut donc considérer que, pour les 80 dernières années, ce sont les variables hydroclimatiques qui règlent les transferts de masses "continent-océan", alors qu'au cours des 500 derniers millions d'années, comme nous le verrons dans le dernier chapitre, c'est l'état de surface des continents qui a varié (notamment la surface des terres émergées). Ces deux groupes de variables agissent sur l'intensité de l'érosion continentale globale.

Les différents paramètres qui constituent les états de surface de la Terre ont déjà été étudiés à l'échelle globale par KOSSINA (1933), GATES et NELSON (1975), BLATT et JONES (1975), BALAZS (1977), MATTHEWS (1983), LOUGHRIDGE (1986), MOORE et MARK (1986) et SHARPTON et HEAD (1986). En ce qui concerne les différentes variables hydroclimatiques, on peut citer les travaux de BUDYKO (1963), BAUMGARTNER et REICHEL (1975), UNESCO (1978) et SPANGLER et JENNE (1984).

L'objectif de ce chapitre est donc de mesurer l'influence de toutes ces variables à l'échelle globale, pour l'ensemble des grands bassins fluviaux du monde et pour l'ensemble des continents découpés en bandes de 10° de latitude. Il s'agit ensuite de déterminer les principales relations qui existent entre ces différents facteurs de l'érosion à l'échelle globale. Une partie des résultats qui sont présentés dans ce chapitre a déjà fait l'objet d'une thèse de doctorat (NKOUNKOU, 1989), de deux rapports de DEA (DUBUS, 1989 et MOMBOISSE, 1990) et de deux publications dans *American Journal of Science* (PROBST et TARDY, 1989 et TARDY *et al.*, 1989). Une autre partie des résultats exposés dans ce chapitre est inédite.

I – FACTEURS CONSIDÉRÉS A L'ÉCHELLE GLOBALE ET ORIGINE DES DONNÉES

Les facteurs qui règlent l'intensité de l'érosion mécanique et chimique sont nombreux (JANSSON, 1982), mais tous ne peuvent pas être appréhendés à l'échelle globale comme il peuvent l'être à l'échelle d'un petit bassin versant ou d'une parcelle expérimentale (ROOSE, 1977 et COLLINET, 1988). Dans cette étude qui se veut globale, on considèrera donc les facteurs suivants :

- *géomorphologie et géologie* : superficie des continents, altitude, pente et dureté des roches (sensibilité à l'érosion mécanique) ;
- *végétation et cultures* : végétation totale naturelle, intensité culturale et protection des sols par la végétation et les cultures actuelles ;
- *hydroclimatologie* : précipitations, drainage, évapotranspiration et température de l'air.

A – ALTITUDE, PENTES, VÉGÉTATION ET INTENSITÉ CULTURALE

Les données de base concernant l'altitude, la végétation et l'intensité culturale ont été communiquées par le National Center for Atmospheric Research (NCAR à Boulder, Colorado, USA) sur bandes magnétiques. Ces données couvrent tous les continents et sont enregistrées pour des mailles de 10' x 10' ou de 1° x 1° de latitude et de longitude.

1. Végétation

Le fichier des types de végétation naturelle comporte 32 formations végétales classées selon le système de classification de l'UNESCO (1973). Ce classement est basé principalement sur la densité de biomasse au sol, et sur quelques paramètres supplémentaires comme le climat et l'altitude des milieux, les rythmes saisonniers et l'architecture des végétaux, etc. Pour simplifier cette classification (MATTHEWS, 1983), on a regroupé les 32 formations végétales en 5 groupes que nous avons classés par ordre décroissant d'efficacité de protection des sols contre l'érosion mécanique et non plus par ordre décroissant de densité de biomasse au sol : forêts/taïga, prairies, savanes/forêts sèches, steppes et toundra. Puis on a regroupé comme MATTHEWS (1983) le fichier "végétations naturelles" ainsi reclassé avec le fichier "intensité culturale" pour créer un nouveau fichier sur la protection des sols par la végétation et les cultures. Dans ce fichier, chaque formation est affectée d'un coefficient de protection qui augmente avec l'efficacité de cette formation à protéger les sols contre l'érosion mécanique : déserts et sols nus (coefficient 0), cultures (1), toundra (2), steppes (3), savanes (4), prairies (5), forêts (6).

2. Pentes

Les informations concernant les pentes moyennes ont été obtenues soit directement en utilisant les données de pente qui nous ont été envoyées sur bande magnétique (maillage de 5 x 5') par l'U.S. Geological Survey de Menlo Park (MOORE et MARK, 1986), soit indirectement en calculant un indice de pente (I_{Pt}) à partir des altitudes maximales (H_{Max}) et minimales (H_{Min}) des fichiers du NCAR (1982) pour chaque maille élémentaire de 10' x 10' et de superficie S :

$$I_{Pt} = (H_{Max} - H_{Min})/\sqrt{S} \quad (1)$$

Les données du NCAR sur les altitudes sont issues de GATES et NELSON (1975). Les résultats obtenus en ce qui concerne cet indice de pente montrent qu'il sous-estime très nettement les pentes réelles que l'on peut calculer à partir des données de MOORE et MARK (1986), mais il existe une très bonne relation entre les deux paramètres (pentes et indice de pente).

Tableau 1 - Caractéristiques des 45 grands bassins fluviaux sélectionnés. Valeurs moyennes des paramètres d'état de surface des bassins et des variables hydroclimatiques

n° carte	Nom	S 10 ⁶ km ²	L km	Q km ³ /an	P mm/an	T °C	H m	I _{lith}	I _{Pt} %	Pt %	IC %	I _{vég}	I _{ps}	D mm/an	CE %
1	Amazone	5,908	6299	6300	2030	27	467	21,2	0,12	5,61	0,2	5,7	5,7	1066	52,5
2	Zaire	3,698	4370	1300	1520	24	751	7,2	0,09	3,51	13,0	5,0	4,5	351	23,1
3	Mississippi	3,265	3778	580	760	13	661	12,4	0,10	5,05	57,8	5,2	2,8	178	23,4
4	Parana	2,868	4499	470	1140	21	557	17,5	0,11	4,65	5,7	4,8	4,5	164	14,4
5	Ienisseï	2,553	4129	562	380	-7	741	7,4	0,23	8,87	0,0	5,6	5,6	220	57,9
6	Lena	2,438	4269	533	250	-9	600	3,4	0,19	8,34	0,0	5,6	5,6	219	87,4
7	Ob	2,249	3680	419	380	-1	208	20,6	0,04	2,18	21,9	5,0	4,3	186	49,0
8	Amour	1,923	4352	325	380	-1	585	10,8	0,15	7,11	11,0	5,4	5,0	169	44,5
9	Nil	1,905	6689	89	510	27	856	5,4	0,23	5,47	16,4	3,8	3,4	47	9,2
10	Yangtze	1,827	5525	928	1270	16	1601	12,1	0,39	13,56	30,0	5,4	4,0	508	40,0
11	Gange/Brahmap.	1,669	5401	971	2030	18	1535	20,5	0,35	14,00	33,2	4,8	3,7	582	28,7
12	Mackenzie	1,616	4240	249	380	-4	618	5,4	0,21	9,75	0,0	5,2	5,2	154	40,5
13	Niger	1,550	4183	192	1140	29	364	9,3	0,09	2,87	18,0	3,6	3,0	124	10,9
14	Zambèze	1,420	2735	223	1020	21	1009	15,2	0,16	4,54	22,4	4,2	3,5	157	15,4
15	Murray	1,140	2589	22	760	18	243	12,6	0,08	2,72	21,2	4,0	3,2	19	2,5
16	St Laurent	1,099	3057	413	890	4	271	1,9	0,09	3,96	20,4	6,7	5,7	376	42,2
17	Orénoque	1,020	2061	1100	1400	24	373	23,2	0,20	6,46	0,6	5,3	5,3	1078	77,0
18	Tigre/Euphrate	0,923	2800	46	250	21	652	12,7	0,26	9,69	19,1	2,8	2,5	50	19,9
19	Indus	0,916	2896	238	380	24	1807	18,4	0,63	16,30	24,4	3,2	3,0	260	68,4
20	Mékong	0,849	4023	530	1270	21	875	11,3	0,76	8,71	17,8	4,7	4,3	624	49,2
21	Yukon	0,833	3701	210	380	-4	727	11,0	0,42	14,52	0,0	5,3	5,3	252	66,3
22	Huangho (Jaune)	0,814	4668	53	760	13	1860	23,1	0,35	11,69	34,7	4,0	2,7	65	8,6
23	Danube	0,778	2859	206	760	10	501	22,0	0,23	11,99	46,0	5,5	3,6	265	34,8
24	Orange	0,726	2092	11	380	16	1240	9,7	0,16	4,33	19,2	3,1	2,5	15	4,0
25	Colorado	0,715	2317	20	250	16	1537	9,8	0,53	18,68	0,0	3,6	3,6	28	11,2
26	Columbia	0,670	1850	251	640	10	1293	5,0	0,83	23,41	7,2	5,1	4,8	375	58,5
27	Kolyma	0,658	2599	135	220	-9	557	13,3	0,27	11,59	0,0	4,9	4,9	205	93,3
28	Sao Francisco	0,630	3199	97	1020	24	614	4,7	0,21	4,15	0,0	4,1	4,1	154	15,1
29	Si Kiang (Perle)	0,464	1957	302	1780	21	670	10,0	0,41	8,32	36,0	6,0	4,2	651	36,6
30	Irrawadi	0,414	2092	428	1780	24	758	22,3	0,72	16,70	12,5	5,7	5,3	1034	58,1
31	Indigirka	0,356	1789	59	200	-12	713	15,9	0,39	12,52	0,0	4,1	4,1	166	82,9
32	Limpopo	0,342	1770	5	760	21	766	6,7	0,22	4,68	31,1	3,3	2,5	15	1,9
33	Godavari	0,322	1448	84	1020	29	413	3,2	0,19	4,27	34,4	5,3	4,1	261	25,6
34	Magdalena	0,276	1537	237	1270	24	1203	15,5	1,43	24,90	3,4	5,6	5,5	859	67,6
35	Severnaïa Dvina	0,262	740	109	500	2	119	16,0	0,02	1,55	3,6	6,0	5,8	416	83,2
36	Fraser	0,247	1368	112	760	4	1140	7,3	1,12	23,16	5,7	5,8	5,6	453	59,7
37	Yana	0,240	1368	29	130	-15	703	11,9	0,39	12,95	0,0	4,9	4,9	121	92,9
38	Mehandi	0,195	1295	67	1270	24	330	5,4	0,28	4,70	33,3	5,1	4,3	344	27,1
39	Liao He	0,191	1438	6	760	7	496	20,4	0,12	6,12	39,3	4,6	3,0	31	4,1
40	Rufiji	0,180	1237	9	1140	21	912	4,5	0,46	9,52	12,7	4,0	3,6	50	4,4
41	Rio Negro	0,178	729	30	250	16	745	7,4	0,62	8,57	0,0	3,9	3,9	169	67,4
42	Hungho (Rouge)	0,165	1200	123	1520	24	987	10,0	1,18	13,93	23,0	5,6	4,7	745	49,0
43	Rhône	0,099	813	49	1020	13	754	5,3	1,11	23,05	54,2	6,0	3,3	495	48,5
44	Pô	0,070	652	46	760	13	793	13,9	1,23	25,90	33,6	5,8	4,1	657	86,5
45	Susitna	0,051	600	40	800	-1	1031	14,3	1,32	23,97	0,0	5,4	5,4	784	98,0

S : superficie du bassin versant ; L : longueur du fleuve ; Q : débit annuel du fleuve ; P : précipitations moyennes annuelles ; T : température moyenne annuelle de l'air ; H : altitude moyenne du bassin ; I_{lith} : indice de dureté des roches ; I_{Pt} : indice moyen de pente ; Pt : moyenne des pentes du bassin ; IC : intensité culturale en % de la surface totale ; I_{vég} : indice de végétation naturelle ; I_{ps} : indice de protection des sols ; D : drainage moyen annuel (Q/S) ; CE : coefficient d'écoulement (100D/P)

B – NATURE DES ROCHES

En ce qui concerne la nature des roches, deux paramètres doivent être considérés : d'une part la nature chimique, et donc la sensibilité des roches à l'érosion chimique, et d'autre part la nature physique, c'est-à-dire leur aptitude à résister à l'érosion mécanique. Malheureusement, il n'existe pas encore de carte mondiale de la lithologie des roches qui permettrait d'appréhender la composition chimique moyenne à une échelle globale. Par contre, DUBUS (1989) a pu créer un fichier informatisé en degrés carrés pour l'ensemble des continents à partir de la carte mondiale des types de roches publiée par TREWARTHA *et al.* (1967). Dans ce fichier, les principaux types de roche sont regroupés en 5 classes, et on attribue à chaque classe un coefficient qui augmente avec la sensibilité moyenne des roches à l'érosion mécanique : roches métamorphiques anciennes et roches plutoniques associées (coefficient 1), roches volcaniques (2), roches sédimentaires consolidées (4), différents types de roches en zones plissées et faillées (10), roches sédimentaires non consolidées (32) et alluvions récentes (40). Les valeurs de ce coefficient ont été déterminées d'après les vitesses d'érosion mécanique données par CHORLEY *et al.* (1984) pour différents types de roches sur des petits bassins versants monolithiques, et ramenées à 1 pour les roches métamorphiques considérées comme les plus résistantes à l'érosion mécanique. Cette démarche est inspirée de celle adoptée par MEYBECK (1987) pour la nature chimique moyenne des roches à l'échelle globale et leur sensibilité à l'érosion chimique.

C – VARIABLES HYDROCLIMATIQUES

Les données concernant les précipitations, l'évapotranspiration, le drainage continental et la surface des continents ont été empruntées à BAUMGARTNER et REICHEL (1975) qui donnent la valeur de ces différents paramètres par continent et par bande latitudinale de 5°.

Les données de température de surface de l'air sont issues de SPANGLER et JENNE (1984) et le fichier que nous avons utilisé nous a été communiqué par D. CADET (LMD/CNRS de Palaiseau), avec un maillage de 4° x 5° de latitude et de longitude pour l'ensemble des continents.

II – ÉCHELLE D'ÉTUDE ET MÉTHODES D'APPROCHE

Notre étude est réalisée à l'échelle du globe terrestre en entier, mais nous avons utilisé deux approches complémentaires pour déterminer les relations entre les différents facteurs de l'érosion et pour modéliser finalement l'intensité de l'érosion mécanique et chimique sur les continents.

A – UNE APPROCHE PAR GRANDS BASSINS FLUVIAUX

Cette approche permet de travailler sur des unités géographiques naturelles, les bassins versants, dont on peut contrôler les flux de matières à l'exutoire en mesurant les transports fluviaux dissous et particuliers. Nous avons donc travaillé sur 45 grands bassins fluviaux qui avaient déjà été sélectionnés par PINET et SOURIAU (1988) et qui sont distribués sur les différents continents et sous différentes latitudes (fig. 3). Pour chaque bassin, la valeur moyenne de certains paramètres (surface des bassins, longueur des cours d'eau, température, altitude, drainage) a donc été empruntée à PINET et SOURIAU (1988). Les valeurs des autres paramètres (végétation, intensité culturale, protection des sols, pentes et dureté des roches) ont été calculées à partir des données du NCAR et grâce à un logiciel qui permet de repérer les coordonnées latitude-longitude des limites des différents bassins versants. Ce logiciel nous a aimablement été communiqué par MM. PINET et SOURIAU (GRGS/CNES de Toulouse) dans le cadre d'une collaboration scientifique (Programme DBT

“Fleuves et érosion” de l’INSU). Mais il faut noter que les 45 bassins sélectionnés ne représentent que 34 % de la surface totale des continents et 43 % des surfaces continentales exoréiques, c’est-à-dire des surfaces qui sont drainées vers les océans.

B – UNE APPROCHE PAR LATITUDE ET PAR CONTINENT

Cette approche est complémentaire de la précédente. En effet, d’une part elle permet de paramétriser la totalité des surfaces continentales afin de pouvoir par la suite appliquer des modèles qui auront été établis pour les grands bassins fluviaux. Et d’autre part, c’est un moyen de reconstituer au cours des 500 derniers millions d’années les fluctuations globales des paramètres du cycle de l’eau qui seront aussi déterminés au départ par bandes de 10° de latitude.

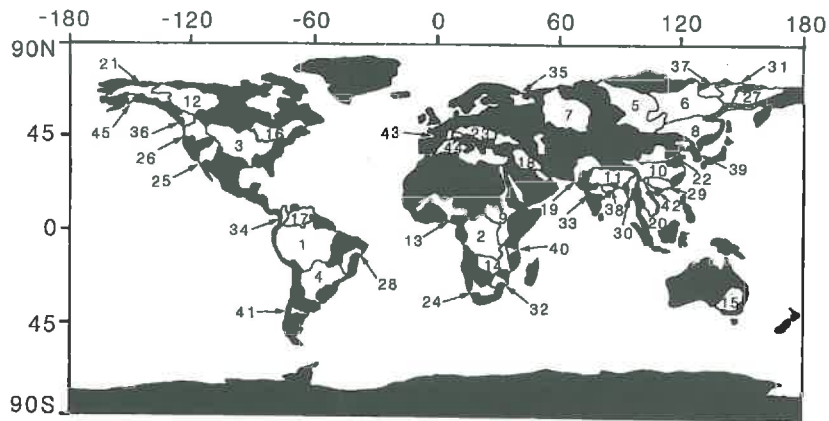


Fig.3 – Distribution sur les différents continents des 45 grands bassins fluviaux sélectionnés. Les numéros correspondent à ceux du tableau 1 où sont données les caractéristiques de ces bassins

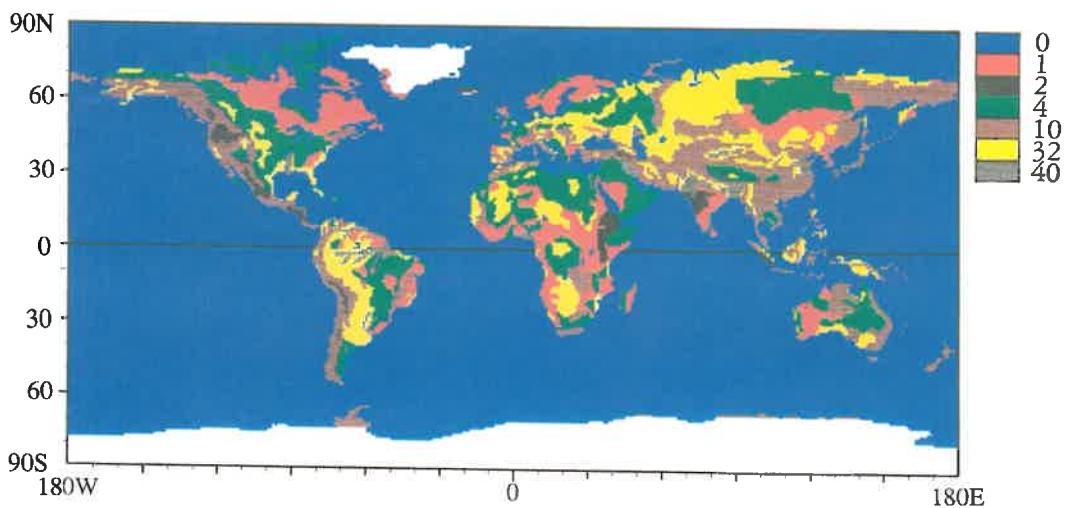


Fig.4 – Carte mondiale des différents types de roches établie d’après TREWARTHA et al. (1967)

Les types de roches ont été regroupés en fonction de leur sensibilité à l’érosion mécanique, et affectés d’un coefficient (1 à 40) qui augmente avec leur sensibilité : (0)- océans, (1)- roches métamorphiques et plutoniques, (2)- roches volcaniques, (4)- roches sédimentaires consolidées, (10)- différents types de roches en zones plissées et faillées, (32)- roches sédimentaires non consolidées, (40)- alluvions récentes. Les données de cette carte ont été informatisées par DUBUS (1989)

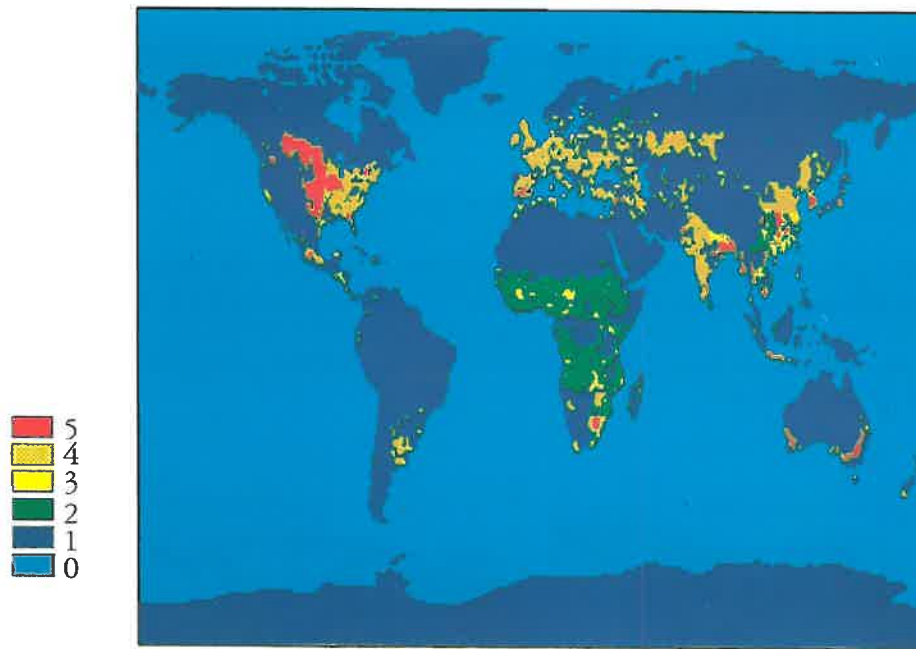


Fig.5 – Carte mondiale de l'intensité culturale, exprimée en % de la surface totale de chaque maille élémentaire (d'après les données du NCAR, 1982). Le coefficient augmente avec le pourcentage : 1 de 0 à 20 %, 2 de 20 à 40 %, 3 de 40 à 60 %, 4 de 60 à 80 % et 5 de 80 à 100 %. La valeur 0 est affectée aux surfaces océaniques

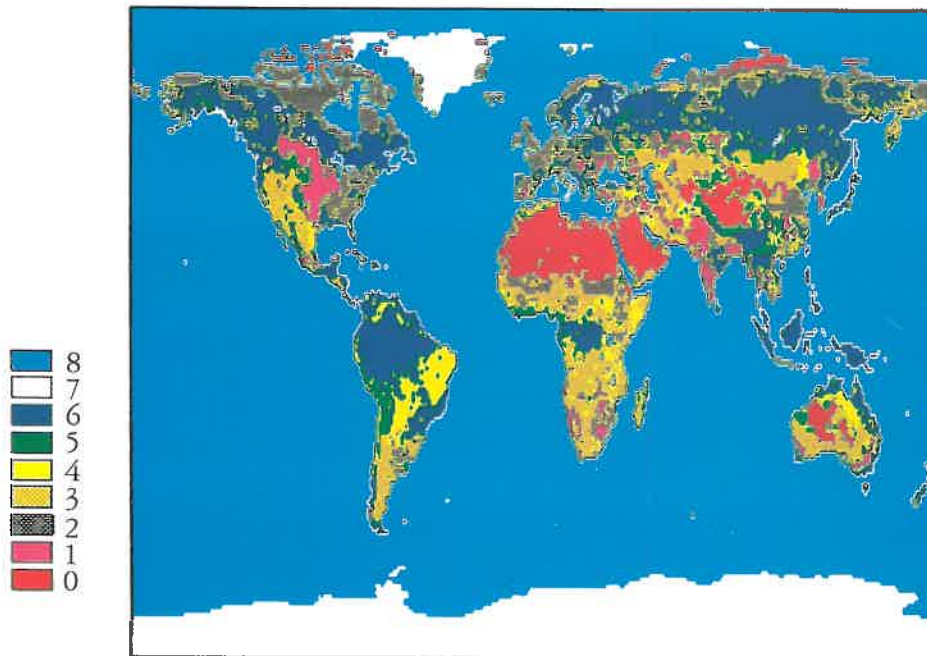


Fig.6 – Carte mondiale de la protection des sols par la végétation et les cultures contre l'érosion mécanique, établie à partir des données du NCAR (1982). La valeur du coefficient augmente avec le degré de protection : 0 pour les déserts et les sols nus, 1 pour les cultures, 2 pour les toundras, 3 pour les steppes, 4 pour les savanes, 5 pour les prairies et 6 pour les forêts. Les glaces et les océans ont été affectés respectivement des coefficients 7 et 8

- On a donc été amené dans cette approche à calculer les valeurs moyennes de chaque paramètre :
- pour chaque continent (n = 7)
 - pour chaque bande latitudinale de 10° (n = 18)
 - et pour chaque continent et chaque bande de 10° de latitude (n = 50)

III - DISTRIBUTIONS HOLOSPHÉRIQUES DES DIFFÉRENTS FACTEURS DE L'ÉROSION ET RELATIONS ENTRE CES FACTEURS

Le traitement de ces données nous a permis d'établir des cartes mondiales de l'intensité de ces différents facteurs. On en donnera ici trois exemples : la carte des intensités culturales (fig. 5) et celle de la protection des sols par la végétation (fig. 6) qui sont dérivées des données du NCAR, et la carte de la dureté des roches (fig. 4) qui est dérivée de la carte des types de roches de TREWARTHA *et al.* (1967). Les valeurs calculées des différents paramètres sont données par latitude et par continent dans la thèse de NKOUNKOU (1989) et par bassins versants dans le tableau 1. On a représenté ensuite, sur la figure 8, les variations latitudinales des différents paramètres dont les valeurs moyennes ont été calculées pour chaque bande de 10° de latitude.

A - LES FACTEURS HYDROCLIMATIQUES

Les trois principales composantes du cycle de l'eau (précipitation, évapotranspiration et drainage) suivent les mêmes variations latitudinales (fig. 8 a) et présentent notamment un maximum principal à l'équateur, deux maximums relatifs vers les latitudes tempérées nord et sud et deux minimums aux latitudes tropicales nord et sud (TARDY *et al.*, 1989). Ainsi sur les continents, l'intensité des précipitations (P) est toujours en moyenne supérieure à l'évapotranspiration (E), donnant par différence (P-E) un drainage continental (D) toujours positif. Sur les océans, c'est l'inverse : l'évaporation est supérieure aux précipitations, et l'excès d'eau dans l'atmosphère (E-P) va alimenter en partie les précipitations continentales.

Les précipitations et le drainage sont deux paramètres qui interviennent directement sur l'intensité de l'érosion continentale ; il est donc important de noter qu'il y a une bonne relation entre ces deux paramètres du cycle de l'eau, comme on peut le voir sur la figure 7 pour l'ensemble des bandes de 10° de latitude (TARDY *et al.*, 1989). On peut observer le même type de relation sur l'ensemble des bassins fluviaux, mais cette relation entre drainage et précipitation est moins bonne que pour les bandes latitudinales car un grand bassin versant recoupe souvent plusieurs bandes latitudinales.

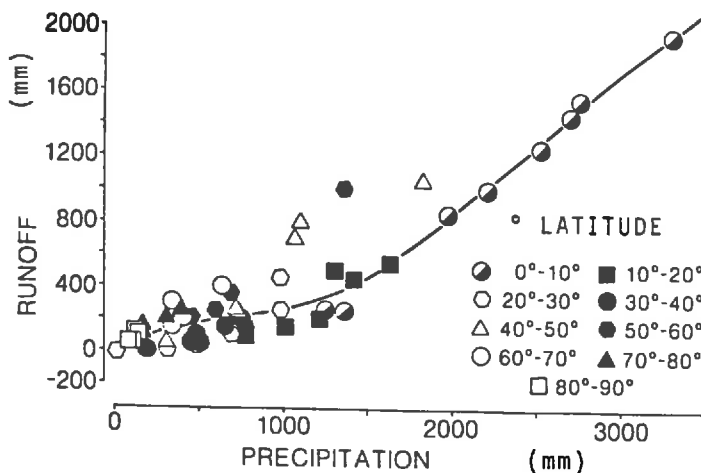


Fig.7 - Relation entre le drainage moyen annuel et l'intensité des précipitations annuelles pour l'ensemble des continents, découpés en bandes de 10° de latitude (TARDY *et al.*, 1989)

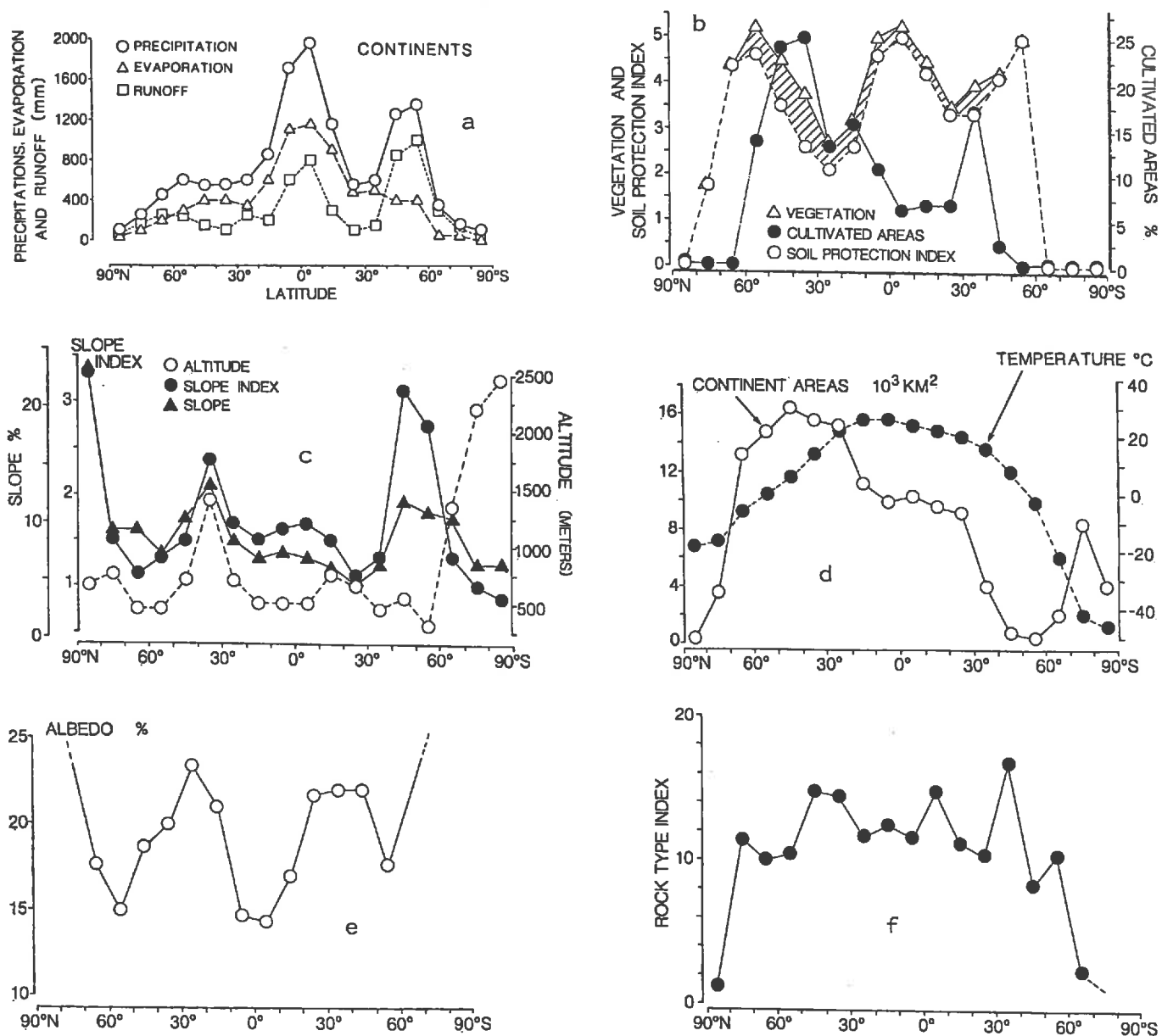


Fig.8 - Variations latitudinales des différents facteurs de l'érosion. Valeurs moyennes des différents paramètres, calculées pour chaque bande continentale de 10° de latitude : (a) précipitation, évaporation et drainage, (b) végétation naturelle, intensité culturelle et protection des sols par la végétation et les cultures, (c) altitude, pentes et indice de pente, (d) surface des continents et température l'air, (e) albedo, (f) indice de sensibilité des roches à l'érosion mécanique

On n'abordera pas plus en détail dans ce chapitre les autres relations entre les différents paramètres du cycle de l'eau car ces relations seront étudiées dans le chapitre suivant, notamment les relations entre température et drainage.

B - LA VÉGÉTATION ET LES CULTURES

Le coefficient de protection des sols par la végétation et l'intensité culturale ne présentent pas la même distribution holosphérique (fig. 8 b). La protection des sols suit assez bien la distribution des facteurs hydroclimatiques ; on retrouve ainsi les trois maximums (équateur et zones tempérées nord et sud) et les deux minimums (zones tropicales nord et sud).

En effet, comme l'ont montré LANGBEIN et SCHUMM (1958), il y a une très bonne relation entre la densité de biomasse au sol d'une formation végétale (forêt, prairie et savane) et l'intensité des précipitations (fig. 9).

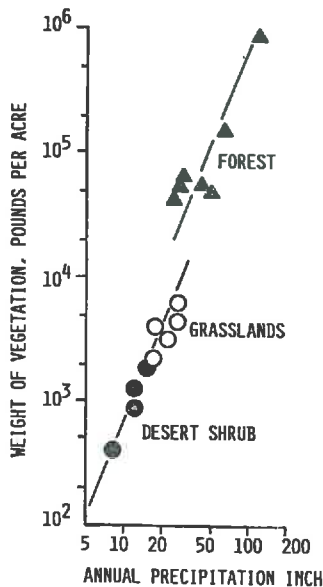


Fig.9 - Relation entre le poids total de matière végétale par unité de surface et l'intensité des précipitations annuelles pour différentes formations végétales (d'après LANGBEIN et SCHUMM, 1958)

On trouve également le même type de relations à l'échelle globale pour l'ensemble des continents entre le coefficient de protection des sols (fig. 11), ou l'index de végétation (fig. 10), et l'intensité des précipitations. On retrouve sur ces deux figures un décrochement vers 800 mm de précipitation qui correspond au passage d'une formation végétale à une autre (exemple prairie-forêt).

Par contre, il n'y a pas de relation entre l'intensité culturale et les variables hydroclimatiques. La distribution holosphérique du pourcentage de terres cultivées suit les zones à agriculture intensive et les pays industrialisés (fig. 5 et 8b). On peut ainsi observer trois pics qui correspondent respectivement aux trois principales bandes latitudinales où la mise en culture des terres est importante :

- zone tempérée nord avec les Etats-Unis, le Canada, l'Europe et l'ex URSS,
- zone tropicale nord avec le Mexique, l'Inde et l'Asie du Sud-Est,
- zones tropicale et tempérée sud avec l'Argentine, l'Afrique du Sud et l'Australie.

L'intensité culturale ne dépasse jamais, en moyenne, par bande latitudinale 25 % des surfaces continentales, mais localement elle peut atteindre fréquemment 80 à 100 % (zones rouges sur la figure 5). Finalement, à l'échelle globale, l'intensité culturale modifie très peu la protection naturelle moyenne des sols par tranches latitudinales. Il suffit de comparer sur la figure 8 b les distributions holosphériques de la végétation naturelle et de la protection des sols qui sont très peu différentes l'une de l'autre.

C - LES FACTEURS MORPHOLOGIQUES

A l'échelle globale, l'altitude moyenne des continents ne présente pas de grandes variations latitudinales, excepté de 30 à 40° de latitude nord (reliefs de l'Himalaya et des Rocheuses) et de 60 à 90° de latitude sud (glaces de l'Antarctique) où l'altitude moyenne dépasse 1000 m. D'après les données de GATES et NELSON

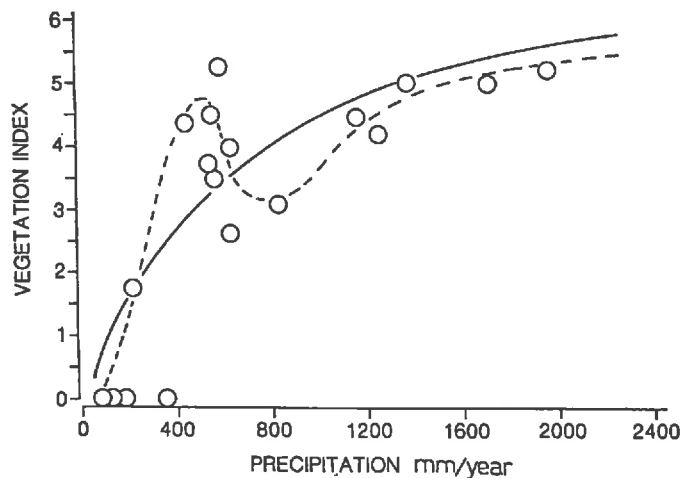


Fig.10 - Relation entre l'intensité des précipitations moyennes annuelles et l'index moyen de végétation naturelle, calculés pour chaque bande de latitude de 10°. La courbe en tirets est ajustée à la main et celle en trait continu correspond à l'équation calculée ($I_{\text{végé}} = 1,841 \ln P - 8,989$)

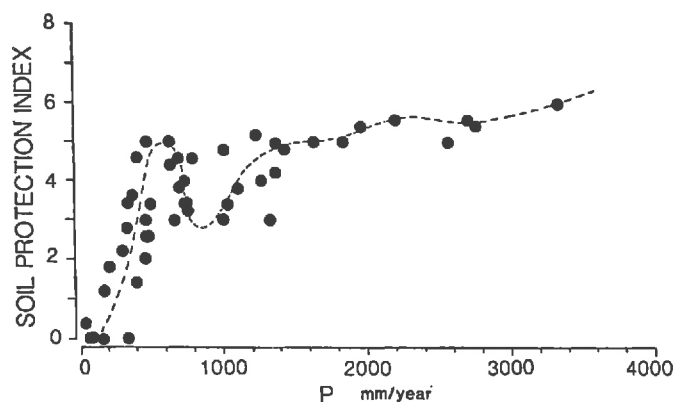


Fig.11 - Relation entre l'intensité des précipitations moyennes annuelles et le coefficient moyen de protection des sols par la végétation et les cultures, calculé pour chaque continent, par bandes latitudinales de 10°. La courbe en tirets est ajustée à la main

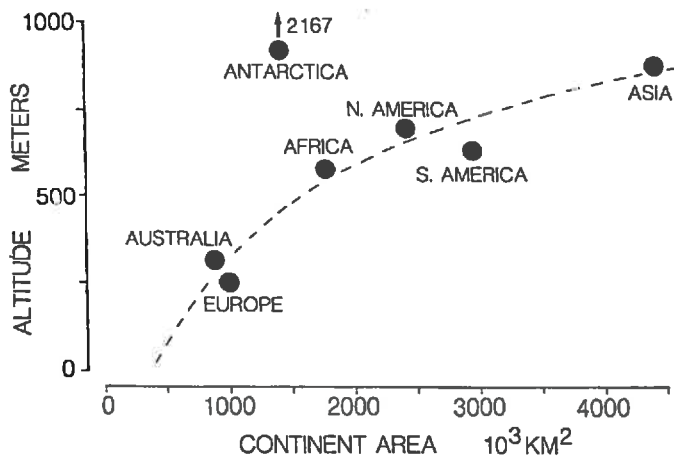


Fig.12 - Relation entre l'altitude moyenne d'un continent et sa surface totale, établie d'après les données du NCAR tirées de GATES et NELSON (1975). La courbe en tirets correspond à l'équation calculée (équation 2)

(1975), les deux tiers des surfaces continentales ont des altitudes inférieures à 1000 m et près de la moitié des surfaces sont en dessous de 500 m. Si on met à part le continent antarctique qui est recouvert d'une épaisse calotte de glace, plus un continent est grand, plus il est élevé (fig. 12). L'équation de la relation entre l'altitude moyenne (H en m) et la surface d'un continent (S en 10^3 km^2) est la suivante :

$$H = 370,25 \ln S - 3084,93 \quad (2)$$

avec $r = 0,967$ pour $n = 6$ continents, significatif à 0,16%.

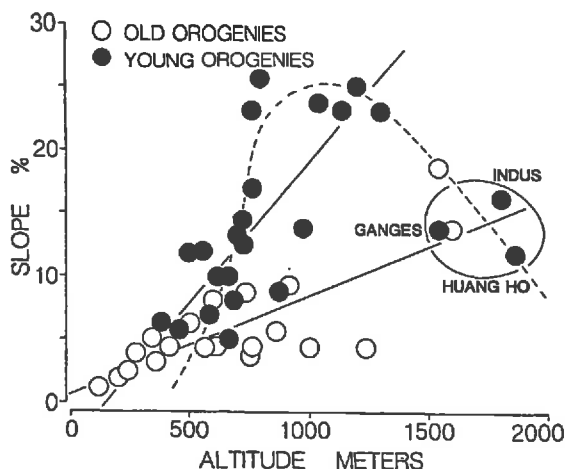


Fig.13 – Relation entre la pente moyenne et l'altitude moyenne de chaque bassin versant. Les ronds blancs correspondent aux bassins qui ont été affectés par des orogènes plus vieilles que 250 Ma, et les ronds noirs à ceux qui ont été affectés par des orogènes plus jeunes que 250 Ma. Les droites correspondent aux équations ajustées à chaque groupe de bassins (exceptés l'Indus, le Gange et le Huang Ho pour les bassins à orogènes récents), et la courbe en tirets est ajustée à la main à l'ensemble des bassins à orogènes récents

On retrouve le même type de relation pour l'ensemble des bandes latitudinales de 10°, continent par continent, avec un coefficient de corrélation entre altitude et surface égal à 0,449, et significatif à 0,1%. Par contre, pour les grands bassins fluviaux il n'y a pas de relation significative entre ces deux paramètres.

La distribution holosphérique des pentes moyennes des continents (fig. 8 c) ne suit pas celle des altitudes ; les deux distributions évoluent même en sens inverse, excepté pour les latitudes nord, plus particulièrement de 30 à 40°, où les pentes augmentent avec l'altitude. En effet, un continent peut présenter une altitude moyenne élevée mais avoir un relief pénéplané : c'est le cas de l'Antarctique et de l'Afrique dont les altitudes moyennes sont élevées mais dont les pentes sont parmi les plus faibles. Par contre, pour les bassins fluviaux, il y a une bonne relation, comme AHNERT (1970) le souligne, entre altitude et pente ($r = +0,554$), relation qui s'améliore d'ailleurs si l'on regroupe les bassins suivant l'âge de l'orogénie principale qui les a affectés (fig. 13). On suivra ici la classification en deux groupes adoptée par PINET et SOURIAU (1988) : bassins à orogène ancien (plus vieux que 250 Ma) et bassins à orogène récent (plus jeune que 250 Ma). Les équations des relations que nous avons calculées entre l'altitude (H en m) et la pente (Pt en %) sont les suivantes :

Bassins à orogènes récents

$$Pt = 2,175 \times 10^{-2} H - 2,622 \quad (3)$$

avec $r = 0,746$ pour $n = 22$ bassins, significatif à 0,01%.

Bassins à orogènes anciens

$$Pt = 0,762 \times 10^{-2} H + 0,738 \quad (4)$$

avec $r = 0,773$, $n = 20$ et $p = 0,01\%$.

Ainsi, à altitudes moyennes égales, les pentes sont plus fortes pour les bassins à orogènes récents que pour ceux à orogènes anciens. Pour les bassins à orogènes récents, on n'a pas considéré dans le calcul de la relation entre l'altitude et la pente les bassins du Huangho, du Gange et de l'Indus qui drainent tous les trois dans leur partie amont les hauts plateaux du Tibet. Les pentes faibles de ces plateaux viennent s'ajouter aux plaines alluviales importantes et confèrent à ces bassins versants d'altitudes moyennes très élevées, des pentes moyennes relativement faibles. Ce phénomène a déjà été observé par MOORE et MARK (1986) pour les différents continents où les pentes moyennes augmentent rapidement en fonction de l'altitude moyenne puis diminuent à partir d'une certaine altitude comprise entre 1500 et 3500 m suivant les continents.

Si on considère maintenant l'ensemble des bassins versants (fig. 14), on peut observer une diminution de la pente moyenne des bassins (Pt en %) en fonction de leur surface totale (S en 10^6 km^2), selon l'équation :

$$Pt = 1,98/S \quad (5)$$

avec $r = 0,738$ pour $n = 45$ bassins, significatif à 0,01%. Cette relation suggère finalement que, plus un bassin versant est grand, plus les surfaces relatives occupées par les plaines alluviales (pentes faibles) ou les zones pénéplanées sont importantes. Mais cette relation est meilleure ($r = 0,763$) pour les bassins à orogènes

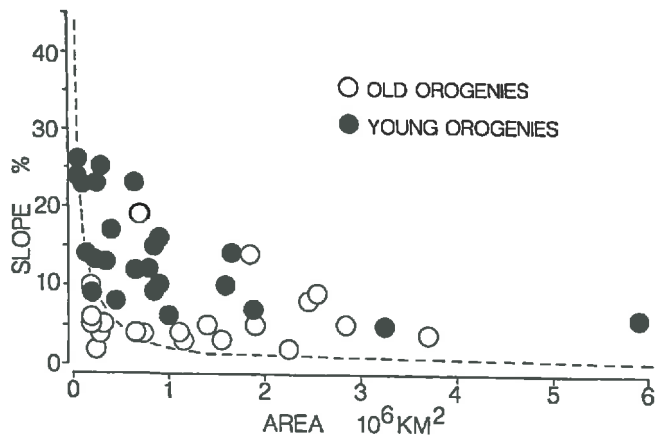


Fig.14 - Relation entre la pente moyenne et la surface totale de chaque bassin versant. Ronds blancs : bassins à orogènes anciens. Ronds noirs : bassins à orogènes récents. La courbe en tirets correspond à l'équation calculée

récents (reliefs contrastés) que pour les bassins à orogènes anciens ($r = 0,586$) qui ont des reliefs moins contrastés, voire pénéplanés. L'équation calculée pour les bassins à orogènes récents est d'ailleurs très peu différente de celle calculée pour l'ensemble des bassins :

$$Pt = 2,028/S \quad (6)$$

En ce qui concerne les relations entre les paramètres morphologiques et les paramètres biologiques, on retrouve le rôle important joué par l'altitude et les facteurs qui lui sont associés (baisse de la température par exemple) sur la végétation dont la biomasse diminue avec l'altitude ($r = -0,721$ par latitude, $r = -0,899$ par continents et $r = -0,298$ par bassins). Il en est de même pour le coefficient de protection des sols qui diminue avec l'altitude. Par contre, il n'y a pas de relation entre la végétation ou le coefficient de protection des sols et les pentes.

Enfin, il n'y a pas beaucoup de relations significatives entre les paramètres morphologiques et les facteurs hydroclimatiques, que ce soit par latitude ou par bassins fluviaux. On notera cependant d'une part, une bonne corrélation positive entre la pente et le drainage pour l'ensemble des bassins ($r = 0,385$) et pour l'ensemble des continents par latitudes ($r = 0,631$), et d'autre part, une diminution de l'intensité des précipitations quand la surface des continents augmente comme nous l'avons montré dans un article publié dans *American Journal of Science* (TARDY *et al.*, 1989).

D - LES FACTEURS LITHOLOGIQUES

L'indice de sensibilité des roches à l'érosion mécanique ne présente pas de grandes variations latitudinales, montrant ainsi que les différents types de roche sont assez bien distribués à l'échelle globale, d'une latitude à l'autre. En effet de 60° de latitude sud à 80° de latitude nord, cet indice fluctue entre 8 et 17 alors que par type de roches il varie de 1 à 40. Les valeurs calculées pour les hautes latitudes nord et sud ne sont pas représentatives car les surfaces continentales sont très petites. On remarquera simplement trois pics qui correspondent toujours à des plaines alluviales de grands fleuves (fig. 8f) : le Parana et le Paraguay (30 à 40° S), l'Amazone et ses affluents (0 à 10° S), le Mississippi, la Volga et les loess du Huangho (30 à 50° N).

Au contraire, les valeurs moyennes de cet indice calculées pour les différents bassins fluviaux (tab. 1) varient énormément, de 1,9 pour le bassin du St Laurent qui draine le vieux bouclier canadien à 23,1 pour le bassin du Huangho qui draine les loess chinois.

En ce qui concerne la nature chimique des roches, on ne dispose pas aujourd'hui de carte mondiale permettant de calculer une sensibilité moyenne des roches à l'érosion chimique par latitude et par bassin. Néanmoins, on peut donner une idée dans ce travail de la distribution des surfaces carbonatées à la surface des continents. Ces surfaces n'occupent que 15,9% de la surface totale des continents mais elles fournissent

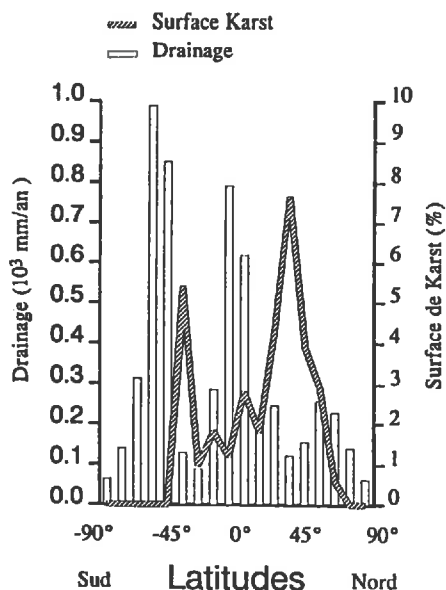


Fig.15 - Comparaison des variations latitudinales du pourcentage de surfaces karstiques (courbe hachurée) par rapport à la superficie totale de chaque bande continentale de 10° de latitude (d'après les données de BALAZS, 1977) et de l'intensité du drainage continental (histogramme blanc) (d'après les données de BAUMGARTNER et REICHEL, 1975)

51 % du flux total d'éléments dissous (excepté les bicarbonates produits par le CO₂ atmosphérique) libérés par l'érosion chimique des continents (MEYBECK, 1987). Cette distribution holosphérique des surfaces carbonatées peut être illustrée sur la figure 15 à partir des données de BALAZS (1977) sur la distribution latitudinale des surfaces karstiques. Ces surfaces n'occupent que 4 % de la surface totale des continents (BALAZS, 1977), mais elles donnent une bonne image de la distribution des surfaces carbonatées.

Sur cette distribution holosphérique, on notera deux pics principaux, l'un vers 30 à 40° de latitude sud qui correspond à la Nullarbor Plain du Sud de l'Australie et l'autre de 20 à 50° de latitude nord qui correspond aux carbonates d'Amérique du Nord, d'Europe et d'Asie. Il est également intéressant de noter sur cette figure 15 que le pourcentage de surfaces karstiques par rapport à la surface totale des continents varie latitudinalement en sens inverse de l'intensité du drainage actuel.

IV - CONCLUSION

A l'échelle globale, l'intensité de chaque facteur de l'érosion varie d'une latitude à l'autre, d'un continent à l'autre et d'un bassin versant à l'autre. De plus, les différents paramètres étudiés à l'échelle globale ne présentent généralement pas tous la même distribution holosphérique de leur intensité. Ainsi, d'un continent à l'autre, d'une bande latitudinale à l'autre et d'un bassin à l'autre, les différents facteurs de l'érosion peuvent être corrélés positivement ou négativement, ou même indépendants. Il était donc indispensable avant d'étudier l'influence de ces facteurs sur l'intensité des érosions mécanique et chimique, de déterminer les relations qui existent entre ces différents facteurs. En effet, certains facteurs voient leur influence sur l'érosion se neutraliser, d'autres au contraire agissent en synergie. Ainsi, l'érosion mécanique augmente avec l'intensité des précipitations mais la végétation et la protection des sols contre l'érosion augmentent également avec les précipitations. L'intensité de l'érosion mécanique dépend, entre autres, de l'équilibre entre ces deux facteurs. Inversement, on a pu voir qu'à l'échelle des grands bassins fluviaux, quand l'altitude augmente, les pentes sont plus fortes et la végétation diminue. Dans ce cas, l'influence des ces trois facteurs se combine pour favoriser l'érosion mécanique.

Finalement, on peut dire que, même si l'influence d'un des facteurs sur l'érosion mécanique et chimique prédomine, il ne faut pas oublier l'action des autres facteurs qui peuvent agir soit dans le même sens que

le facteur dominant, soit en sens inverse. La prise en compte de tous ces facteurs dans la modélisation de l'érosion des continents doit nous permettre d'améliorer les modèles déjà existants et qui ne considèrent pour la plupart qu'un seul facteur.

Chapitre II

FLUCTUATIONS HYDROCLIMATIQUES

INTRODUCTION

Les fluctuations climatiques et les variations du bilan du cycle de l'eau jouent un rôle déterminant sur l'intensité des érosions mécanique et chimique des continents. En effet, en amont sur les continents, les eaux de drainage évacuent par lessivage les éléments libérés par les interactions géochimiques eau/roche, et les eaux de ruissellement superficiel arrachent mécaniquement les particules aux sols et aux roches. A l'exutoire des grands bassins fluviaux l'écoulement fluvial est le principal responsable du transfert de ces matériaux en solution et en suspension vers les océans. Les flux de matières exportées par les fleuves sont d'ailleurs généralement proportionnels aux débits liquides de ces fleuves. On comprend donc ici l'intérêt d'étudier les fluctuations de débit des fleuves, si l'on veut comprendre et quantifier les variations de bilan des transferts de masse continent-océan, et les fluctuations de bilan de l'érosion continentale à l'échelle d'un grand bassin ou à l'échelle globale.

Parmi les nombreuses études déjà réalisées sur les fluctuations hydroclimatiques au cours des 100 dernières années, on citera les travaux de HOYT et LANGBEIN (1944) ; UNESCO (1963, 1978) ; SMIRNOV (1969, 1972, 1973 et 1974) ; LAMB (1972 et 1977) ; KONDRATSOVA et SMIRNOV (1973) ; WMO (1975) ; SIRCOULON (1976) ; EDDY (1977) ; RIEHL et MEITIN (1979) ; RIEHL *et al.* (1979) ; BERGER (1980) ; PALTRIDGE et WOODRUFF (1981) ; BARTLEIN (1982) ; VINES (1982, 1985 et 1986) ; BERGMAN (1983) ; LE ROY LADURIE (1983) ; OLIVRY (1983) ; SALTZMAN (1983) ; STREET-PERROTT *et al.* (1983) ; BUCHA (1984) ; FAIRBRIDGE (1984) ; FOLLAND *et al.* (1984) ; HANSEN et TAKAHASHI (1984) ; HOUGHTON (1984) ; MORNER (1984) ; MORNER et KARLEN (1984) ; BRAZDIL *et al.* (1985) ; KONDRATIEV (1985) ; LINS (1985) ; BRAZDIL et KOZUCHOWSKI (1986) ; JONES *et al.* (1986 a, b et c) ; KRISHNAMURTI *et al.* (1986) ; NICHOLSON et ENTEKHABI (1986) ; TARDY (1986) ; BERGER et LABEYRIE (1987) ; SOLOMON *et al.* (1987) ; ENFIELD (1989) ; JONES (1990) et PHILANDER (1990).

L'objectif de ce travail est double. Dans un premier temps, il s'agit d'analyser les variations de débit des grands fleuves du monde par les mesures valables depuis 1800 pour certains fleuves et depuis 1900 pour la plupart des autres. Cette analyse est effectuée à l'échelle régionale, continentale et globale. Dans un deuxième temps, il s'agit de reconstituer les variations de l'écoulement fluvial total sur chaque continent et pour l'ensemble des continents à partir des débits des différents fleuves. Les principaux résultats qui sont résumés dans ce chapitre sont publiés dans : PROBST et TARDY (1985, 1987, 1989) ; PROBST (1989) ; KAYSER *et al.*, (1990) ; TARDY et PROBST (1992 a et b).

I - FLUCTUATIONS DU DÉBIT DES FLEUVES

Les fluctuations de débit d'une rivière ou d'un fleuve intègrent les variations des principaux facteurs hydroclimatiques (précipitation, évapotranspiration, température, etc.) qui ont affecté le bassin versant. Le débit d'un fleuve représente en quelque sorte le "baromètre" d'une région ou d'un continent suivant la taille du bassin versant. Ses fluctuations permettent donc de déterminer la succession des grandes périodes hydroclimatiques sèches ou humides qui ont affecté le bassin de drainage. Ainsi, comme on peut le voir sur la figure 16 tirée d'une étude du Bassin d'Aquitaine au cours des 70 dernières années (PROBST et TARDY, 1985), le débit de la Garonne est très fluctuant d'une année sur l'autre. Le lissage de ces fluctuations permet de faire apparaître trois grandes périodes : une période sèche (1942 à 1958) et deux périodes humides (1914 à 1941, et 1959 à 1978).

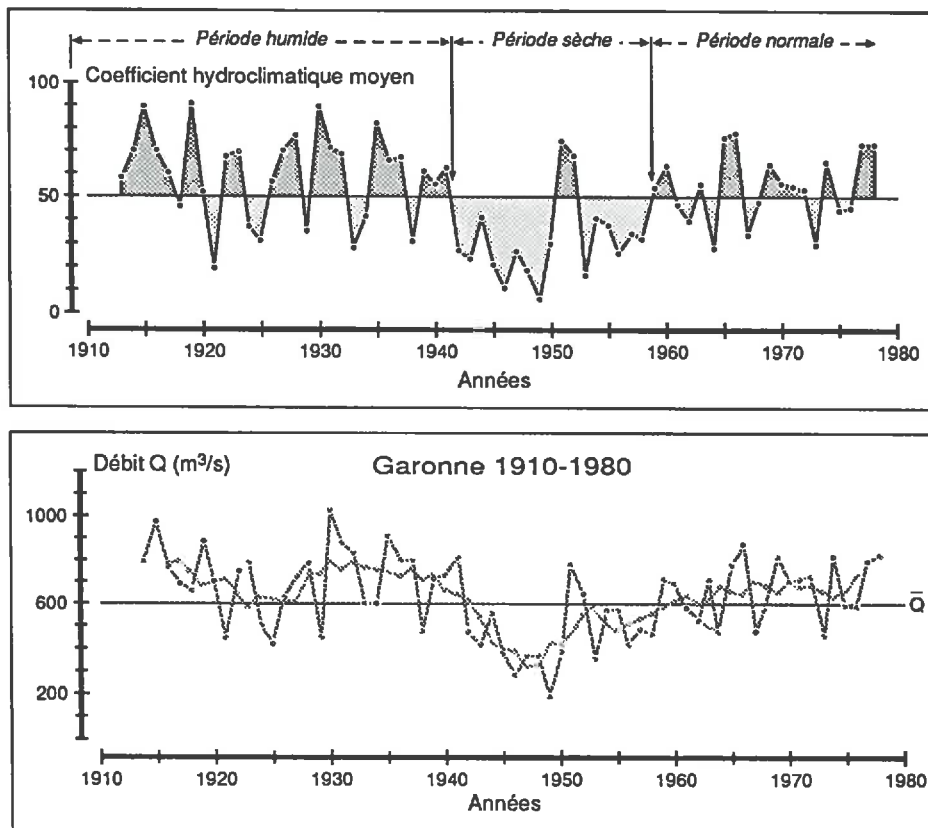


Fig.16 - Fluctuations au cours des 80 dernières années du débit moyen annuel (traits pleins et en tirets, la moyenne mobile sur 5 ans) de la Garonne au Mas d'Agenais (courbe du bas) et du coefficient hydroclimatique moyen annuel calculé pour l'ensemble du Bassin d'Aquitaine (courbe du haut) (PROBST et TARDY, 1985)

Dans cette étude, il a été montré que les variations de débit d'un fleuve mesuré à l'exutoire de son bassin versant étaient représentatives des fluctuations hydroclimatiques qui avaient affecté ce bassin. Ainsi a-t-on noté la bonne relation entre les variations du débit de la Garonne (fig. 16, courbe du bas) et celles du coefficient climatique moyen du Bassin d'Aquitaine (fig. 16, courbe du haut) calculées à partir des variations de débit de 32 stations de jaugeage distribuées sur différentes rivières des bassins de la Garonne, de la Dordogne et de l'Adour.

II - FLUCTUATIONS A L'ÉCHELLE RÉGIONALE

A - LE BASSIN D'AQUITAINE (PROBST et TARDY, 1985)

L'étude que nous avons menée sur les fluctuations de débit de l'ensemble des cours d'eau du Bassin d'Aquitaine montre que globalement tous les cours d'eau ont été affectés par les mêmes grandes périodes sèches ou humides au cours des 70 dernières années. L'analyse détaillée de ces fluctuations permet de déterminer, année par année, des différences d'une station à l'autre et de regrouper ainsi les différents sous-bassins dans des régions hydroclimatiques qui présentent dans le détail les mêmes variations annuelles. Ainsi, les débits des principaux cours d'eau qui drainent le Bassin d'Aquitaine (Garonne, Dordogne, Lot, Gave de Pau et Adour) présentent des variations quasi synchrones au cours des 70 dernières années (fig. 17). Les années 1924-1925, 1945-1949 et 1956-1957 sont sèches pour tous les cours d'eau.

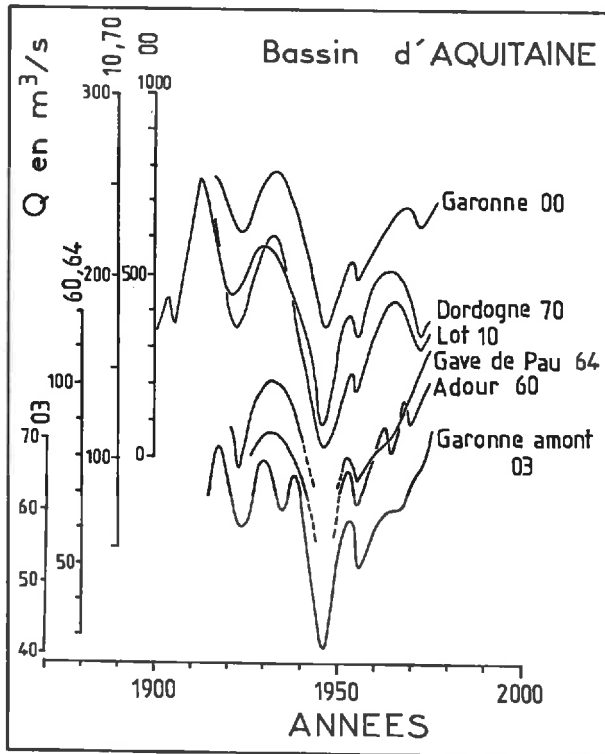


Fig.17 - *Fluctuations quasi synchrones des débits moyens annuels des principales rivières du Bassin d'Aquitaine (courbes des moyennes mobiles sur 5 ans) (PROBST et TARDY, 1985)*

Dans le détail, des différences sont remarquées et l'on distingue les rivières issues du Massif Central et celles issues des Pyrénées. Ainsi les années 1916, 1926, 1934, 1960 et 1969 sont sèches sur les Pyrénées et humides sur le Massif Central. Inversement, les années 1971 et 1972 sont humides sur les Pyrénées et sèches sur le Massif Central. L'amplitude des fluctuations est généralement plus importante pour les cours d'eau qui drainent la cuvette centrale du bassin et le Massif Central que pour les rivières des Pyrénées. Ainsi les années sèches sont plus sèches et les années humides sont plus humides sur le Massif Central que sur les Pyrénées.

Des études similaires ont déjà été réalisées dans différentes régions du monde, et les auteurs montrent également que, dans une même région, les fluctuations des différents cours d'eau sont globalement synchrones : GRIGORKINA (1972) pour les rivières qui se jettent dans la mer Baltique, SMIRNOV (1972, 1973 et 1974) et KONDRATSOVA et SMIRNOV (1973) pour l'ex URSS, BUSBY (1963), BARTLEIN (1982) et LINS (1985) pour les Etats-Unis, DYER (1978) pour l'Afrique du Sud, FAURE et GAC (1981) pour les rivières du Sahel.

B – FLUCTUATIONS SUR L'EUROPE : UN CONTINENT DE PETITE TAILLE (PROBST, 1989)

Si l'on passe maintenant d'une petite région comme le Bassin d'Aquitaine à un pays comme la France, puis à un continent de petite taille comme l'Europe, on observe également que les fluctuations des débits des fleuves sont, à ces échelles d'observation, synchrones. C'est ce que l'on a montré dans une étude réalisée sur 14 grands fleuves d'Europe (PROBST, 1989). L'analyse des fluctuations des débits (fig. 18) met en évidence une relativement bonne correspondance entre les grandes périodes humides (en noir) et sèches (en blanc). Cette analyse permet de distinguer globalement la succession de 5 périodes hydroclimatiques depuis 1900 :

1. une période sèche de 1900 à 1910,
2. une période humide jusqu'à 1940,
3. la sécheresse des années 1940/1950,
4. une période humide autour des années 1960/1970,
5. et une nouvelle période sèche après 1970.

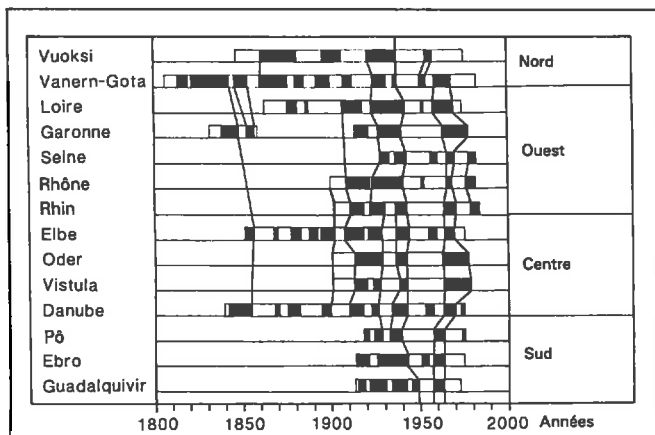


Fig.18 – Successions des périodes hydroclimatiques moyennes (années humides en noir et sèches en blanc) depuis 1800 pour l'ensemble des fleuves d'Europe (PROBST, 1989)

Cependant l'analyse détaillée, année après année, met en évidence des décalages, voire même des oppositions. Ainsi, seuls les fleuves d'Europe centrale (Elbe, Oder, Vistule et Danube) ont été affectés par une période de sécheresse marquée vers les années 1930-1935. De même, la période sèche des années 1970 n'a pas affecté significativement la Garonne, l'Oder et la Vistule.

L'analyse en composante principale est souvent utilisée par les hydrologues pour déterminer si les fluctuations des débits des fleuves d'une région sont synchrones ou non, permettant ainsi de regrouper les différents fleuves dans des zones homogènes où les débits présentent les mêmes fluctuations (SMIRNOV, 1972 et 1973 ; BARTLEIN, 1982 et LINS, 1985). Une analyse de ce type a été appliquée aux fluctuations de débit des 14 fleuves d'Europe étudiés. Elle montre tout d'abord que l'ensemble de ces fleuves, à l'exception du Vuoksi, présente des conditions d'humidité ou de sécheresse. Les variations de débit de tous les fleuves sont, en effet, positivement corrélées au premier facteur qui explique près de 43 % de la variance totale. Puis, cette analyse a permis de regrouper les 14 fleuves d'Europe au sein de 4 grandes régions hydroclimatiques :

1. le Nord avec le Vuoksi et la Vanern Gota,
2. l'Ouest avec le Rhin, le Rhône, la Seine, la Loire et la Garonne,
3. le centre avec l'Elbe, la Vistule, l'Oder et le Danube,
4. le Sud avec l'Ebre, le Guadalquivir et le Pô.

III – FLUCTUATIONS A L'ÉCHELLE CONTINENTALE ET INTERCONTINENTALE (PROBST et TARDY, 1987)

Pour analyser les fluctuations de débit des fleuves à l'échelle des continents et pour effectuer des comparaisons d'un continent à l'autre, nous avons sélectionné 50 grands fleuves à travers le monde. Les informations sur les débits ne sont disponibles que depuis 1910 pour la plupart des fleuves, voire 1930 pour certains. Pour quelques fleuves, des informations sur les débits mesurés ou reconstitués sont disponibles pour des années antérieures à 1910 : Volga (1880), St Laurent (1860), Garonne (1830), Vanern Gota (1810) et Nil (1800). Les variations de débit de ces 50 fleuves ont été au préalable filtrées ou lissées par différentes techniques. L'analyse, continent par continent, montre que l'on retrouve, pour les différentes régions du monde ou pour un continent de petite taille, des fluctuations synchrones (fig. 19) comme nous l'avons déjà montré pour l'Europe.

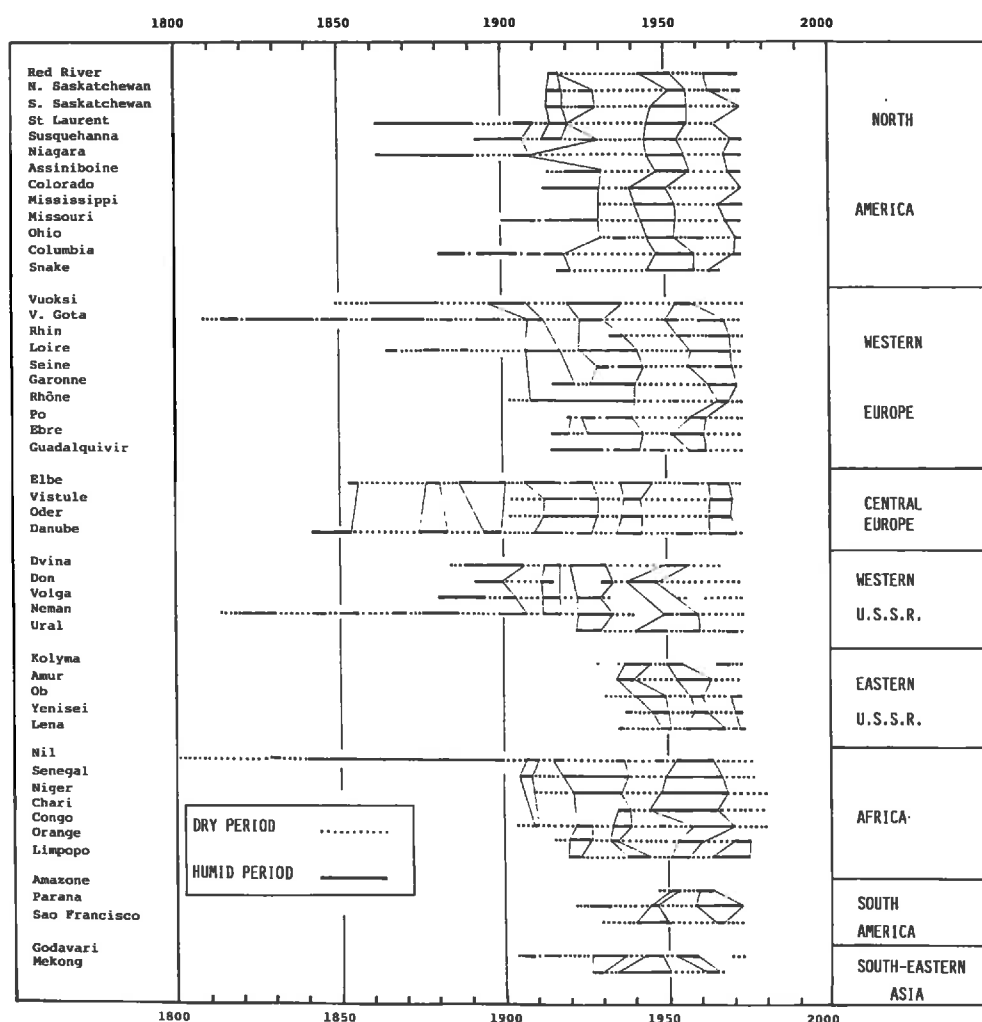


Fig.19 – Successions des périodes humides et des périodes sèches qui ont affecté les bassins versants de 50 grands fleuves du monde distribués sur les différents continents (PROBST et TARDY, 1987)

Si l'on compare maintenant les fluctuations des débits d'une région à l'autre sur un même continent ou d'un continent à l'autre, 4 types d'évolution peuvent être observés : atténuation de l'amplitude des fluctuations, opposition, correspondance ou décalage des périodes sèches ou humides (TARDY, 1986).

A – ATTÉNUATION DE L'AMPLITUDE DES FLUCTUATIONS

C'est le cas des fleuves d'Afrique dont l'amplitude des fluctuations de débit diminue du Nord au Sud, en allant du Niger, du Sénégal et du Chari jusqu'au Congo (MARTINS et PROBST, 1991).

B – OPPOSITION DES PÉRIODES SÈCHES ET DES PÉRIODES HUMIDES

C'est le cas du Congo et de l'Amazone (fig. 20), de part et d'autre de l'océan Atlantique, pour la plupart des grandes périodes hydroclimatiques, même si certaines périodes sont en phase ou légèrement décalées (PROBST *et al.*, soumis). C'est aussi le cas en Afrique pour certaines périodes entre les fleuves de l'hémisphère nord et ceux de l'hémisphère sud : ainsi les périodes 1920–1940 et 1950–1960 qui sont humides sur le Niger, le Sénégal et le Chari, sont sèches sur le Limpopo, l'Orange et le Zambèze (MARTINS et PROBST, 1991). Mais le plus bel exemple est donné par KAYSER *et al.* (1990) en ce qui concerne l'opposition Missouri/Rhône et sur la figure 19 où l'on a reporté, pour l'ensemble des fleuves du monde étudiés, les périodes sèches (en pointillés) et les périodes humides (en traits pleins). Sur cette figure, on remarque bien que l'ensemble des fleuves d'Amérique du Nord sont en période sèche quand les fleuves d'Europe de l'Ouest sont en période humide, et vice versa.

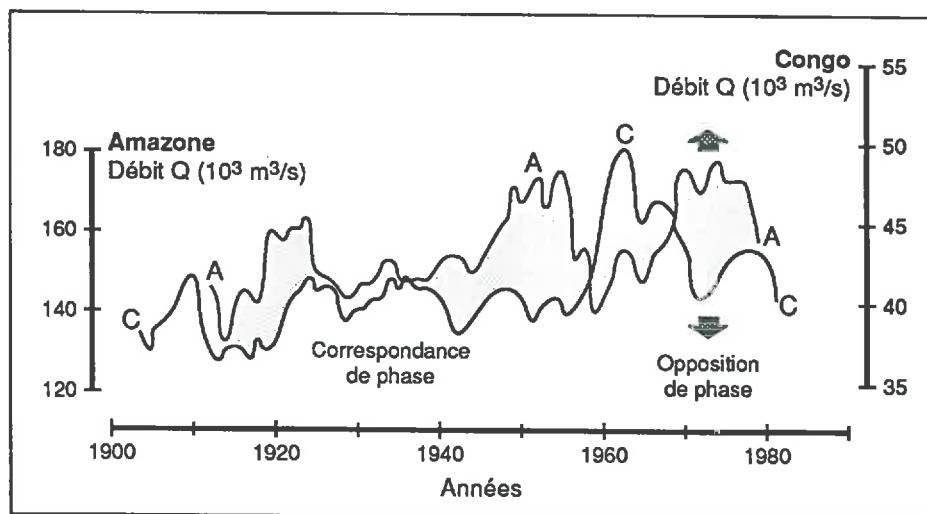


Fig.20 – Comparaison des fluctuations de débit de l'Amazone (A) et du Congo (C) au cours des 80 dernières années (PROBST *et al.*, soumis ; TARDY et PROBST, 1992 a)

C – CORRESPONDANCE DES PÉRIODES HYDROCLIMATIQUES

C'est le cas du Mékong (Sud-Est asiatique) et du Yenissei (Sibérie) qui présentent de part et d'autre de l'Himalaya des fluctuations de débit synchrones (PROBST et TARDY, 1987).

D – DÉCALAGES DES FLUCTUATIONS

C'est finalement l'évolution la plus fréquente quand on compare les fluctuations de débit des fleuves sur un même grand continent ou d'un continent à l'autre. Mais nous avons montré que ces décalages des périodes

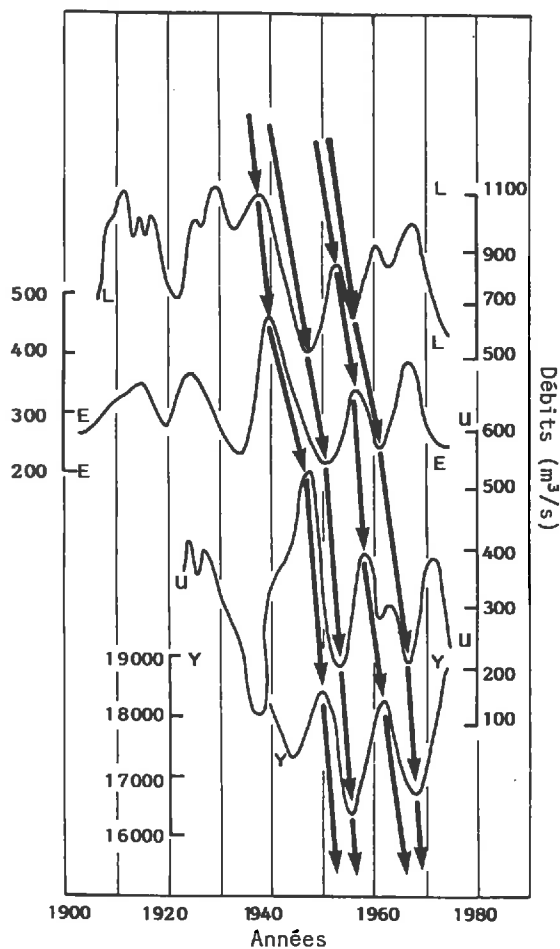


Fig.21 - Décalages W-E des fluctuations de débit, de l'Europe de l'Ouest vers la Sibérie (L, la Loire ; E, l'Elbe ; U, l'Oural ; Y, le Yenissei), d'après PROBST et TARDY (1987 et 1989)

humides et sèches s'organisent à l'échelle du globe en relation avec la circulation atmosphérique générale. Ainsi, d'une manière générale, les fluctuations de débit des grands fleuves sont décalées progressivement en allant du Sud au Nord et de l'Ouest vers l'Est. Ainsi, comme on peut le voir sur la figure 21, les fluctuations de débit des fleuves du continent euro-asiatique sont progressivement décalées d'Ouest en Est, de la Loire (L), à l'Elbe (E), à l'Oural (U) et au Yenissei (Y). De même sur les continents américains, les périodes de sécheresse et d'humidité se décalent progressivement du Sud au Nord, du Sao Francisco (SF), au Missouri (M) et au North Saskatchewan (NS).

Ces décalages ont été montrés de manière qualitative dans un premier article (PROBST et TARDY, 1987), puis nous avons démontré de façon plus quantitative que ces décalages existaient bien et qu'ils se produisaient bien dans le sens S-N et W-E à la surface du globe. Nous avons utilisé pour cela des corrélations croisées avec décalage progressif (PROBST et TARDY, 1989) sur les fluctuations des fleuves d'Amérique (Sao Francisco, Missouri et North Saskatchewan), d'Europe et d'Asie (Loire, Elbe, Oural et Yenissei), et d'Afrique et d'Europe (Sénégal et Garonne). Puis, dans un travail plus général réalisé sur l'ensemble des fleuves du monde (KAYSER *et al.*, 1990), nous avons utilisé une analyse par spectres croisés qui nous a fourni les déphasages entre les fluctuations de débit des différents fleuves et les sens de propagation des ondes. Ainsi, en comparant les fluctuations de débit des 49 fleuves étudiés à travers le monde à celles du Rhône en France, pris comme référence, on a pu établir une carte mondiale des courbes isophases (fig. 22) qui montre très bien qu'on recoupe ces courbes isophases en se déplaçant du Sud vers le Nord et de l'Ouest vers l'Est.

Ces décalages peuvent finalement être interprétés comme le résultat de la propagation d'ondes de sécheresse et d'humidité qui suivent le déplacement des anticyclones et des dépressions qui se propagent à la

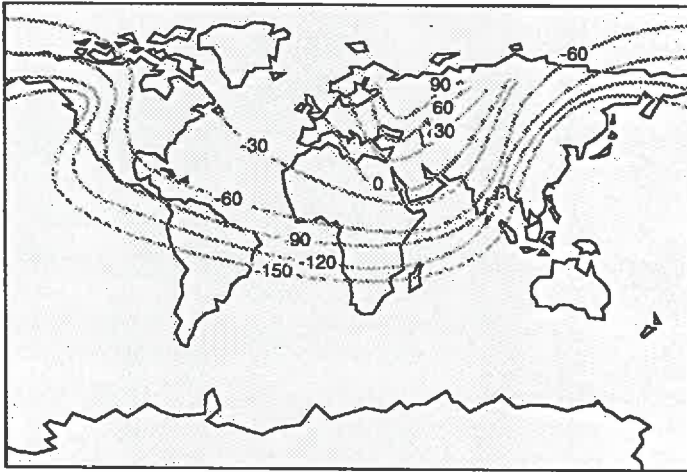


Fig.22 – Carte mondiale des courbes isophases montrant les déphasages en degrés (90° représentent environ 3 ans) entre les fluctuations de débit des grands fleuves du monde. Ces déphasages sont calculés par spectres croisés par rapport au Rhône pour une périodicité de 10/15 ans (TARDY et PROBST, 1992 a, d'après KAYSER et al., 1990)

surface du globe en suivant une évolution zonale et méridienne, comme l'ont montré KRISHNAMURTI et al. (1986).

IV – RECONSTITUTION DES FLUCTUATIONS DE DÉBIT DES DIFFÉRENTS CONTINENTS ET DU DÉBIT CONTINENTAL GLOBAL

A partir des fluctuations de débit des 50 fleuves sélectionnés, nous avons tenté de reconstituer les fluctuations de l'écoulement continental fluvial pour chaque continent et pour l'ensemble des continents au cours des 80 dernières années (PROBST et TARDY, 1987 et 1989). Les résultats de ces reconstitutions sont donnés en annexe. En effet comme on a pu le voir dans le paragraphe précédent, les fluctuations de débit d'un fleuve sont représentatives d'une part, des variations hydroclimatiques qui ont affecté son bassin versant et d'autre part, des fluctuations de débit de tous les fleuves qui appartiennent à la même région ou au même continent de taille réduite. Un seul travail de ce genre avait été réalisé jusqu'à présent par des chercheurs russes (UNESCO, 1978), mais pour une période de temps plus réduite (1918–1967) et en corrélant les débits des rivières aux précipitations pour chaque région hydrologique homogène. Dans notre étude, les variations de débit d'un continent sont calculées par régressions simples ou multiples entre la somme des débits de tous les fleuves d'un continent calculée sur une courte période de temps commune et les débits d'un ou plusieurs fleuves de ce même continent, considéré(s) comme représentatif(s) et dont la série de données sur les débits est longue (au moins 80 ans). Cette manière de procéder permet de reconstituer les fluctuations à long terme du drainage total de chaque continent. Dans ce travail, on a considéré que pour chaque continent la somme des débits de tous les fleuves pour lesquels on dispose des informations est proportionnelle au drainage continental moyen publié par BAUMGARTNER et REICHEL (1975) et calculé par différence entre les précipitations et l'évapotranspiration continentales. Pour reconstituer les variations annuelles de drainage d'un continent, on a donc considéré que la loi de proportionnalité qui lie la somme des débits des fleuves au drainage total est constante d'une année sur l'autre.

Les fluctuations de l'écoulement continental global ont été reconstituées en faisant la somme des variations de drainage calculées pour chaque continent. Les résultats de ces reconstitutions sont consignés en annexe et reportés sur la figure 23 extraite d'un article publié dans *American Journal of Science* (PROBST et TARDY, 1989). Sur cette figure, les périodes excédentaires (périodes humides) par rapport à la moyenne interannuelle sont représentées en noir et les périodes déficitaires (périodes sèches) en blanc. Si on compare, comme pour les débits des fleuves, les fluctuations de débit des différents continents, on retrouve là encore différents types d'évolution. Ainsi, quand les variations du débit continental global montrent des périodes sèches ou humides

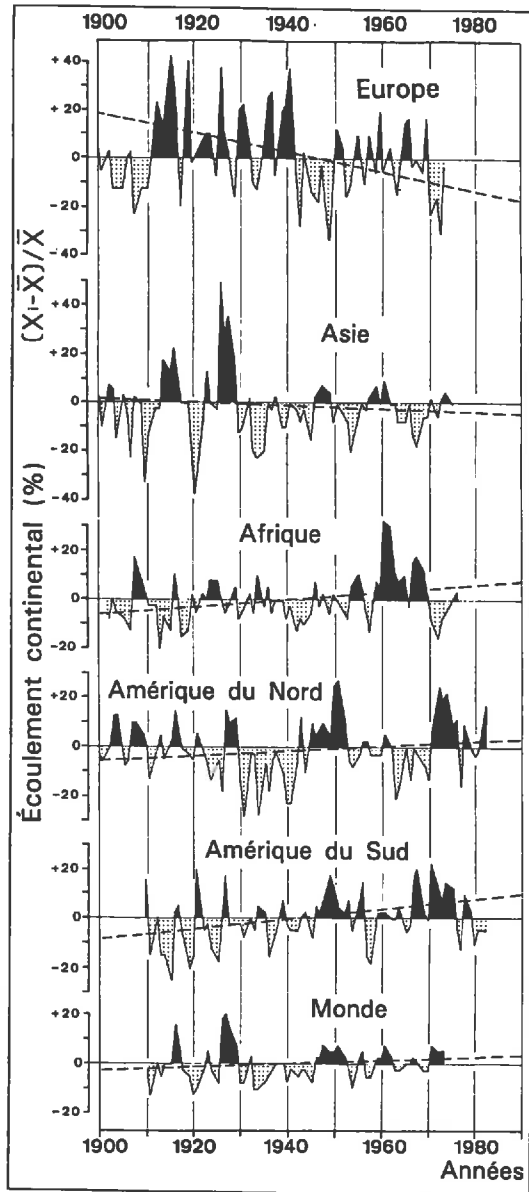


Fig.23 – Comparaison entre les fluctuations de débit des différents continents et du débit continental global, reconstituées pour les 80 dernières années (voir données chiffrées en annexe). Les données ont été standardisées en calculant l'écart à la moyenne inter-annuelle pondéré par cette moyenne $((X_i - \bar{X})/\bar{X})$. La droite en tirets représente la tendance à long terme. Les aires en noir et en pointillés représentent respectivement les périodes humides et les périodes sèches (PROBST et TARDY, 1989)

pour l'ensemble du globe, les variations de débit des différents continents ne présentent pas généralement toutes les mêmes tendances. Ainsi, par exemple, les années 70 ont été humides en moyenne pour l'ensemble des continents, mais cette tendance générale traduit seulement l'augmentation que l'on peut observer sur l'Amérique du Sud et sur l'Amérique du Nord, alors que l'Europe, l'Afrique et, à un degré moindre, l'Asie présentaient une période de sécheresse. De même, la période humide mondiale centrée sur l'année 1950 est plutôt sèche en Afrique et en Europe.

Comme on a déjà pu l'observer pour les fleuves pris individuellement, les variations de débit de l'Europe et de l'Amérique du Nord sont opposées ($r = -0,356$). De plus, si on examine les tendances à long terme des fluctuations de débit de ces différents continents, on constate que l'Afrique, l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud ont été affectées par de grandes périodes humides durant la seconde moitié de ce siècle, alors que l'Europe et l'Asie présentent de grandes périodes humides durant la première moitié de ce siècle. Ainsi, quand on calcule les tendances à long terme des fluctuations de débit de ces continents (traits pointillés sur la figure 23), l'Afrique, l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud présentent des tendances positives, alors que l'Asie et l'Europe présentent des tendances négatives. Ces tendances sont accentuées si on regroupe

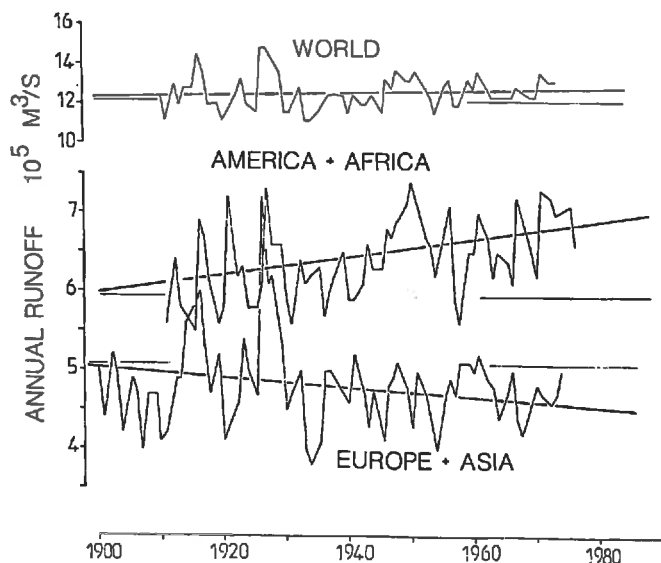


Fig.24 - Comparaison des fluctuations du drainage continental global et de la somme des débits de l'Europe et de l'Asie d'une part, et de l'Amérique (Nord et Sud) et de l'Afrique d'autre part. Les droites en traits épais représentent les tendances à long terme ajustées à ces fluctuations (PROBST et TARDY, 1987)

sur la figure 24, extraite de *Journal of Hydrology* (PROBST et TARDY, 1987), les débits de ces continents. Ainsi la somme des débits de l'Europe et de l'Asie (39% du débit mondial) présente une évolution négative significative au cours de ce siècle, alors que la somme Amérique du Nord + Amérique du Sud + Afrique (51% du débit mondial) présente une tendance positive. De plus, la pente de l'accroissement de débit Amérique/Afrique est deux fois plus importante que celle de la diminution de débit Europe/Asie.

Le résultat de ce déséquilibre entre les différents continents est une augmentation (faiblement significative) du débit continental global au cours des 80 dernières années selon l'équation :

$$R = 184 \times 10^{-5}t + 39 \times 10^{-2} \quad (7)$$

avec R, le drainage continental annuel en 10^{16} litres et t, la date de l'année considérée (de 1910 à 1975).

L'écoulement continental global intègre finalement les variations de débit qui peuvent être observées sur les différents continents. L'amplitude des fluctuations de cet écoulement global est très atténuée (coefficient de variation, CV = 0,068), en comparaison de celles des fluctuations des différents continents (CV = 0,095 pour l'Afrique à 0,181 pour l'Europe).

Les fluctuations de l'écoulement continental global que nous avons reconstituées sont tout à fait comparables à celles de l'UNESCO (1978), sauf pour les périodes 1931-1939 et 1954-1956. Mais l'amplitude des fluctuations calculées par l'UNESCO (1978) est beaucoup moins importante (CV = 0,027) que celle de nos fluctuations (CV = 0,068).

V - RELATION ENTRE LES VARIATIONS DE DRAINAGE CONTINENTAL ET CELLES DES DIFFÉRENTS PARAMÈTRES HYDROCLIMATIQUES

Il paraît important de comparer les fluctuations de l'écoulement continental que nous avons reconstituées avec celles des différents autres paramètres hydroclimatiques. Ces comparaisons permettent d'une part de tester la validité de nos reconstitutions (comparaison précipitation-drainage), et d'autre part de déterminer le sens de variation des différents paramètres, les uns par rapport aux autres. On s'attache notamment à étudier les relations drainage-température-teneur en CO_2 de l'atmosphère qui jouent un rôle fondamental

dans les mécanismes et les bilans de l'érosion continentale. On détermine enfin les relations entre le drainage continental global et différents paramètres terrestres (oscillation australe) ou extraterrestres (activité solaire) qui sont susceptibles d'influencer l'évolution du climat global. Les résultats chiffrés des variations interannuelles des différents paramètres du climat global sont reportés en annexe.

A - RELATION PRÉCIPITATION-DRAINAGE (PROBST, 1989)

On observe généralement à l'échelle globale de bonnes relations entre le drainage et l'intensité des précipitations (BAUMGARTNER et REICHEL, 1975 et NKOUNKOU, 1989). Malheureusement, on ne dispose pas aujourd'hui de données sur les fluctuations des précipitations moyennes annuelles pour l'ensemble des continents. On a donc été amené à effectuer des comparaisons à une échelle régionale, comme celle du continent européen. Les reconstitutions des variations de précipitation effectuées par VINES (1985) pour l'Europe à partir des données publiées par TABONY (1980 et 1981) nous ont permis de comparer les fluctuations de l'écoulement fluvial total que nous avons calculées pour l'Europe (voir annexe) avec les fluctuations de précipitation calculées pour l'Europe du Nord, et pour l'Europe centrale et l'Europe du Sud. Comme on peut le voir sur la figure 25, toutes ces fluctuations sont en phase et les coefficients de corrélation entre précipitation et drainage sont hautement significatifs ($r = 0,614$ et $r = 0,577$). On peut aussi exprimer les variations de débit du continent européen (R_d) en fonction des variations de précipitation en Europe du Nord (P_{Nd}), du Centre et du Sud (P_{SCd}) :

$$R_d = 0,507P_{Nd} + 0,578P_{SCd} \quad (8)$$

avec $r = 0,663$ pour 109 années, R_d , P_{Nd} et P_{SCd} sont les écarts pondérés ($X_i - \bar{X}/\bar{X}$) à la moyenne interannuelle (\bar{X}).

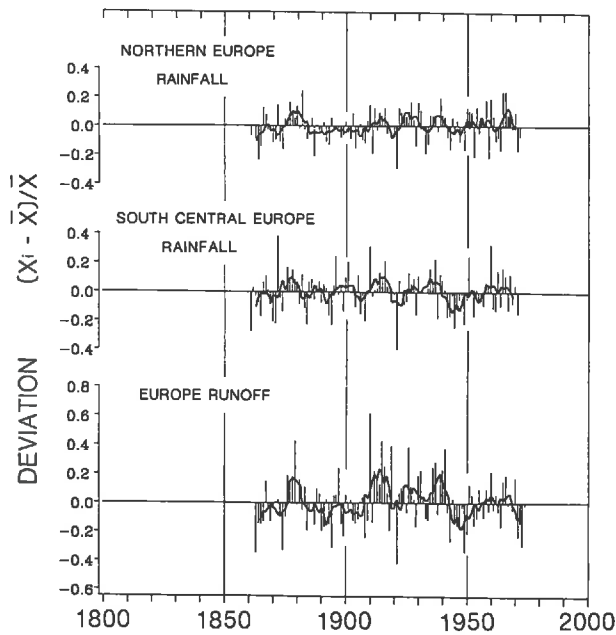


Fig.25 - Comparaison des fluctuations à long terme de l'intensité du drainage du continent européen (PROBST et TARDY, 1987) et des variations de précipitation sur l'Europe du Nord et sur la partie centrale et méridionale de l'Europe (VINES, 1985). Les bâtonnets représentent les écarts pondérés à la moyenne interannuelle, et les courbes sont les moyennes mobiles calculées sur 5 années (d'après PROBST, 1989)

B - RELATION TEMPÉRATURE-DRAINAGE-TENEUR EN CO₂ ATMOSPHÉRIQUE

Ces trois paramètres agissent directement sur l'intensité de l'érosion chimique continentale. Le débit, nous l'avons déjà vu, reflète l'intensité du lessivage des sols et contrôle les flux de matières en solution exportées vers les océans. La température et le gaz carbonique règlent la dissolution des minéraux et donc

les quantités de matière qui seront susceptibles d'être évacuées en solution vers les océans. Ainsi la température et le drainage sont deux paramètres fondamentaux dans le modèle **BLAG** (BERNER *et al.*, 1983) qui reconstitue, au cours des 100 derniers millions d'années, l'intensité des flux de matières entre les différents réservoirs géochimiques dans le cycle global des carbonates et des silicates. Ce modèle est basé notamment sur l'hypothèse selon laquelle une augmentation de température globale de l'air s'accompagne d'une augmentation du drainage continental. Cette hypothèse est établie d'après les résultats des modèles de circulation atmosphérique générale (MANABE et STOUFFER, 1980) et sur le modèle de GATES (1976) établi pour des conditions glaciaires, il y a 18 000 ans. L'équation utilisée dans le modèle **BLAG** est la suivante :

$$R(T)/R(T_0) = 1 + 0,038(T - T_0) \quad (9)$$

où $R(T)$ est le drainage continental global (l/an) correspondant à la température T (°C), et $R(T_0)$ le drainage actuel ($3,74 \times 10^{16}$ l/an) correspondant à la température moyenne globale actuelle de l'air T_0 (environ 15°C).

Il était donc important de déterminer à partir des résultats que nous avons obtenus si, à l'échelle globale, le drainage et la température évoluaient au cours des 80 dernières années dans le même sens (humide et chaud) ou en sens inverse (humide et froid). D'autre part nous savons déjà que température et teneur en CO_2 de l'atmosphère évoluent dans le même sens (effet de serre).

Ainsi, sur la figure 26, on peut comparer les fluctuations du ruissellement continental global (PROBST et TARDY, 1987) avec les fluctuations de température de surface de l'air (voir annexe) calculées à l'échelle globale (JONES *et al.*, 1986 a, b et c), et avec les variations des teneurs en CO_2 mesurées dans l'atmosphère (voir annexe) à la station de Mauna Loa depuis seulement 1958 (KEELING *et al.*, 1982). Comme le drainage global, la température globale de l'air fluctue annuellement, mais son évolution moyenne au cours des 80 dernières années présente également une tendance positive. L'équation que nous avons calculée pour cette

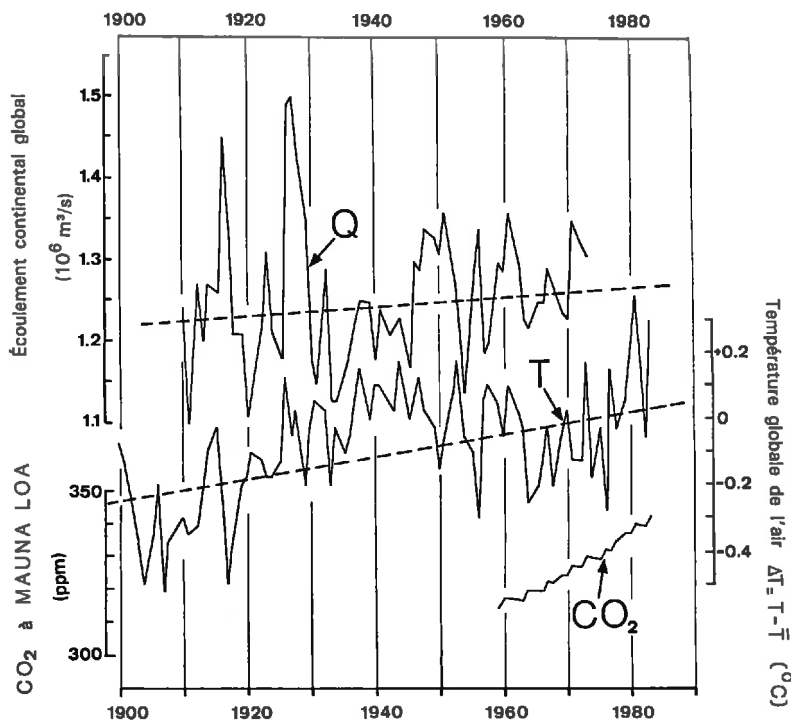


Fig.26 - Fluctuations au cours des 80 dernières années du drainage continental global, Q (PROBST et TARDY, 1987), de la température moyenne de surface de l'air, T (JONES *et al.*, 1986 a, b et c) et de la teneur en gaz carbonique dans l'atmosphère, CO_2 (KEELING *et al.*, 1982). Les droites en tirets représentent les tendances à long terme (d'après PROBST et TARDY, 1989). Les valeurs annuelles des différents paramètres sont données en annexe

évolution est la suivante :

$$\delta T(^{\circ}\text{C}) = 0,0034t - 6,7095 \quad (10)$$

avec δT , l'écart ($T - T_0$) à la température moyenne interannuelle T_0 , et t , la date de l'année considérée (1900 à 1980).

Pour établir une comparaison avec l'équation utilisée dans le modèle **BLAG** (BERNER *et al.*, 1983), nous avons calculé et normalisé, par rapport à l'équation de **BLAG**, la relation existant entre température et drainage pour les 80 dernières années, soit directement en corrélant la température et le drainage :

$$R_{(T)}/R_{(T_0)} = 1 + 0,093(T - T_0) \quad (11)$$

soit indirectement en considérant un accroissement proportionnel de la température (δT en $^{\circ}\text{C}$) et du drainage (δR en 10^{16} litres) en fonction du temps ($\delta R = 0,541 \delta T$) :

$$R_{(T)}/R_{(T_0)} = 1 + 0,138(T - T_0) \quad (12)$$

Ainsi, on peut observer que l'augmentation du drainage correspondant à une augmentation de température est plus forte pour les 80 dernières années que l'accroissement qui a été utilisé dans le modèle **BLAG**.

Une relation comparable entre drainage et température a pu être observée, non plus en considérant comme précédemment les variations dans le temps de ces deux paramètres, mais en considérant leurs variations spatiales d'une part, sur 45 grands bassins fluviaux du monde et d'autre part, sur l'ensemble des continents découpés en bandes de 10° de latitude (PROBST et TARDY, 1989). Ainsi, d'un bassin à l'autre ou d'une bande continentale à l'autre, plus la température moyenne annuelle de l'air est élevée, plus le drainage moyen annuel est important. Les équations qui ont pu être calculées et normalisées par rapport à l'équation du modèle **BLAG** sont comparables entre elles et plus proches de l'équation calculée dans **BLAG** que celles que nous avons établies pour les variations de drainage et de température au cours des 80 dernières années :

Bassins fluviaux :

$$R_{(T)}/R_{(T_0)} = 1 + 0,022(T - T_0) \quad (13)$$

Bandes continentales de 10° de latitude :

$$R_{(T)}/R_{(T_0)} = 1 + 0,029(T - T_0) \quad (14)$$

En ce qui concerne les 45 grands bassins fluviaux que nous avons étudiés, on a pu montrer dans le détail que l'accroissement du drainage moyen en fonction de la température moyenne, en passant d'un bassin à l'autre, variait suivant les régions hydroclimatiques. Ainsi l'augmentation de drainage est plus sensible à l'augmentation de température sur les bassins versants des régions humides et très humides, qu'elles soient tempérées ou tropicales et équatoriales, que sur ceux des régions subarctiques ou des régions tempérées semi-arides et tropicales contrastées (PROBST et TARDY, 1989). Ceci montre encore une fois que l'évolution des différents paramètres hydroclimatiques n'est pas homogène sur l'ensemble des continents et varie latitudinalement suivant les différentes zones climatiques.

C - RELATION DRAINAGE-ACTIVITÉ SOLAIRE ET DRAINAGE-OSCILLATION AUSTRALE

1. Drainage-activité solaire

Nous avons montré dans un article récent (KAYSER *et al.*, 1990) que les fluctuations des débits des grands fleuves du monde, celles du drainage continental global, de la température globale de l'air, du SOI (Southern Oscillation Index) et de l'activité solaire étaient cycliques et quasi périodiques. De plus, les fluctuations des différents paramètres du climat global (voir données en annexe) présentent quasiment les mêmes périodicités. Mais en tous les points du globe, les fluctuations des débits des fleuves ne sont ni synchrones entre elles

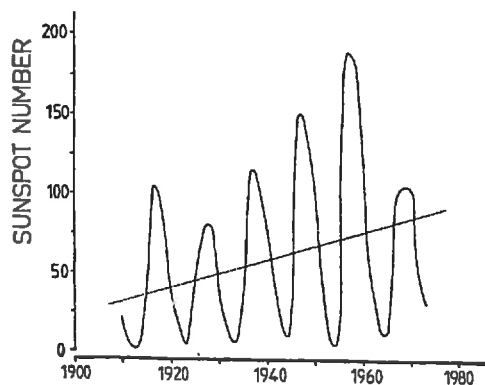
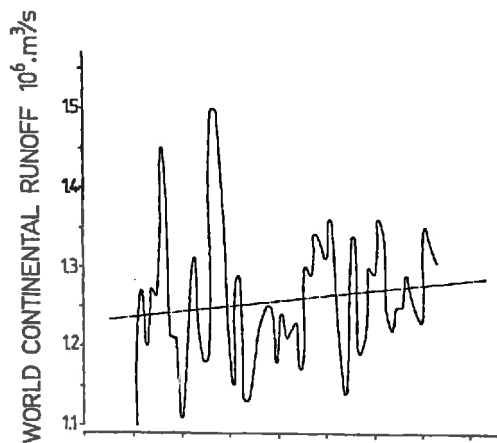


Fig.27 - Comparaison des fluctuations du drainage continental global, calculé par PROBST et TARDY (1987), et de l'activité solaire représentée par le nombre de taches solaires à partir des données de WALDMEIER (1961) et du N.O.A.A. (Solar Geophysical Data). Les valeurs annuelles des deux paramètres sont données en annexe

comme on a pu le voir, ni avec les variations de l'activité solaire. Une évolution semblable a déjà été montrée régionalement par DYER (1978) pour les fleuves d'Afrique du Sud et par SMIRNOV (1974) pour les fleuves de la partie ouest de l'ex URSS. A l'échelle globale, la relation entre le drainage continental et l'activité solaire est relativement bonne. Le coefficient de corrélation calculé sur 63 années est de +0,298 ; il est significatif à 1,7%. Comme on peut le voir sur la figure 27, il y a une assez bonne correspondance entre les périodes d'activité solaire maximale et les maximums de drainage continental. Il en est de même pour les minimums d'activité solaire et les périodes sèches. On peut remarquer aussi qu'au cours des 80 dernières années, les fluctuations de l'activité solaire présentent une tendance générale à l'augmentation, comme pour le drainage et la température. Mais la relation entre drainage continental global et activité solaire n'est pas linéaire. Quand l'activité solaire augmente, le drainage augmente, passe par un maximum, puis diminue. C'est une courbe en cloche à laquelle on peut ajuster un polynôme de degré 2 :

$$R = 1,178 \times 10^6 + 2,630 \times 10^3 \text{ SUNS} - 13,036 \text{ SUNS}^2 \quad (15)$$

avec $r = 0,493$ pour $n = 63$ années, significatif à 0,02%. R est l'intensité du drainage global en $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, et SUNS le nombre de taches solaires.

Quand l'activité solaire devient trop importante, l'amplitude des périodes humides diminue. Il est intéressant de remarquer qu'il n'y a aucune relation significative entre l'activité solaire et le drainage des différents continents pris séparément. On peut donc se demander si la correspondance entre les variations du drainage global et les fluctuations de l'activité solaire est fortuite ou non. En effet, les fluctuations du drainage continental global ne représentent finalement que la somme des variations de drainage des différents continents.

2. Drainage-SOI

Nous avons déjà montré la relation qui existe entre les fluctuations de débit des fleuves et le déplacement des cellules anticycloniques et dépressionnaires à la surface du globe. Cette circulation atmosphérique globale naît en fait dans l'hémisphère sud où les cellules se déplacent dans le Sud de l'océan Pacifique entre l'Australie et l'Amérique du Sud, avant de se propager vers l'hémisphère nord. C'est ce que l'on appelle l'oscillation australe et on peut la quantifier avec le SOI (Southern Oscillation Index, WRIGHT, 1975) qui mesure une différence de pression entre Darwin en Australie et Tahiti (voir annexe). Les années où la valeur moyenne du SOI est négative correspondent à des périodes où le phénomène "El Niño" s'exprime, provoquant des périodes de sécheresse sur l'Amérique du Sud et sur l'Afrique. Comme cette circulation est quasi globale, on peut penser qu'il existe une relation positive entre le SOI et le drainage continental global. C'est en effet le cas, et la relation est de la forme :

$$R_d = 0,025 \text{ SOI} - 0,002 \quad (16)$$

avec R_d , l'écart à la moyenne pondéré par la moyenne $((R_i - \bar{R})/\bar{R})$, $r = 0,270$ pour $n = 57$ années, significatif à 4%.

Ainsi les années à faible valeur de SOI, qui correspondent à des années "El Niño", sont aussi des années sèches pour l'ensemble des continents. Dans le détail, si on compare les fluctuations du SOI avec les fluctuations de débit des différents continents, on observe également une relation positive avec l'Amérique du Sud ($r = +0,409$), l'Afrique ($r = +0,237$) et l'Amérique du Nord ($r = +0,353$), alors que cette relation est négative pour l'Europe ($r = -0,189$) et qu'il n'y a pas de relation significative pour l'Asie. Il faut noter aussi que les fluctuations du SOI (voir annexe) ne présentent pas, au cours des 80 dernières années, d'évolution significative.

CONCLUSION

Tous ces résultats montrent finalement qu'à l'échelle globale, au cours des 80 dernières années, une augmentation des teneurs en CO_2 dans l'atmosphère est accompagnée d'une augmentation des températures de l'air et du drainage continental. Ces résultats sont en accord avec les simulations obtenues à partir des modèles de circulation atmosphérique générale (MANABE et STOUFFER, 1980), avec les hypothèses faites dans le modèle géochimique BLAG (BERNER *et al.*, 1983), et avec les résultats de WIGLEY et JONES (1985) qui suggèrent également qu'une multiplication par 2 ou par 4 des teneurs en CO_2 de l'atmosphère devrait causer directement une augmentation de drainage en provoquant la fermeture des stomates des plantes, diminuant ainsi l'intensité de l'évapotranspiration et augmentant donc par différence l'intensité du drainage. Enfin, ces résultats montrent que le climat global des 80 dernières années a évolué selon deux modes principaux : chaud et humide comme en 1926, 1928, 1948, 1961 et 1973, ou froid et sec comme en 1911, 1920, 1933 et 1954. Les années chaudes et sèches (1931 et 1940) ou froides et humides (1929 et 1956) correspondent finalement à deux modes climatiques relativement exceptionnels. On retrouve donc ici pour les 100 dernières années une évolution hydroclimatique semblable à celle décrite par TARDY (1986) pour les temps phanérozoïques.

Chapitre III

ÉROSION MÉCANIQUE ACTUELLE DES CONTINENTS

INTRODUCTION

L'érosion mécanique tend à réduire à la surface des continents l'épaisseur des sols et des roches, en arrachant physiquement les particules solides qui sont exportées en suspension par le ruissellement superficiel vers les rivières et les fleuves où elles peuvent alors être transportées jusqu'aux océans et aux bassins intra-continentaux.

Ainsi jusqu'à présent, le meilleur moyen d'estimer l'intensité de cette érosion, que ce soit à l'échelle globale comme à l'échelle d'un bassin versant, a consisté à mesurer les transports solides des cours d'eau, et donc les transferts de matières en suspension des continents vers les océans. Parmi les nombreux travaux déjà réalisés sur les transports solides fluviaux et sur l'érosion mécanique continentale, on peut citer ceux de KUENEN (1950), LOPATIN (1952), SCHUMM (1954 et 1963), FOURNIER (1960 a et b), CORBEL (1964), STRAKHOV (1967), HOLEMAN (1968), AHNERT (1970), LISITZIN (1972), UNESCO (1974), JANSEN et PAINTER (1974), ALEKIN (1978), WALLING et WEBB (1981, 1983 a et 1987), JANSSON (1982 et 1988), MILLIMAN et MEADE (1983), MEYBECK (1984), PINET et SOURIAU (1988) et PHILLIPS (1990).

A un instant donné, les flux de matières en suspension mesurés à l'exutoire d'un bassin versant résultent de l'ensemble des phénomènes d'érosion et de sédimentation qui affectent ce bassin. Ces flux donnent ainsi une valeur moyenne de l'érosion mécanique continentale, car il est vrai qu'une partie des matériaux qui ont été érodés en amont des versants sédimentent en aval dans les plaines alluviales. Mais les sédiments de ces plaines alluviales et plus particulièrement ceux qui constituent aujourd'hui les berges des cours d'eau sont, un jour ou l'autre, repris par l'érosion mécanique et exportés finalement vers les océans. Ainsi, au cours des temps géologiques les transferts de matières "continent-océan" correspondent bien à l'érosion moyenne des continents, qui conduit à leur pénéplanation.

Dans ce chapitre, on résumera tous les résultats que nous avons obtenus en ce qui concerne les bilans et les mécanismes qui règlent les transports solides dans les cours d'eau et l'érosion mécanique des grands bassins versants. Les bassins que nous avons étudiés se situent aussi bien en région tempérée (Garonne, Girou, Moselle, Mossig) qu'en régions tropicale et équatoriale (Oubangui et Congo, Sénégal et Niger, Amazone et ses affluents). On s'attachera plus particulièrement sur ces cas étudiés, puis sur l'ensemble des grands bassins fluviaux du monde, à déterminer l'importance du ruissellement superficiel qui est l'écoulement responsable de l'érosion mécanique. Enfin, dans une dernière partie, on présentera des modèles simples de transfert actuel de matières en suspension "continent-océan", établis à partir des flux de matières en suspension exportées par les grands fleuves et des principaux facteurs (chapitre II) qui règlent l'érosion mécanique des continents.

Tous les résultats qui sont présentés dans ce chapitre ont fait l'objet de plusieurs publications, et de plusieurs thèses et DEA. Parmi les articles déjà publiés, on peut citer PROBST (1986), PROBST et BAZERBACHI (1986), ETCHANCHU et PROBST (1986), NKOUNKOU et PROBST (1987), KATTAN *et al.*, (1987), PROBST et SIGHA (1989), MARTINS et PROBST (1991), MORTATTI *et al.*, (1992), PROBST et AMIOTTE-SUCHET (sous presse). Parmi les thèses et les DEA que j'ai dirigés, on citera ETCHANCHU (1983 et 1988), KATTAN (1984

et 1989), ORANGE (1990) et WHATA-NDOUDY (1987), HUMBEL (1988), GOMA (1988), DUBUS (1989) et MOMBOISSE (1990).

I - TRANSPORTS DE MATIÈRES EN SUSPENSION PAR LES FLEUVES

A - VARIATIONS DES CONCENTRATIONS EN FONCTION DES DÉBITS

Les charges en suspension mesurées dans un fleuve varient énormément au cours de l'année, d'un facteur 2 comme sur le Congo à un facteur 1000 à 3000 comme sur la Garonne ou sur le Sénégal. Ces variations sont particulièrement importantes durant les périodes de crue.

Dans les régions tempérées, les variations des concentrations de matières en suspension mesurées dans les fleuves suivent généralement les variations de débit. On observe ainsi les plus fortes concentrations durant les périodes de hautes eaux, et plus particulièrement durant les épisodes de crue. Les relations entre les débits et les charges solides peuvent être simples, comme on peut le voir sur la figure 28 pour la Garonne amont, ou complexes (fig. 29) comme pour la Garonne aval. En effet, pour la Garonne aval, la pente de la relation change suivant la saison où se produit la crue.

Il est classique d'ajuster à ces relations entre la charge solide C et le débit liquide Q des équations de la forme :

$$C = bQ^a \quad (17)$$

La valeur de l'exposant a varie de 0,5 à 2 suivant les bassins, en fonction de leurs caractéristiques physiques, biologiques et hydroclimatiques. Ainsi sur la Moselle (KATTAN, 1989) cet exposant est inférieur à 1 ($a = 0,631$), alors que sur la Garonne (PROBST et BAZERBACHI, 1986), qui présente un bassin plus montagneux, il est supérieur à 1 ($a = 1,583$). Sur le Girou (Terrefort molassique du Sud-Ouest de la France) et sur la Mossig (massif des Vosges) les exposants a sont respectivement de 0,72 et 1,08. La valeur de cet exposant a varie très peu pour un bassin donné d'un cycle hydrologique à l'autre, comme nous avons pu l'observer sur le bassin du Girou : 0,714 en 1980/1981, cycle moyen (PROBST, 1986) et 0,725 en 1983/1984, cycle sec (ETCHANCHU, 1988). Par contre, il peut varier d'une saison hydrologique à l'autre : il est généralement

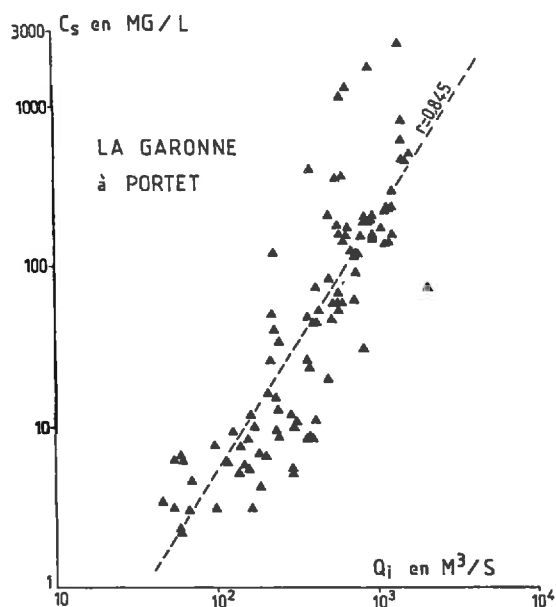


Fig.28 - Relation entre la charge en suspension (C_s) et le débit fluvial (Q_i) de la Garonne amont à Portet au cours du cycle 1981-1982 (d'après PROBST et BAZERBACHI, 1986)

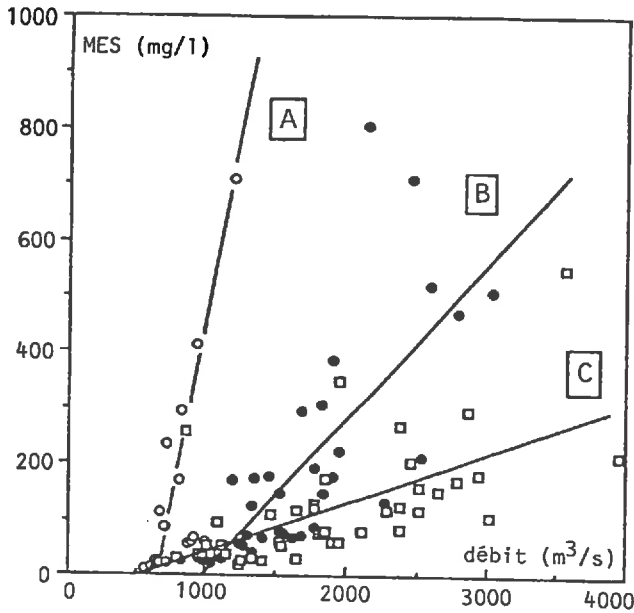


Fig.29 - Relation entre la charge en suspension (MES) et le débit fluvial de la Garonne aval à La Réole au cours de l'année 1978. A- crue d'été (ronds blancs), B- crue de printemps (ronds noirs), C- crue d'hiver (carrés blancs) (d'après ETCHEBER et al., soumis)

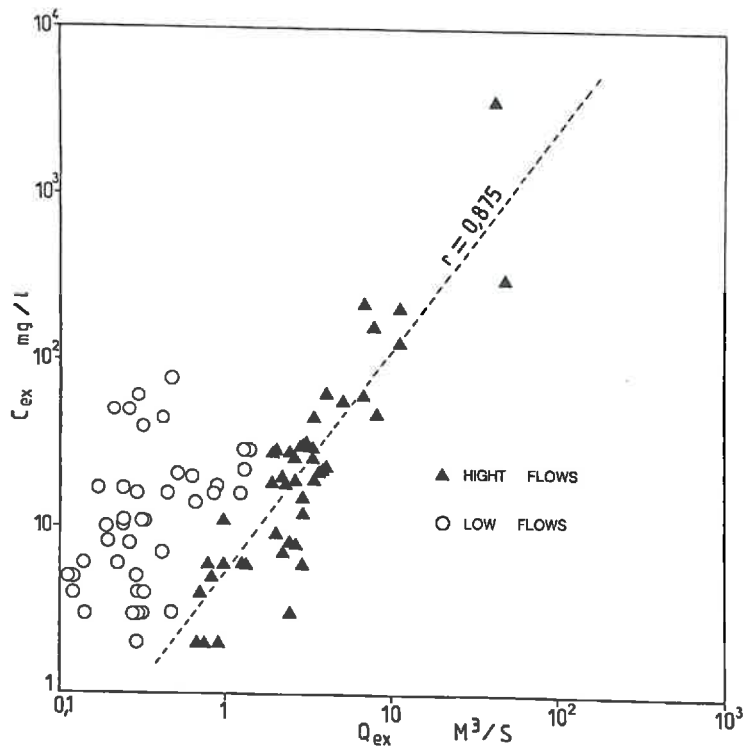


Fig.30 - Relation entre la charge en suspension (C_{ex}) et le débit total du Girou (Q_{ex}) au cours du cycle 1980-1981. Les ronds blancs représentent les basses eaux et les triangles noirs les hautes eaux (d'après PROBST, 1986)

plus faible pour les périodes de basses eaux que pour celles de hautes eaux. Ainsi sur le bassin du Girou, l'exposant a varié de 0,4 pendant les basses eaux à 1,02-1,33 pendant les hautes eaux (PROBST, 1986 et ETCHANCHU, 1988). Il peut même arriver qu'il n'y ait pas de relation entre la charge solide et le débit durant les périodes de basses eaux (fig. 30). En effet, durant ces périodes, le matériel en suspension est essentiellement d'origine autochtone et composé plus particulièrement de phytoplancton dont le développement ne dépend pas uniquement du débit.

Dans les régions tropicales et équatoriales, les fleuves que nous avons étudiés ne présentent pas de relation simple entre la charge en suspension et le débit, car il y a souvent un décalage entre les variations saisonnières

de débit et celles de la charge en suspension, le maximum de charge précédant en général le maximum de débit comme sur le Niger, la Gambie et le Sénégal (MARTINS et PROBST, 1991). Ainsi sur le fleuve Sénégal à Bakel (KATTAN *et al.*, 1987), les relations débit-concentration sont cycliques et mettent en évidence, au cours de l'année, trois périodes au cours desquelles la dynamique des matières en suspension est différente (fig. 31) :

1. une période où la charge solide croît très rapidement en fonction du débit ; il s'agit d'une période où se produit en même temps l'érosion des versants sur des sols qui ne sont pas encore protégés par la végétation, et la remobilisation des particules qui ont été sédimentées dans le lit du fleuve lors de la période de basses eaux précédente ;
2. une période où la charge est diluée par une forte augmentation de débit ; c'est la fin de l'érosion des versants et la phase de transport des sédiments érodés ;
3. une période où la charge diminue en même temps que le débit ; c'est la phase de sédimentation dans la plaine alluviale et le lit du cours d'eau.

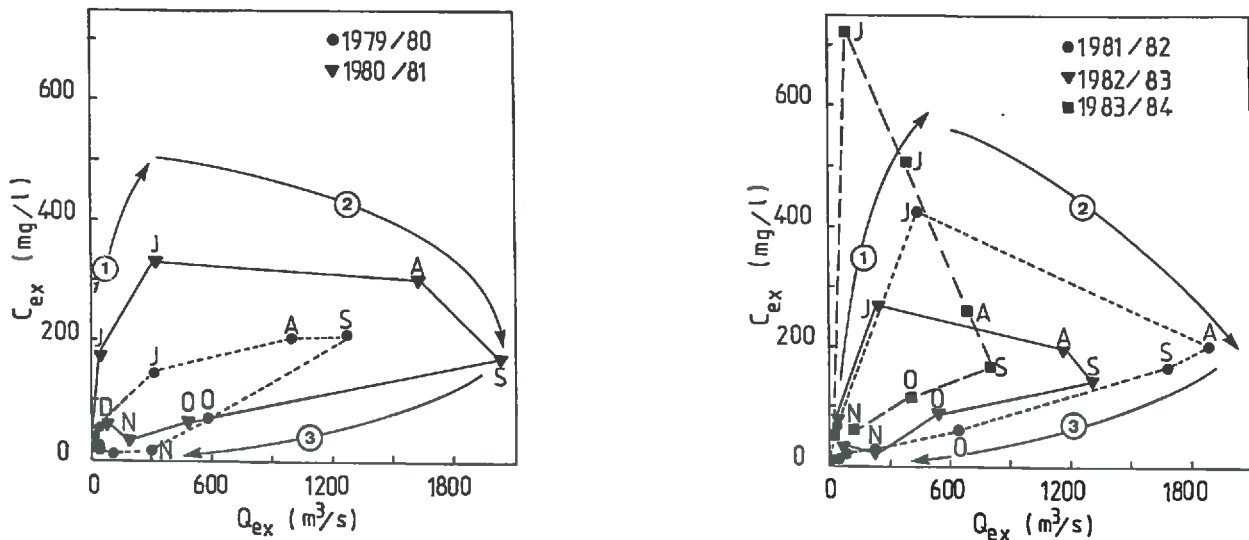


Fig.31 – Relation entre la charge moyenne mensuelle en suspension (C_{ex}) et le débit moyen mensuel (Q_{ex}) du fleuve Sénégal à Bakel au cours des cycles 1979–1980 à 1983–1984. (1), (2) et (3) correspondent respectivement à l'érosion, au transport et à la sédimentation des matières en suspension exportées par le fleuve (d'après KATTAN *et al.*, 1987)

B – FLUX DE MATIÈRES EN SUSPENSION

Le flux de matières en suspension qui transite à un instant donné dans un cours d'eau résulte du produit de sa charge moyenne en suspension par son débit liquide.

Le flux annuel de matières en suspension exportées par un cours d'eau peut être calculé par différentes méthodes en fonction du nombre de mesures effectuées et de la variabilité des concentrations et des débits. Il existe en gros deux groupes de méthodes : les *méthodes déterministes* basées sur les relations entre les débits et les concentrations, et les *méthodes stochastiques* basées sur les moyennes de concentrations, pondérées ou non par les débits. Ces différentes méthodes peuvent être utilisées, soit pour l'ensemble des échantillons prélevés au cours d'un cycle hydrologique, soit par saison hydrologique (hautes eaux et basses eaux), soit encore pour les différentes phases hydrologiques (montée et descente de crue, tarissement des nappes, etc.), comme nous l'avons fait pour la Garonne amont (PROBST et BAZERBACHI, 1986), passant ainsi par l'établissement de bilans partiels (PROBST, 1983). Toutes ces méthodes de calcul ont été discutées par BALLAND (1983)

Tableau 2 – Comparaison des tonnages de matières en suspension et des vitesses d'érosion mécanique obtenus sur les différents bassins fluviaux étudiés. S, surface des bassins ; D, drainage ; T, tonnage de sédiments exportés ; T_s, tonnage spécifique ; E_R, érosion mécanique

Bassins	Cycle hydrologique	S 10 ³ km ²	D mm/an	T 10 ³ t/an	T _s t/km ² .an	E _R cm/1000 ans	Références
EUROPE							
Garonne amont	1981–1982	9,98	686	276	27,6	1,4	PROBST et BAZERBACHI, 1986
	1971–1978		716	361	34,4	1,7	
Girou	1980–1981	0,52	162	11,5	22,0	1,3	PROBST, 1983 PROBST, 1986
	1983–1984		115	6,9	13,3	0,8	
Garonne aval	1971–1983	52	415	1550	30,0	1,5	ETCHANCHU et PROBST, 1986 ETCHANCHU, 1988
	1971–1978		406	1068	20,7	1,0	
	1978		485	2288	44,0	2,2	ETCHEBER <i>et al.</i> , soumis
Moselle	1984–1986	6,85	518	168	24,5	1,2	KATTAN, 1989
Mosig	1984–1986	0,16	292	3,8	23,3	1,2	KATTAN, 1989
AFRIQUE							
Sénégal	1979–1984	218	48	1907	8,7	0,4	KATTAN <i>et al.</i> , 1987 ORANGE, 1990
	1984–1988		41	2542	11,7	0,6	
Congo	1971–1976	3475	370	48000	13,8	0,7	NKOUNKOU et PROBST, 1987
Niger am.	1987	67,6	261	806	11,9	0,6	ORANGE, 1990
Gambie am.	1987	7,5	248	48	7,9	0,4	ORANGE, 1990
AMERIQUE DU SUD							
Jamari	1978–1984	30,4	729	400	13,1	0,6	MORTATTI <i>et al.</i> , 1992
Jiparana	1978–1984	60,3	677	760	12,6	0,6	MORTATTI <i>et al.</i> , 1992

et 1984), DUPRAZ (1984), ETCHANCHU (1988), KATTAN (1989), PROBST *et al.* (1992), WALLING (1977), WALLING et WEBB (1981).

Les calculs que nous avons effectués pour les différents cours d'eau étudiés montrent que le flux de matières en suspension est toujours fonction du débit liquide, quel que soit d'ailleurs le sens de la relation entre la charge solide et le débit. C'est le cas notamment pour la Moselle (fig. 32) et le Sénégal (fig. 33) qui présentent de bonnes relations linéaires entre le logarithme des débits et le logarithme du flux de matières. Sur ces relations, on a pu distinguer les périodes de basses eaux des périodes de hautes eaux et de crue, pour lesquelles le flux de matières augmente plus rapidement en fonction des débits. Ce changement au cours de l'année de la pente de la relation entre flux et débit indique un changement dans la dynamique d'érosion et de transport des matières en suspension au cours des saisons. A long terme, toutes les perturbations naturelles (climatique, par exemple) ou anthropiques (déforestation, par exemple) devraient également modifier la nature de toutes ces relations.

Le tonnage annuel de matériaux exportés par un cours d'eau peut être exprimé par unité de surface, en divisant le flux total annuel par la surface totale du bassin : c'est le tonnage spécifique ou flux spécifique ou transport spécifique (t/km².an ou kg/ha.an). Ceci permet de comparer les valeurs obtenues sur différents bassins de tailles différentes. En divisant ce tonnage spécifique par la densité moyenne des matériaux du bassin versant (sols et roches), on détermine l'épaisseur moyenne de sols arrachés en surface par érosion mécanique. C'est ce que les auteurs anglo-saxons appellent le "denudation rate". Nous avons résumé dans le tableau 2 les résultats que nous avons obtenus sur les différents bassins étudiés.

Tous ces tonnages spécifiques sont faibles si on les compare avec ceux d'autres grands fleuves du monde (tab. 6) ou avec ceux que nous avons calculés pour l'ensemble du Maghreb (400 à 500 t/km².an). Finalement, sur l'ensemble des bassins que nous avons étudiés, l'érosion mécanique moyenne est de l'ordre du centimètre (0,4 à 2,2 cm) pour 1000 ans, soit de l'ordre de la dizaine de mètres par million d'années. Cette érosion est particulièrement faible pour le Sénégal et le Congo en Afrique. En ce qui concerne la Garonne, le tonnage obtenu pour l'année 1978, qui est certes une année humide, est plus élevé que les valeurs moyennes

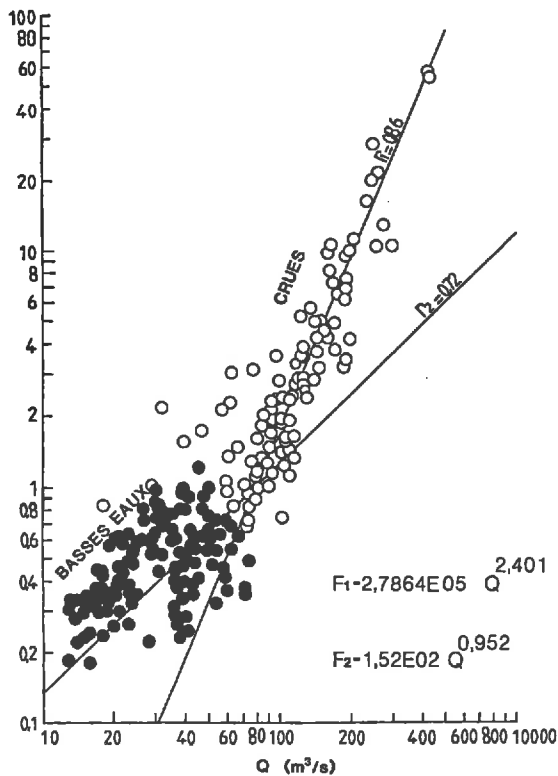


Fig.32 - Relation entre le flux de sédiments et le débit de la Moselle à Millery au cours de la période 1971-1989. En noir, les basses eaux (F2) et en blanc, les hautes eaux (F1) (d'après KATTAN, 1989)

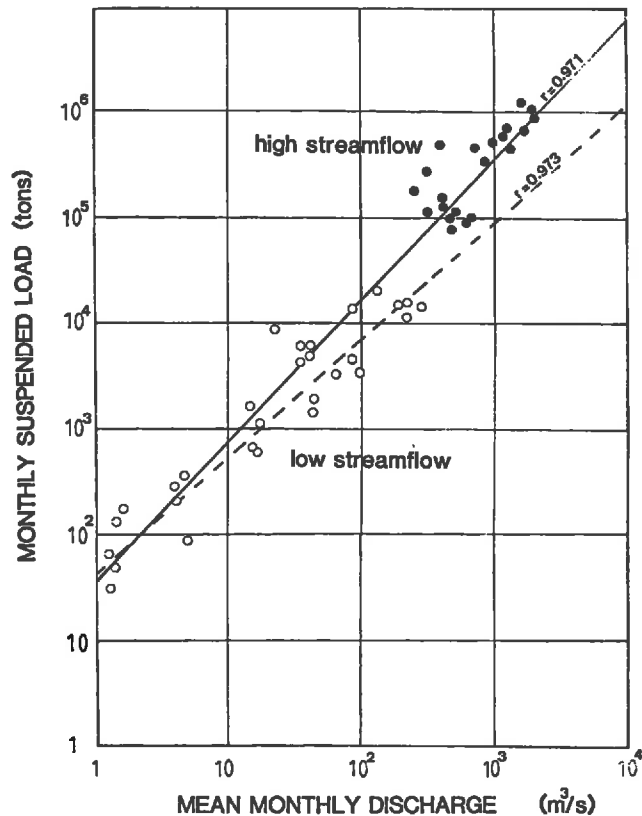
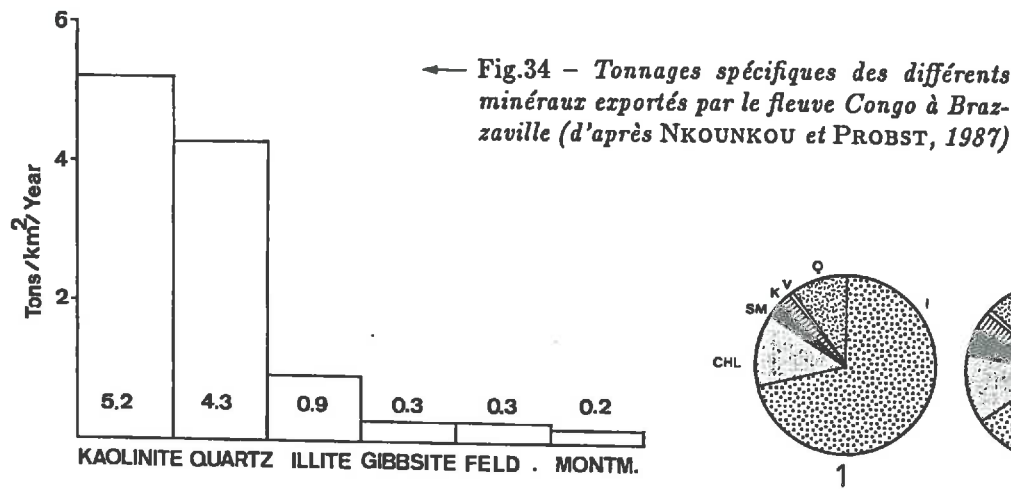


Fig.33 - Relation entre le tonnage mensuel de matières en suspension évacuées par le Sénégal à Bakel et le débit moyen mensuel du fleuve au cours de la période 1979-1984 (échelle log-log). En blanc, les périodes de basses eaux et en noir, les hautes eaux (d'après KATTAN et al., 1987)

obtenues à partir des données des Agences de Bassin pour les 10 dernières années. En fait, on disposait pour l'année 1978 d'un plus grand nombre d'échantillons prélevés par M. ETCHEBER (IGBA, Université de Bordeaux I), notamment en périodes de crue au cours desquelles s'effectue la majeure partie des transports solides. Ces résultats laissent supposer que le tonnage spécifique de la Garonne est certainement plus près de 40 à 50 t/km².an que de 20 à 30 t/km².an. Les campagnes de prélèvements et d'analyses que nous menons actuellement sur la Garonne dans le cadre de l'Observatoire National de Terrain (ONT) Garonne (Programme DBT "Fleuves et érosion" de l'INSU) devraient permettre de faire une estimation précise du tonnage spécifique exporté par la Garonne aval.

C - COMPOSITIONS CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES SÉDIMENTS TRANSPORTÉS PAR LES FLEUVES

Les compositions chimique et minéralogique des sédiments transportés par un fleuve reflètent celles des sols et des roches du bassin versant auxquels ils ont été arrachés par érosion mécanique. Ainsi dans les zones tropicales et équatoriales où règne l'altération monosiallitique, voire allitique, on forme de la kaolinite, voire de la gibbsite, dans les profils d'altération. Dans les fleuves qui drainent ces régions, le minéral argileux dominant des matières en suspension est la kaolinite, comme on peut le voir sur la figure 34 pour les matières en suspension exportées par le fleuve Congo. Par contre dans les régions tempérées où l'altération est en moyenne moins avancée, l'argile dominante dans les matières en suspension des fleuves est l'illite (fig. 35).



← Fig.34 – Tonnages spécifiques des différents minéraux exportés par le fleuve Congo à Brazzaville (d'après NKOUNKOU et PROBST, 1987)

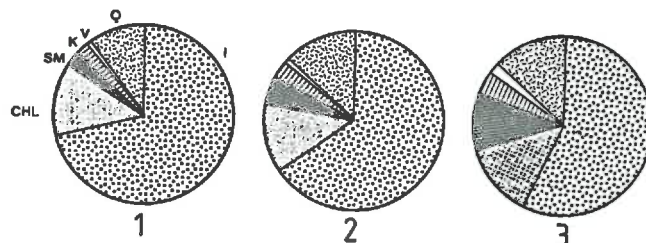


Fig.35 – Compositions chimiques moyennes des sédiments transportés par la Garonne amont au cours des différentes périodes hydrologiques (1- basses eaux, 2- moyenne annuelle, 3- hautes eaux). I : illite, CHL : chlorite, SM : smectite, K : kaolinite, V : vermiculite, Q : quartz (d'après PROBST et BAZERBACHI, 1986)

Généralement, la composition minéralogique des matières en suspension est relativement constante en moyenne, d'une année à l'autre. En revanche, au cours de l'année, et plus particulièrement au cours des périodes de crue, on peut observer des différences notables suivant l'origine dans les paysages des matériaux érodés et transportés par les cours d'eau. Ainsi sur les bassins de la Garonne et du Girou (PROBST, 1983 ; PROBST et BAZERBACHI, 1986 ; ETCHANCHU, 1988 et BAZERBACHI *et al.*, 1990), nous avons montré qu'en périodes de hautes eaux et notamment de crue les matières en suspension sont relativement plus riches en smectites (fig. 35). En effet, les sols de ces régions sont riches en smectites et, lors des épisodes de crue, ces matériaux sont arrachés aux versants par érosion mécanique et évacués par ruissellement superficiel vers le cours d'eau.

La composition chimique des matières en suspension est étroitement associée à la composition minéralogique. Ainsi les matières transportées par les fleuves des régions équatoriale et tropicale sont relativement plus riches en fer et aluminium que celles des fleuves des régions tempérées. Ainsi le rapport pondéral $R = \text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ est compris entre 1 et 2 pour les fleuves des régions tropicales et équatoriales (NKOUNKOU et PROBST, 1987), alors qu'il est supérieur à 2 pour les fleuves des régions tempérées (KATTAN et PROBST, 1986 ; PROBST et BAZERBACHI, 1986). Cette composition chimique varie au cours des crues comme nous l'avons montré pour la Moselle à Millery (KATTAN et PROBST, 1986). Ainsi, au cours de la crue de janvier 1986, les teneurs en silice des sédiments transportés par la Moselle augmentent en même temps que les débits. Au contraire, les teneurs en aluminium et la perte à 1000°C diminuent, traduisant ainsi une diminution des teneurs en matières organiques des sédiments évacués et une augmentation des teneurs en quartz et en feldspaths associées à des fractions granulométriques plus grossières. On a montré également au cours de cette crue que, dès le premier flot, certains éléments comme l'aluminium, le fer, le phosphore, le manganèse, présentaient un pic de concentration. Ceci traduit une remobilisation de ces éléments qui ont été accumulés dans les sédiments du fond du lit lors des périodes de basses eaux (matières organiques et phosphore des rejets domestiques ponctuels).

D – MATIÈRE ORGANIQUE DANS LES SUSPENSIONS

La mesure du carbone organique dans les suspensions est un bon moyen d'appréhender la teneur totale en matière organique de ces suspensions. Le carbone est en effet l'élément principal qui compose la matière organique : il représente 45 à 55 % du poids total, le reste étant composé essentiellement d'hydrogène, d'oxygène et de quelques autres éléments comme l'azote, le phosphore et le soufre.

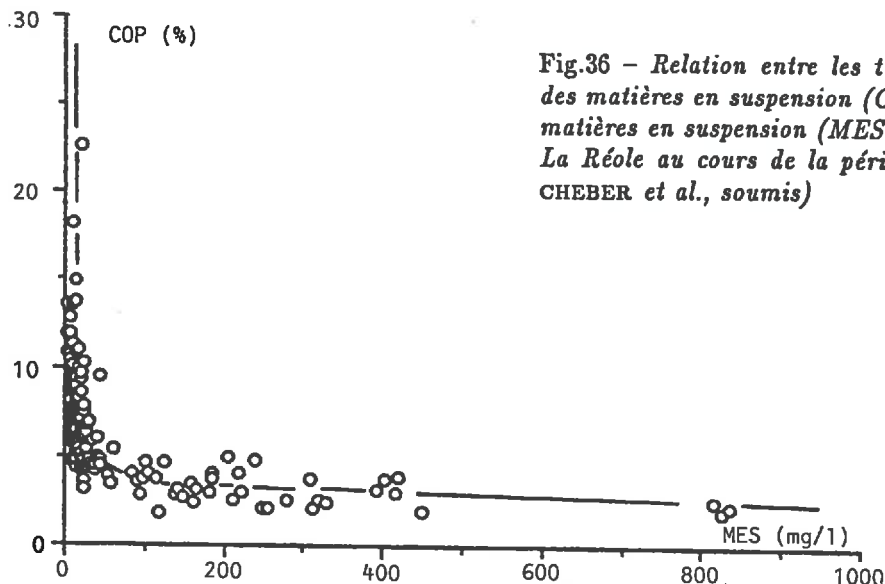


Fig.36 - Relation entre les teneurs en carbone organique des matières en suspension (COP %) et la charge totale en matières en suspension (MES mg/l) sur la Garonne aval à La Réole au cours de la période 1989-1992 (d'après ETCHEBER *et al.*, soumis)

La teneur en carbone organique des matières en suspension diminue généralement quand la charge en suspension du fleuve augmente. Ainsi plus la charge solide augmente et plus les matériaux en suspension sont pauvres en matière organique. C'est ce que nous avons montré sur la Garonne aval pour la période 1976-1987 (HUMBEL, 1988) et pour la période 1989-1992 (fig. 36) (ETCHEBER *et al.*, soumis). L'équation qui a pu être ajustée à la relation entre les teneurs en carbone organique particulaire (COP en %) et la charge totale en suspension (Cs en mg/l) est un modèle de dilution classique :

$$COP = 74,13/Cs + 1,9 \quad (18)$$

De même dans un travail de synthèse que nous avons réalisé sur l'ensemble des fleuves africains (MARTINS et PROBST, 1991), nous avons montré que la teneur moyenne en carbone organique des suspensions diminuait quand la charge moyenne en suspension augmentait (fig. 37), en allant des fleuves tropicaux équatoriaux sous forêts (Congo, Benoué et Ogoué) aux fleuves tropicaux de savane (Niger, Sénégal et Orange). Cette évolution est tout à fait similaire à celle décrite par MEYBECK (1982) pour l'ensemble des fleuves du monde.

La charge en suspension étant étroitement corrélée au débit, on retrouve des matières en suspension riches en carbone organique pendant les basses eaux et pauvres pendant les hautes eaux. En fait, pendant les périodes de basses eaux, les matières organiques sont essentiellement d'origine autochtone, néoformées (production phytoplanctonique) ou rejetées directement dans le fleuve (pollutions domestiques). En revanche, pendant les hautes eaux, les matières organiques tendent à être essentiellement d'origine allochtone (érosion des sols) et donc plus riches en matières minérales. Ainsi sur la Garonne (fig. 36), quand la charge en suspension augmente, la teneur en carbone organique particulaire est diluée par les matières minérales et tend vers une valeur limite (1,9% environ) qui peut être considérée comme une valeur moyenne représentative de la teneur moyenne en carbone organique des sols du bassin.

II - RUISSELLEMENT SUPERFICIEL ET ÉROSION MÉCANIQUE

A - RÔLE DES CRUES DANS L'EXPORTATION DES MATÉRIAUX EN SUSPENSION

Au cours d'un cycle hydrologique, les périodes de crue jouent un rôle important, voire prédominant, dans l'exportation des matières en suspension (LEOPOLD *et al.*, 1964 ; DOUGLAS, 1964 ; FRECAUT, 1964 ;

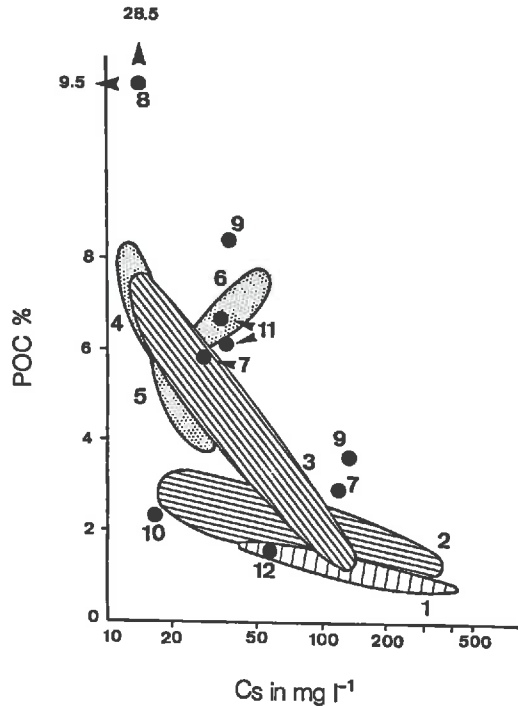


Fig.37 – Relation entre la teneur moyenne en carbone organique des matières en suspension (POC %) et la charge moyenne en suspension (Cs mg/l) pour les principaux fleuves africains (d'après MARTINS et PROBST, 1991). Les points représentent des valeurs moyennes et les surfaces hachurées représentent des nuages de points (valeurs instantanées)

1- Sénégal en 1983, 2 et 3 - Gambie en 1983 et 1982 (LÔ, 1984) ; 4- Congo (canyon), 7 (haut)- Niger, 8- Benue, 9- Sanaga, 10- Dilamba, 11- Ogoué (CADEE, 1984) ; 5- Congo (CADEE, 1982) ; 6- Congo à Brazzaville (KINGA-MOUZEO, 1986) ; 7 (bas)- Niger (MARTINS, 1983) ; 12- Orange (HART, 1985)

YORK, 1975 ; MEADE et PARKER, 1984 ; KATTAN et PROBST, 1986). En effet, c'est durant ces périodes de crue que se produit le ruissellement superficiel sur les versants, écoulement qui est responsable de l'érosion mécanique des sols, de l'apport principal de matières solides au cours d'eau, et de la montée rapide des eaux et des teneurs en suspension du fleuve dès le début de la crue. Ainsi sur la Garonne amont, nous avons calculé qu'au cours du cycle hydrologique 1981-1982, les crues avaient évacué 50 % du tonnage total annuel de matières en suspension, la crue de décembre 1981 ayant d'ailleurs exporté à elle seule 25 % du total (PROBST et BAZERBACHI, 1986). Sur la Garonne aval, LIN (1988) a montré que le tonnage de matières en suspension exportées par les crues au cours de l'année 1985 représentait 70 % du flux total annuel. De même sur un petit bassin versant agricole du Sud-Ouest de la France, le Girou, nous avons montré qu'au cours du cycle 1980-1981, la crue catastrophique de janvier 1981 avait exporté plus de la moitié du tonnage total annuel de matériaux solides (PROBST, 1983). Sur ce même bassin, ETCHANCHU (1988) a calculé qu'au cours du cycle 1983-1984 les crues avaient évacué la quasi-totalité (96 %) des particules en suspension.

De plus, les épisodes de crue sont de courte durée à l'échelle annuelle et la durée cumulée de toutes les périodes de crue représente finalement un faible pourcentage du temps annuel : 9 % sur le Girou (ETCHANCHU, 1988), et 15 % sur la Garonne aval (LIN, 1988). Il est donc très difficile de quantifier avec précision les flux de matières solides exportées annuellement par un fleuve si on ne mesure pas, avec un pas de temps réduit, les variations de concentration en suspension durant les périodes de crue.

B – ESTIMATION DU RUISSellement SUPERFICIEL

Le ruissellement superficiel est un écoulement difficile à mesurer à l'échelle d'un grand bassin versant. Il est pourtant le principal agent responsable de l'érosion mécanique des versants, fournissant ainsi la quasi-totalité des matières en suspension exportées par les grands fleuves du monde vers les océans.

Les mesures directes effectuées sur de petites parcelles expérimentales en Afrique de l'Ouest (ROOSE et LELONG, 1976 ; ROOSE, 1977 et COLLINET, 1988) montrent qu'en moyenne annuelle la proportion d'eau précipitée qui ruisselle à la surface des sols est généralement faible (1 à 10 % environ). Ces mesures montrent également que l'intensité du ruissellement varie d'une parcelle à l'autre, en fonction des caractéristiques de chaque parcelle (pentes, couvertures végétales, nature des sols, etc.). Il devient donc très difficile, voire même

impossible, d'estimer l'intensité moyenne du ruissellement sur un grand bassin versant à partir des mesures ponctuelles sur parcelles expérimentales. On est donc amené à considérer l'exutoire des grands bassins pour estimer globalement cet écoulement de surface. La seule mesure fiable dont on soit sûr aujourd'hui avec un minimum d'erreur est le débit fluvial. On peut alors décomposer cet écoulement fluvial en différentes composantes hydrologiques en utilisant, soit des modèles hydrologiques (BUTLER, 1957 ; KUDELIN, 1957 ; SCHOELLER, 1962 ; ROCHE, 1963 ; RAMBERT, 1971 ; LINSLEY et FRANZINI, 1972 ; LAMBERT, 1975 et REMINIERAS, 1976), soit des modèles de mélanges entre réservoirs basés sur des paramètres physico-chimiques (TOLER, 1965 ; PINDER et JONES, 1969 ; NAKAMURA, 1971 ; PILGRIM *et al.*, 1979 ; KOBAYASHI, 1981 et EBISE *et al.*, 1984), ou sur des paramètres isotopiques (DINGER et PAYNE, 1971 ; MEROT *et al.*, 1981 et BOTTOMLEY et JOHNSTON, 1985) ou même sur les teneurs en matières en suspension (GAC, 1980).

1. Découpage horizontal des hydrogrammes

Les modèles hydrologiques basés sur la séparation des composantes de l'écoulement fluvial à partir des hydrogrammes de crue ou des hydrogrammes annuels considèrent en général deux composantes (écoulements de surface *sensu lato* et écoulements souterrains) ou trois composantes (ruissellement superficiel, écoulement hypodermique et écoulements de nappe). Malheureusement, ces modèles sont difficiles à utiliser et ils demandent que les données hydrologiques soient fournies avec un pas de temps réduit (continu pour les hydrogrammes de crue et journalier pour les hydrogrammes annuels). Ces modèles sont basés sur la loi de tarissement de MAILLET (1905 et 1906) où la décrue d'un réservoir souterrain est exprimée par une fonction exponentielle décroissante de la forme :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (19)$$

Q_0 est le débit initial, α est le coefficient de vidange ou de tarissement et t est le temps.

Le modèle (HYDEC) que j'ai mis au point (PROBST, 1983) est aussi basé sur cette loi, et il permet de séparer l'hydrogramme de crue en trois composantes (fig. 38) : un écoulement rapide dit ruissellement

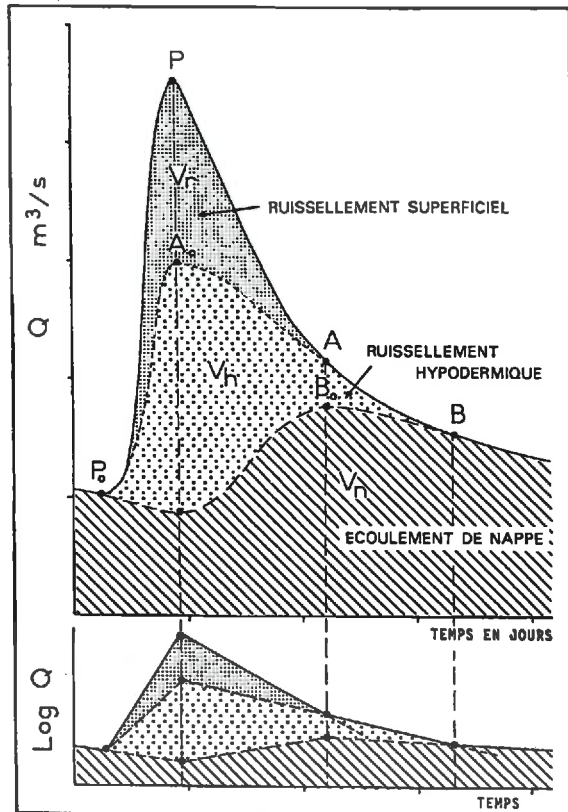


Fig.38 - Découpage horizontal d'un hydrogramme de crue en trois composantes (modèle HYDEC, PROBST (1983)) : V_r , volume d'eau écoulé par le ruissellement superficiel ; V_h , volume écoulé par le ruissellement hypodermique et V_n , volume écoulé par les nappes (d'après PROBST et BAZERBACHI, 1986)

Tableau 3 – Valeurs des coefficients de vidange α des différents réservoirs hydrologiques (r , h et n , superficiel, hypodermique et souterrain, $n1$ nappes superficielles et $n2$, nappes profondes) calculées à partir du modèle HYDEC sur les différents bassins étudiés

Bassins	αr	αh	$\alpha n1$	$\alpha n2$	Références
Girou	1,046	0,360	0,120	0,053	PROBST, 1983
Garonne amont	0,520	0,264	0,061		PROBST, 1983
Sénégal	0,098	0,039	0,027		KATTAN <i>et al.</i> , 1987
Moselle	0,238	0,093	0,040		KATTAN, 1989
Mossig	0,255	0,081	0,028		KATTAN, 1989

Tableau 4 – Lames d'eau V écoulées (en mm et % de V_t) par les différents réservoirs hydrologiques (superficiel, V_r , hypodermique, V_h et souterrain, V_n), calculées à partir du modèle HYDEC sur les différents bassins étudiés. V_t , lame écoulée par le cours d'eau ; P , précipitation ; K_r , coefficient de ruissellement ($100 \times V_r/P$)

Bassins	Cycles mm	V_r		V_h		V_n		V_t mm	P mm	K_r
		%	mm	%	mm	%	mm			
Girou	1980–1981	14	8,6	25	15,4	123	76	162	760	1,8
	1983–1984	9	8	21	19	83	73	113	649	1,4
Mossig	1984–1985	6,4	3	11,8	6	199	91	218	834	0,8
	1985–1986	34,6	9,4	42,4	11,6	289	79	366	996	3,5
Moselle	1984–1985	12,8	3,2	74,5	18,6	314	78	401	935	1,4
	1985–1986	33,3	5,2	191	30,1	411	64,7	635	1198	2,8
Sénégal	1979–1984	6,6	13,9	9,7	20,3	31,4	65,8	47,7	430	1,5

superficiel, un écoulement retardé dit ruissellement hypodermique, et l'écoulement de base qui correspond aux nappes souterraines. La séparation de ces trois composantes est basée sur l'identification des lois de vidange de ces trois réservoirs sur la courbe de décrue du fleuve (BARNES, 1939 et 1940). Le principe de ce découpage a déjà été utilisé par plusieurs hydrologues (ROCHE, 1963 ; CHOW, 1964 ; SINGH et STALL, 1971 ; LINSLEY *et al.*, 1975 ; LAMBERT, 1975 ; NUTBROWN et DOWNING, 1976 ; ANDERSON et BURT, 1980). Cette méthode permet de déterminer les coefficients moyens de vidange α des différents réservoirs hydrologiques. Le coefficient α d'un réservoir ne dépend que de ses caractéristiques physiques ; il est donc en principe constant pour un bassin donné d'une année à l'autre. La valeur du coefficient augmente des réservoirs souterrains aux réservoirs de surface, traduisant ainsi une vidange plus rapide des réservoirs superficiels. On a résumé dans le tableau 3 les valeurs des coefficients α que nous avons déterminées sur les différents bassins versants étudiés.

On a représenté sur la figure 39 les résultats que nous avons obtenus en appliquant ce modèle HYDEC aux hydrogrammes de crue du Girou (PROBST, 1983) et de la Garonne amont (PROBST et BAZERBACHI, 1986), et aux hydrogrammes annuels du Sénégal (KATTAN *et al.*, 1987).

Les résultats obtenus sur les différents bassins étudiés (tab. 4) montrent que le volume d'eau écoulé chaque année par le ruissellement superficiel est relativement faible par rapport à l'écoulement fluvial total (de 3 à 14 %). Les coefficients de ruissellement K_r , rapports entre le volume d'eau ruisselée et le volume d'eau précipitée, sont bien sûr également très faibles (0,8 à 3,5 %). De même, pour chaque épisode de crue, ETCHANU (1988) a montré que le volume d'eau apporté par le ruissellement représentait un faible pourcentage du volume total écoulé par le Girou (7 à 20 %).

Les résultats obtenus par le modèle HYDEC ont été comparés avec les résultats obtenus en utilisant un modèle simple de mélange entre réservoirs et les variations des teneurs en éléments dissous (KATTAN et PROBST, 1986) :

$$C_t Q_t = C_r Q_r + C_h Q_h + C_n Q_n \quad (20)$$

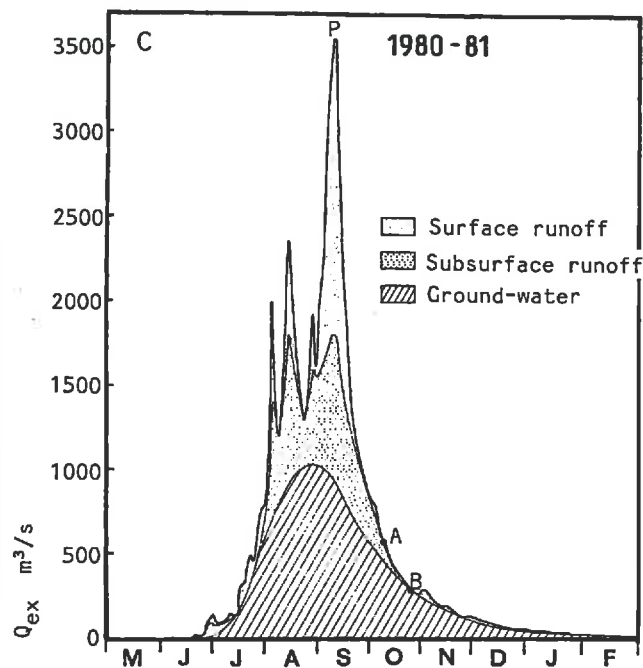
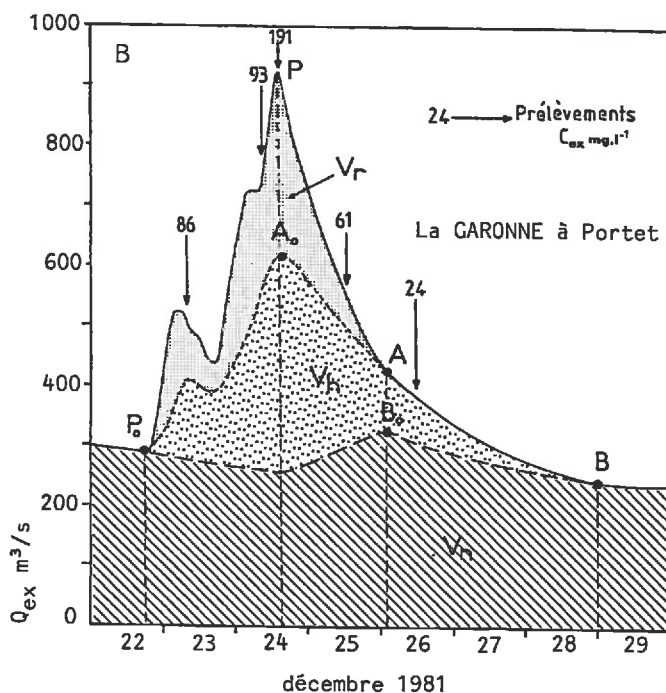
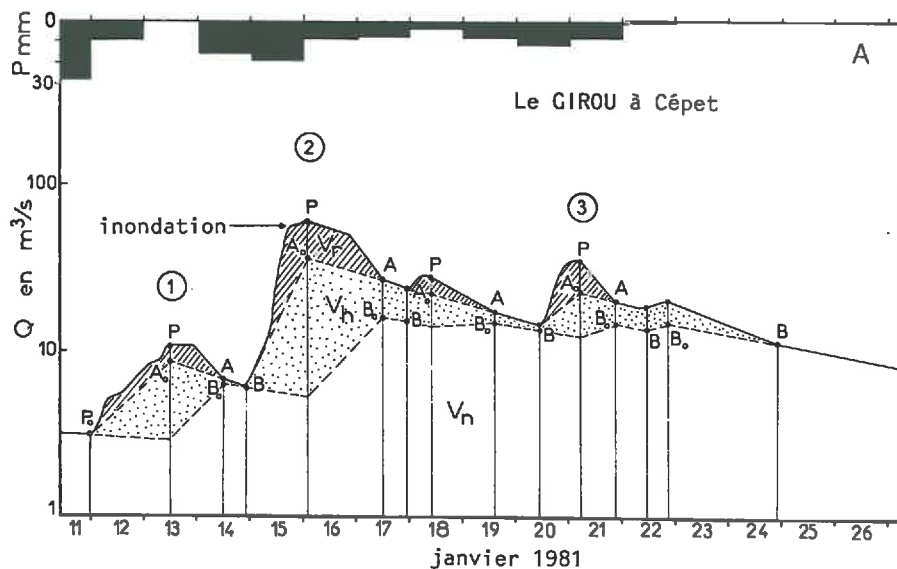


Fig.39 – Applications du modèle HYDEC aux hydrogrammes de crue du Girou (A, d'après PROBST, 1989) et de la Garonne amont (B, d'après PROBST et BAZERBACHI, 1986) et à un hydrogramme annuel du Sénégal (C, d'après KATTAN et al., 1987)

Ce modèle fonctionne avec conservation de masse et sans interaction chimique. Dans ce cas, on connaît les concentrations en éléments dissous dans les différents réservoirs (C_r , C_h et C_n) et on détermine les variations de débit de ces réservoirs (Q_r , Q_h et Q_n) à partir des variations de débit (Q_t) et de concentration (C_t) mesurés dans le fleuve. Ainsi, comme on peut le voir sur la figure 40, les résultats obtenus sur une crue de la Moselle par les deux méthodes (hydrologique et chimique) concordent, notamment ici en ce qui concerne les variations de débit du ruissellement superficiel calculées à partir des teneurs en sulfates, bicarbonates et magnésium.

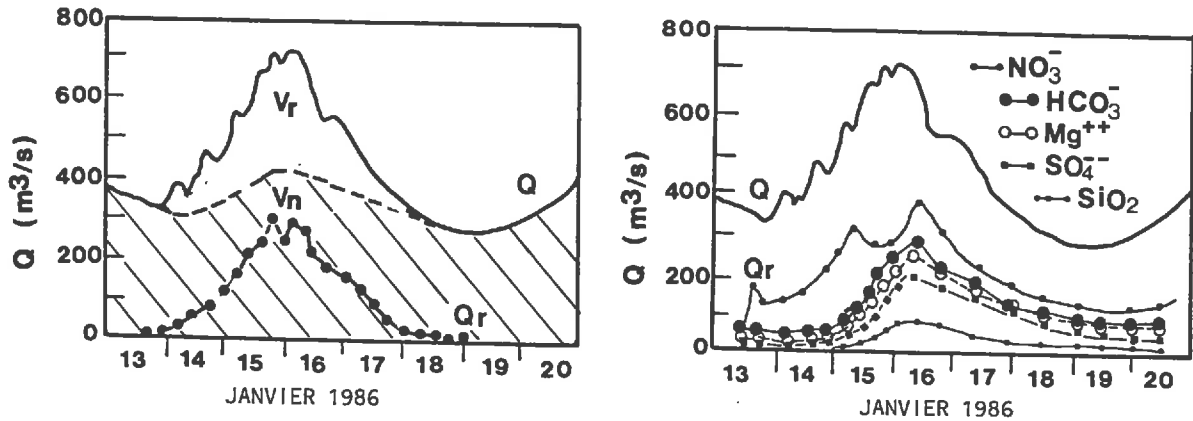


Fig.40 – Comparaison des variations de débit du ruissellement superficiel (Q_r) obtenues à partir du modèle HYDEC (à gauche) avec celles obtenues par le modèle de mélange utilisé avec différents éléments majeurs dissous (à droite) pour une crue de la Moselle (d'après KATTAN et PROBST, 1986). Q représente le débit total de la Moselle. V_r et V_n sont les volumes écoulés par les réservoirs superficiels et souterrains

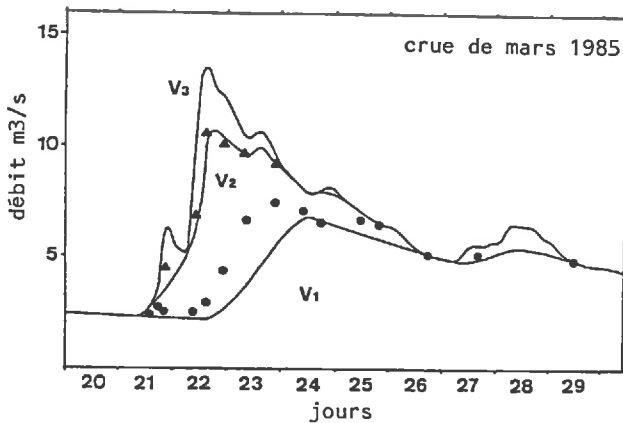


Fig.41 – Séparations des composantes de l'écoulement fluvial au cours d'une crue du Girou par le modèle HYDEC (traits continus) et par le modèle de mélange (triangle et ronds) utilisé avec les variations moyennes des teneurs en Cl^- , Ca^{++} , SO_4^- et K^+ (d'après ETCHANCHU, 1988). V_1 , V_2 et V_3 sont les volumes écoulés par les différents réservoirs

ETCHANCHU (1988) a également obtenu des résultats comparables en utilisant les deux méthodes sur une crue du bassin du Girou (fig. 41).

2. Analyse spectrale

Plus récemment, on a proposé (PROBST et SIGHA, 1989) d'utiliser l'analyse spectrale de Fourier pour séparer les différentes composantes de l'écoulement en s'inspirant des travaux déjà réalisés par JACKSON (1974), MANGIN (1981) et REJO (1985). En effet, une courbe de variation des débits en fonction du temps peut être assimilée à un signal et décomposée en une série de Fourier :

$$Q_t = \sum_{f=0}^{f_c} (A_f \cos(f \times t) + B_f \sin(f \times t)) + \sum_{f=f_c}^{\pi} (A_f \cos(f \times t) + B_f \sin(f \times t)) \quad (21)$$

avec f , la fréquence de 0 à π , A_f et B_f les coefficients de Fourier du cosinus et du sinus, f_c la fréquence de séparation entre les 2 composantes, t le temps. La fréquence de séparation f_c est déterminée à partir du périodogramme des débits (fig. 42) où la densité spectrale des débits est exprimée en fonction de la fréquence f . Les calculs ont été effectués en utilisant la procédure SPECTRA du logiciel de traitement des données SAS (SAS Institute Inc., 1985). La fréquence de séparation f_c présente la plus forte contribution à la variance des débits. f_c représente finalement la fréquence des écoulements de nappe, et permet de séparer les signaux de basses fréquences (événements lents) que sont les écoulements souterrains, des signaux de

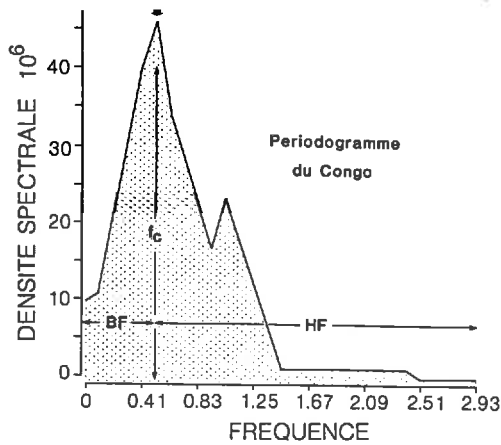


Fig.42 - Périodogramme des fluctuations interannuelles des débits moyens mensuels du Congo : densité spectrale des débits en fonction des fréquences (0 à π), d'après PROBST et SIGHA (1989)

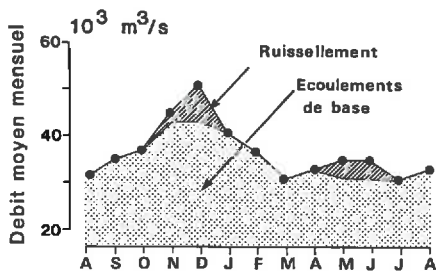


Fig.43 - Séparation par analyse spectrale des deux composantes (écoulements de surface et écoulements de nappes) de l'écoulement fluvial du Congo sur l'hydrogramme moyen annuel tracé avec les débits moyens mensuels (d'après PROBST et SIGHA, 1989)

hautes fréquences (événements à fluctuations rapides) qui correspondent aux écoulements superficiels *sensu lato*. Après avoir déterminé la fréquence f_c et les coefficients de Fourier A_f et B_f , on peut reconstituer les fluctuations de débit des écoulements de nappes ; les écoulements de surface sont alors calculés par différence entre l'écoulement fluvial total et l'écoulement souterrain. On a représenté sur la figure 43 les résultats que nous avons obtenus sur l'hydrogramme moyen annuel du fleuve Congo à Brazzaville où le ruissellement superficiel représente en moyenne 5,3 % de l'écoulement fluvial total.

Ce type d'analyse peut être appliqué aussi bien à des hydrogrammes de crue qu'à des hydrogrammes annuels tracés avec des débits moyens journaliers ou mensuels. Dans le cas d'hydrogrammes annuels tracés avec des débits moyens mensuels, il est indispensable d'analyser les variations de ces débits sur plusieurs années consécutives, afin de pouvoir considérer une succession d'années humides et d'années sèches au cours desquelles la contribution des écoulements de surface à l'écoulement fluvial total varie. Pour ces hydrogrammes annuels, la fréquence f_c est voisine de 0,5 et correspond au cycle annuel ($2\pi/12$) des variations des débits moyens mensuels des écoulements souterrains.

Cette méthode présente l'intérêt de pouvoir s'appliquer facilement aux variations des débits moyens mensuels des fleuves, car ce sont souvent les seules données que l'on trouve facilement dans la littérature. Mais il est bien évident que les résultats obtenus par cette méthode en ce qui concerne le ruissellement superficiel ne correspondent probablement pas à une stricte réalité physique sur le bassin, mais ils donnent certainement un ordre de grandeur de l'importance relative de cet écoulement. Il est alors important d'appliquer la même méthode aux différents bassins étudiés et de comparer ensuite les résultats obtenus entre eux.

Nous avons donc appliqué cette analyse spectrale aux variations de débits de 26 grands fleuves (PROBST et SIGHA, 1989). Les résultats obtenus sont consignés dans le tableau 5. Ils montrent que la contribution du ruissellement varie de 2 à 52 % de l'écoulement fluvial suivant les bassins. Cette contribution est faible pour les fleuves africains (5 à 21 %), mais elle est plus élevée pour les fleuves des régions montagneuses (Yangtze Kiang, Huang Ho, Indus et Colorado : 24 à 52 %) ou pour les fleuves soumis à un régime nival (Yukon, Mackenzie, Yenissei et Lena : 30 à 35 %).

Nous avons également récemment appliqué la même méthode à deux bassins versants amazoniens, le Jamari et le Jiparana (MORTATTI *et al.*, 1992). Sur ces deux bassins, le ruissellement superficiel représente

Tableau 5 - Caractéristiques des 26 bassins fluviaux analysés et résultats obtenus sur le ruissellement par analyse spectrale des débits, et sur la charge en suspension de ce ruissellement

S = surface du bassin versant, L_P = lame d'eau précipitée, L_E = lame d'eau écoulee par le fleuve, K_E , coefficient d'écoulement = $100 \times L_E/L_P$, T_S = flux de matières en suspension avant la construction des barrages, C_E = charge en suspension du fleuve, L_R = lame d'eau ruisselée, calculée par analyse spectrale, R_P = pourcentage d'eau ruisselée par rapport au débit total ($100 \times L_R/L_E$), C_R = charge en suspension du ruissellement (d'après PROBST et SIGHA, 1989, et (1), MORTATTI *et al.*, 1992).

Nom du fleuve	S 10 ³ km ²	L _P mm/an	L _E mm/an	K _E %	T _S 10 ⁶ t/an	C _E mg/l	L _R mm/an	R _P %	C _R g/l
Amazone	5908	2030	1060	52	900	143	130	12,2	1,17
Amour	1923	380	169	44	52	160	20	11,9	1,34
Chari	600	758	45	6	2,8	76	3,5	7,7	0,99
Colorado	715	250	28	11	135	6 750	5,6	20,1	33,58
Congo	3698	1520	347	23	31	25	18	5,3	0,48
Gambie	42	754	109	14	0,38	62	15	13,8	0,45
Houang Ho	814	760	60	8	1 080	22 040	16	27,1	81,32
Indus	916	380	260	68	440	1 850	137	52,7	3,51
Lena	2430	250	219	87	15,4	29	72	33	0,09
Mackenzie	1805	380	189	50	110	442	41	30	1,46
Magdalena	276	1270	856	67	220	928	120	14	6,62
Mississippi	3265	760	178	23	500	862	32	18,2	4,73
Murray	1140	760	19	2,5	30	1 360	9	47	2,90
Ntem	26	1675	477	28	0,35	28	37	7,7	0,36
Orénoque	1020	1400	1078	77	210	191	330	30,6	0,62
Oubangui	480	1240	173	14	2,9	35	21	12	0,29
Pô	70	760	656	86	15	326	136	20,7	1,57
Rhône	99	1020	494	48	10	204	74	14,9	1,36
Sanaga	77	1520	575	36	2,2	50	72	13,2	0,37
Sao Francisco	630	1020	154	15	6	62	15	10	0,62
Sénégal	218	818	47	6	1,9	190	10	21,3	0,89
St Laurent	1099	890	407	46	5,2	12	8,5	2,1	0,57
Yangtse Kiang	1827	1270	493	39	478	531	117	23,8	2,23
Yenissei	2580	380	218	57	13,2	23	77	35,5	0,06
Yukon	852	380	246	65	88	419	74	30,3	1,38
Zambèze	1420	1020	157	15	48	215	40	25,4	0,85
Jamari (1)	30	2237	729	33	0,40	16	58	8,0	0,20
Jiparana (1)	60	1896	677	36	0,76	21	47	7,0	0,30

en moyenne, au cours de la période 1978-1984, 7 et 8 % de l'écoulement fluvial total, mais seulement 2,5 et 2,6 % des précipitations, respectivement pour le bassin du Jamari et celui du Jiparana. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles obtenues en Afrique sur les bassins du Ntem (7,7 % du débit fluvial) et de la Sanaga (13,2 %) qui sont également recouverts par la forêt tropicale humide. Pour chacun de ces deux bassins amazoniens, nous avons montré qu'il y avait une bonne relation linéaire entre l'intensité moyenne mensuelle du ruissellement et le débit moyen mensuel de la rivière.

De la même manière pour les 26 grands fleuves que nous avons étudiés, il y a une bonne relation ($r = 0,79$) entre la lame d'eau ruisselée (L_R en mm/an) en moyenne sur chaque bassin et la lame d'eau écoulee en moyenne (L_E en mm/an) pour chaque fleuve :

$$L_R = 0,183L_E + 2,030 \quad (22)$$

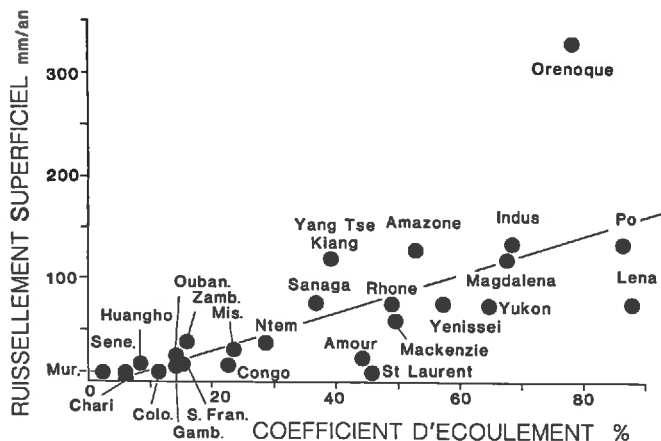


Fig.44 – Relation entre la lame d'eau ruisselée sur chaque bassin et le coefficient d'écoulement moyen de chaque fleuve (d'après PROBST et SIGHA, 1989)

Cette lame d'eau ruisselée est aussi corrélée ($r = 0,71$) au coefficient d'écoulement moyen (K_E en %) de chaque bassin (fig. 44), rapport entre le débit et les précipitations. L'équation calculée pour les 26 grands fleuves est la suivante :

$$L_R = 1,89K_E - 8,42 \quad (23)$$

Si l'on applique cette équation à l'ensemble des continents en utilisant les valeurs moyennes annuelles de précipitation et de drainage données pour chaque bande latitudinale de 5° (i) par BAUMGARTNER et REICHEL (1975), on peut estimer la lame d'eau ruisselée en moyenne (L_{R_i}) chaque année par tranche de latitude (i de surface S_i) et la lame d'eau ruisselée en moyenne sur l'ensemble des continents ($L_{R_{global}}$) de la manière suivante :

$$L_{R_{global}} = \left(\sum_{i=1}^{36} L_{R_i} \times S_i \right) / \sum_{i=1}^{36} S_i \quad (24)$$

Ainsi, pour l'ensemble des continents, on calcule une lame d'eau ruisselée de 65 mm en moyenne chaque année, soit 24 % du drainage continental global estimé à 260 mm par BAUMGARTNER et REICHEL (1975) et 9 % seulement des précipitations continentales moyennes estimées à 746 mm par an toujours par les mêmes auteurs.

C – LE RUISSELLEMENT SUPERFICIEL A CHARGE SOLIDE CONSTANTE

Certains auteurs se sont déjà attachés auparavant à corréliser la charge solide des fleuves au débit du ruissellement plutôt qu'au débit fluvial total (GUY, 1964 ; MANSUE et ANDERSON, 1974 ; PIEST *et al.*, 1975 ; GAC, 1980 ; WALLING et WEBB, 1982 ; RIEGER et OLIVE, 1984). Depuis 1982, nous nous sommes également attachés à ce problème et nous avons montré dans différentes publications que la charge en suspension mesurée dans un fleuve ou dans une rivière était fonction de l'intensité du ruissellement superficiel que nous avons estimé par découpage des hydrogrammes de crue ou par analyse spectrale (PROBST, 1983, 1986 et 1987 ; PROBST et BAZERBACHI, 1986 ; ETCHANCHU et PROBST, 1986 ; KATTAN *et al.*, 1987 ; KATTAN et PROBST, 1986 ; PROBST et SIGHA, 1989).

1. Relation entre la charge solide du fleuve et le débit du ruissellement

Comme on peut le voir sur la figure 45 pour la Moselle à Millery (PROBST, 1987), les concentrations en matières en suspension mesurées au cours de la crue de novembre 1973 par l'Agence de Bassin Rhin-Meuse suivent parfaitement l'évolution des débits du ruissellement calculés à partir du modèle HYDEC : le maximum de charge en suspension correspond bien au maximum de ruissellement superficiel.

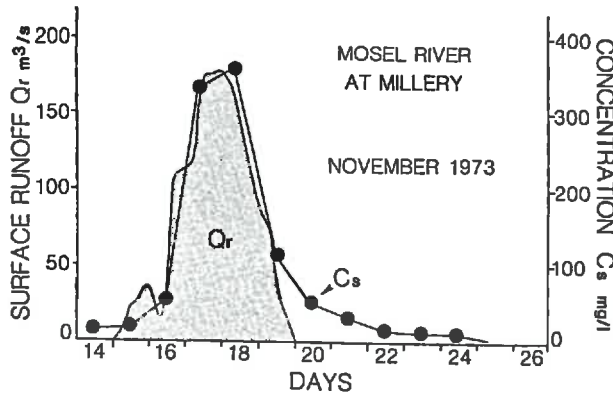


Fig.45 – Evolutions comparées de la charge en suspension (C_s) mesurée dans la Moselle au cours de la crue de novembre 1973 et du débit du ruissellement de surface (Q_r) estimé à partir du modèle HYDEC (d'après PROBST, 1987)

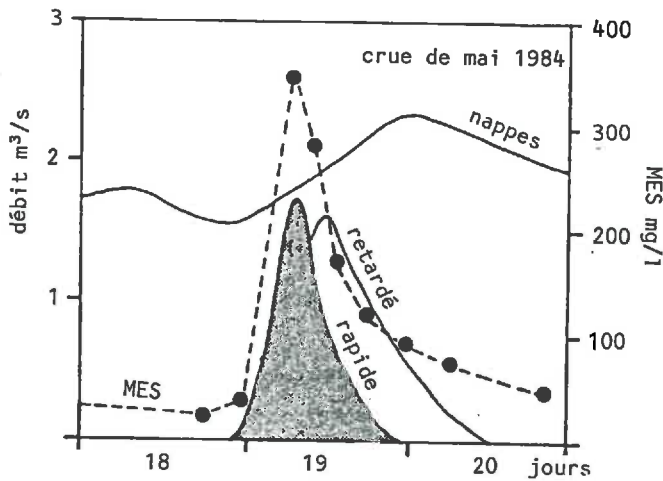


Fig.46 – Comparaison des variations de débit des différents écoulements calculés à partir du modèle HYDEC et des variations de charges en suspension (MES) mesurées dans le Girou au cours de la crue de mai 1984 (d'après ETCHANCHU, 1988)

ETCHANCHU (1988) a montré le même type d'évolution pour la crue de mai 1984 sur le bassin versant agricole du Girou (fig. 46). Sur cette figure, on voit bien que la charge en suspension mesurée dans le cours d'eau suit les variations de débit du ruissellement superficiel (rapide) et non pas celles des autres écoulements (hypodermique retardé et nappes).

2. Calcul de la charge solide du ruissellement

a) Par extrapolation de la relation $C_t = f(Q_r/Q_t)$

Sur les différents bassins étudiés, nous avons pu calculer de bonnes relations entre la charge en suspension du fleuve et le débit du ruissellement. Pour améliorer encore ce genre de relations, nous avons corrélié la charge solide du fleuve au rapport entre le débit du ruissellement et le débit total fluvial (Q_r/Q_t), pour tenir compte de la dilution des charges solides par les autres écoulements. En effet, on peut considérer en première approximation que le flux de matières exportées par le fleuve ($C_t \times Q_t$) est égal au flux de matières apportées par ruissellement superficiel ($C_r \times Q_r$) :

$$C_r \times Q_r = C_t \times Q_t \quad (25)$$

C sont les concentrations et Q les débits. On ne tient pas compte dans cette équation du flux de sédiments produits par érosion des berges. D'après cette équation, on peut dire que la charge solide mesurée dans le cours d'eau (C_t) résulte d'une dilution de la charge solide du ruissellement (C_r) par les écoulements hypodermiques (Q_h) et souterrains (Q_n) dont les charges solides sont négligeables :

$$C_t = (C_r \times Q_r)/Q_t \quad (26)$$

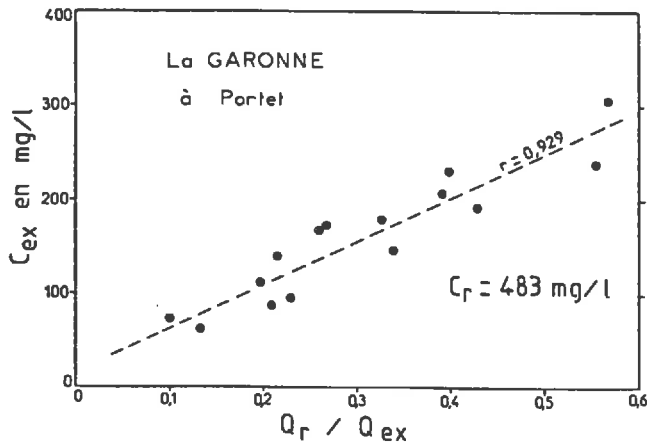


Fig.47 – Relation entre la charge en suspension de la Garonne amont (C_{ex}) et le rapport des débits (débit ruisselé Q_r /débit total fluvial Q_{ex}), d'après PROBST (1983)

avec :

$$Q_t = Q_r + Q_h + Q_n \quad (27)$$

Ainsi, sur la Garonne amont (PROBST et BAZERBACH, 1986), sur le Girou (PROBST, 1986 et ETCHANCHU et PROBST, 1986) et sur la Moselle (KATTAN et PROBST, 1986), on a pu déterminer une bonne relation linéaire entre la charge solide du fleuve et le rapport des débits Q_r/Q_t (fig. 47).

De la même manière, pour les 26 grands fleuves étudiés (PROBST et SIGHA, 1989), on a déterminé une relation linéaire ($r = 0,804$) entre la charge en suspension moyenne de chaque fleuve (C_t en mg/l) et le pourcentage moyen d'eau ruisselée par rapport au débit total (Q_r/Q_t en %). L'équation de cette relation (fig. 48) est de la forme :

$$C_t = 14,24 Q_r/Q_t - 55,6 \quad (28)$$

Pour calculer cette équation, on a retenu uniquement les bassins où prédomine l'érosion des versants.

Toutes ces relations permettent d'estimer par extrapolation la charge solide moyenne du ruissellement car, d'après l'équation 26, quand Q_r tend vers Q_t (Q_r/Q_t tend vers 1), la charge mesurée dans le fleuve (C_t) tend vers celle du ruissellement (C_r). Ainsi pour l'ensemble des échantillons collectés en périodes de crue sur le bassin du Girou au cours d'un cycle hydrologique complet, la charge du ruissellement estimée par extrapolation de l'équation 26 tend vers 1,45 g/l (ETCHANCHU et PROBST, 1986). De la même manière, pour l'ensemble des grands fleuves du monde, la charge moyenne du ruissellement est estimée à 1,36 g/l par extrapolation de l'équation 28 (PROBST et SIGHA, 1989). Il faut souligner que ces deux résultats sont obtenus en considérant que toutes les matières en suspension sont apportées par le ruissellement, négligeant ainsi en première approximation les matériaux apportés par érosion des berges.

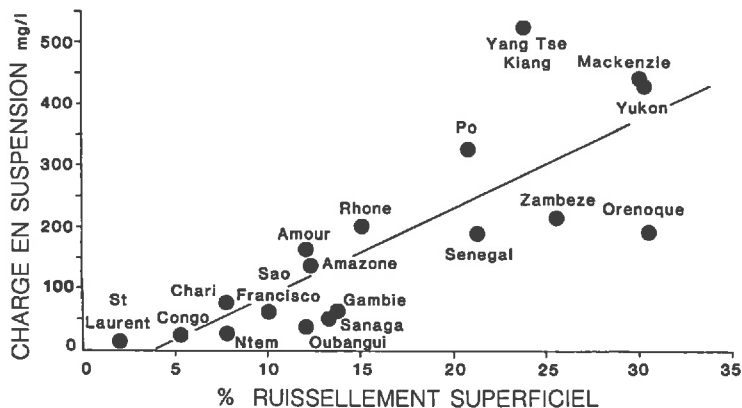


Fig.48 – Relation entre la charge en suspension moyenne de chaque fleuve et le pourcentage d'eau ruisselée par rapport au débit total (d'après PROBST et SIGHA, 1989)

b) Calcul direct en ramenant le tonnage fluvial au débit ruisselé

La charge du ruissellement peut aussi être calculée directement à partir de l'équation 25 en rapportant le flux de matières exportées par le fleuve ($C_t \times Q_t$) au seul débit du ruissellement (Q_r) :

$$C_r = C_t Q_t / Q_r \quad (29)$$

On peut ainsi calculer la charge solide du ruissellement pour chaque échantillon individuel collecté au cours d'une crue, et pour chaque crue ou pour chaque cycle hydrologique complet à partir des tonnages exportés et des volumes d'eau écoulés au cours de ces périodes. On s'aperçoit alors que cette charge calculée varie d'un échantillon à l'autre, d'une crue à l'autre, d'un cycle hydrologique à l'autre et d'un bassin à l'autre.

Les calculs que nous avons effectués sur la Garonne amont, au cours de la crue de décembre 1981, montrent que la charge du ruissellement varie de 0,4 à 0,6 g/l seulement alors que, dans le fleuve, la charge en suspension variait de 24 à 181 mg/l (PROBST et BAZERBACHI, 1986). On voit donc qu'à l'échelle d'une crue la variabilité de la charge solide calculée du ruissellement est moins importante que celle mesurée dans le fleuve.

En ce qui concerne les 26 grands fleuves que nous avons étudiés récemment (PROBST et SIGHA, 1989), les résultats (tab. 5) montrent que la charge solide du ruissellement que nous avons calculée varie d'un bassin à l'autre ; mais il faut souligner que 46 % des bassins étudiés présentent des charges calculées comprises entre 0,5 et 1,5 g/l. De plus, les valeurs des charges calculées se distribuent autour d'un mode principal centré sur une charge de 1 g/l, et enfin la moyenne des charges du ruissellement a été estimée à 1,45 g/l sans correction des apports par érosion des berges. Les bassins comme celui du St Laurent, qui ont des charges C_r calculées inférieures à 0,5 g/l, voient une partie des sédiments fluviaux piégés avant l'exutoire par des plaines d'inondation ou des lacs. Inversement, les charges supérieures à 1,5 g/l peuvent être attribuées aux apports de sédiments par érosion des berges et du lit, et à l'érodibilité des terrains traversés comme dans le cas du Huang Ho où les loess chinois, très sensibles à l'érosion mécanique, fournissent l'essentiel de la charge solide du fleuve.

Sur le bassin du fleuve Sénégal (KATTAN *et al.*, 1987), nous avons calculé, pour chaque cycle hydrologique au cours de la période 1979/1984, la charge moyenne en suspension du ruissellement à partir du tonnage annuel de matériaux en suspension exportés par le fleuve et du volume d'eau ruisselée calculé par découpage des hydrogrammes annuels. Cette charge moyenne annuelle du ruissellement varie de 0,93 g/l à 1,65 g/l sans correction de l'érosion des berges. KATTAN (1989) a procédé de la même manière sur les bassins de la Moselle et de la Mossig pour deux cycles hydrologiques complets (1984/1985 et 1985/1986). Les charges moyennes annuelles du ruissellement qui ont été calculées sur ces deux bassins varient de 0,83 à 1,16 g/l et de 0,78 à 1,20 g/l respectivement pour la Moselle et la Mossig.

Malgré toutes les erreurs possibles sur l'évaluation du ruissellement et sur les mesures de charges en suspension dans les fleuves, tous les résultats que nous avons obtenus sur différents bassins à travers le monde montrent que la charge solide calculée du ruissellement est constante pour un bassin donné. Ces résultats montrent également que la charge du ruissellement varie peu autour de 1 g/l d'un bassin à l'autre, quelle que soit la taille du bassin.

3. Résultats obtenus par d'autres auteurs

Des résultats obtenus par d'autres auteurs viennent renforcer cette hypothèse. GAC (1980) fut le premier à émettre l'hypothèse d'une charge du ruissellement constante et égale à 1 g/l, sur la base de mesures effectuées par CALLEDE (1974) sur le bassin de la Kouï où la charge du ruissellement est en moyenne de 1 g/l. Cette hypothèse a permis à GAC (1980) de calculer sur les bassins du Chari et du Logone la contribution des eaux souterraines et des eaux de surface au débit fluvial. ETCHANCHU (1988) a appliqué la même démarche que GAC (1980) sur le bassin de la Garonne. Il fait donc l'hypothèse d'une charge solide du ruissellement de 1 g/l et il calcule les volumes d'eau écoulés par les différents réservoirs. Puis, en utilisant un modèle de mélange,

il recalcule la charge dissoute du fleuve à partir des débits des différents écoulements et des concentrations dans ces écoulements. La charge minérale dissoute est ainsi estimée à 241 mg/l, alors que celle mesurée était de 243 mg/l, vérifiant, de ce fait, l'hypothèse de départ ($Cr = 1 \text{ g/l}$).

Sur les cours d'eau périodiques comme le Mayo Tsanaga au Nord Cameroun, l'écoulement fluvial est essentiellement alimenté par du ruissellement superficiel et les mesures de charge en suspension effectuées dans ce cours d'eau par NOUVELOT (1972) en 1968 (1,27 g/l) et en 1969 (1,17 g/l), et par OLIVRY (1977) en 1973 (1,59 g/l), sont toutes du même ordre de grandeur (1 g/l).

Enfin, les travaux de COLLINET (1988) menés en Afrique de l'Ouest sur parcelles expérimentales avec simulateur de pluies mettent en évidence deux résultats importants qui viennent renforcer notre hypothèse sur les grands bassins fluviaux :

- la forme des turbidigrammes qui représentent l'évolution au cours du temps de la charge en suspension mesurée dans le ruissellement est différente suivant le type d'érosion. Mais le turbidigramme de l'érosion en nappe qui représente 40 % des cas étudiés présente un pic de concentration dès le premier flot, puis la concentration décroît très rapidement pour atteindre un palier qui s'établit durant la phase de régime permanent du ruissellement. Pendant cette phase, la charge solide du ruissellement reste constante ;
- pour les sols présentant soit des recouvrements sableux plus ou moins enherbés, soit des épandages d'éléments grossiers, soit encore un couvert végétal bien développé, la charge du ruissellement reste constante quelle que soit l'intensité du ruissellement ;
- l'analyse statistique de tous les turbidigrammes obtenus pour l'érosion en nappes (toutes situations confondues) montre que l'histogramme de fréquence des paliers de turbidité présente un mode principal (25 % de l'effectif) centré sur 0,8 g/l, et 61,5 % des turbidigrammes ont des paliers de charge inférieurs à 2 g/l.

Ces résultats sont très importants car ils montrent que quelle que soit l'échelle d'espace, l'ordre de grandeur de la charge du ruissellement est le même.

4. Bilan global des continents (PROBST et SIGHA, 1989)

Le flux total annuel de sédiments exportés par l'ensemble des fleuves du monde vers les océans a été estimé à 13,505 milliards de tonnes par MILLIMAN et MEADE (1983). Ce tonnage correspond à une concentration moyenne en matières en suspension dans les eaux des fleuves de 340 mg/l. Si l'on ramène cette charge à la lame d'eau ruisselée sur l'ensemble des continents (65 mm/an, soit 24 % du drainage continental), selon l'équation 29, on estime la charge solide moyenne des eaux de ruissellement à 1,4 g/l. Cette valeur moyenne calculée pour l'ensemble des continents converge avec tous les résultats précédents et renforce encore ce concept de "charge constante du ruissellement".

D - ESTIMATION DE L'ÉROSION DES BERGES

Nous avons proposé une méthode pour estimer la contribution de l'érosion des berges *sensu lato* au flux total de matières en suspension exportées par un fleuve (ETCHANCHU et PROBST, 1986). Cette méthode est basée sur la détermination des relations entre la charge en suspension (ou le flux de sédiments) mesurée dans le fleuve et son débit, d'une part pour les périodes où se produit le ruissellement superficiel, et d'autre part pour les périodes où la contribution du ruissellement est nulle. En effet, durant les périodes où il n'y a pas de ruissellement sur les versants, les transports solides du fleuve sont essentiellement d'origine autochtone (érosion des berges *sensu stricto*, remise en suspension des sédiments du lit et production phytoplanctonique). En période de ruissellement, par contre, les transports solides du fleuve ont une double origine : allochtone (érosion des versants par ruissellement) et autochtone (érosion des berges). Les relations que l'on a pu établir pour ces deux périodes entre charges et débits sont différentes, la pente étant toujours plus forte pour les périodes de ruissellement. Pour les périodes où il y a du ruissellement, on propose de calculer la contribution de l'érosion des berges en extrapolant à ces périodes la relation établie pour les périodes sans

ruissellement. La contribution de l'érosion des versants est alors calculée par différence entre le tonnage total exporté par le fleuve et la contribution de l'érosion des berges. Cette méthode a été utilisée pour la première fois sur le bassin du Girou où l'on a estimé la contribution de l'érosion des berges à 30 % du flux total de sédiments. Nous avons appliqué la même méthode au bassin du Sénégal (KATTAN *et al.*, 1987) où on a estimé que l'érosion des berges représente de 13 à 22 % du tonnage exporté par le fleuve suivant les années. Sur les bassins de la Moselle et de la Mosig, KATTAN (1989) a estimé, par la même méthode, la contribution moyenne de l'érosion du lit à 18 et 26 % respectivement au cours de la période 1973-1983. Tous ces résultats sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus par différents auteurs en Europe, en Afrique et en Amérique.

L'estimation du tonnage de matériaux venant de l'érosion des berges et du lit (T_{berges}) permet alors de corriger la charge du ruissellement calculée en première approximation en attribuant la totalité des sédiments à l'érosion des versants. La charge corrigée du ruissellement est alors calculée en rapportant au volume d'eau ruisselée uniquement le tonnage de matériaux venant de l'érosion des versants :

$$C_{\text{r corrigée}} = (C_t Q_t - T_{\text{berges}}) / Q_r \quad (30)$$

Comme on a pu le voir dans le paragraphe précédent, les charges du ruissellement qui ont pu être calculées sans correction sont souvent supérieures à 1 g/l. La prise en compte du tonnage apporté par l'érosion des berges permet souvent de ramener les valeurs calculées de charge du ruissellement autour de 1 g/l. Ainsi, sur le Girou (ETCHANCHU et PROBST, 1986), cette charge passe de 1,45 g/l à 1,02 g/l après correction. De même sur le Sénégal (KATTAN *et al.*, 1987), elle passe de 1,3 à 1,1 g/l. Enfin pour l'ensemble des continents, nous avons corrigé la charge du ruissellement (1,39 g/l) en considérant, d'après les résultats obtenus sur les différents bassins, que l'érosion des berges représentait en moyenne 20 à 30 % du tonnage de matériaux exportés par l'ensemble des fleuves vers les océans. On obtient alors une concentration corrigée dans les eaux de ruissellement de 1,0 à 1,1 g/l en moyenne pour l'ensemble des continents (PROBST et SIGHA, 1989).

En ce qui concerne l'érosion des berges *sensu stricto*, il faudrait considérer uniquement l'érosion des matériaux sédimentaires anciens qui constituent les berges. En effet, les sédiments qui sont, la même année, érodés à l'amont, puis déposés à l'aval et repris ensuite par une crue exceptionnelle, ne devraient pas être comptabilisés dans le tonnage de matériaux venant de l'érosion des berges. Mais la méthode proposée ci-dessus ne permet pas de faire cette distinction.

III – BILAN GLOBAL ET MODÉLISATION DE L'ÉROSION MÉCANIQUE DES CONTINENTS

Les résultats qui sont présentés dans ce paragraphe n'ont pas encore été publiés. Une partie de ces résultats a fait l'objet de deux rapports de DEA (DUBUS, 1989 et MOMBOISSE, 1990) dont j'ai assuré la direction scientifique.

A – BILANS DE TRANSPORT DES SÉDIMENTS PAR LES GRANDS FLEUVES DU MONDE

Le dernier bilan précis de transport des sédiments des continents vers les océans a été réalisé par MIL-LIMAN et MEADE (1983) à partir des flux de matières exportées en suspension par les grands fleuves du monde. Ce bilan est chiffré à $13,5 \times 10^9$ tonnes de sédiments par an. Si l'on ramène ce tonnage à la surface des continents drainés vers les océans ($88,6 \times 10^6 \text{ km}^2$) par ces fleuves, on obtient un transport spécifique moyen de 152 t/km².an. Mais si l'on ramène ce tonnage d'une part à l'ensemble des surfaces continentales exorétiques ($115,7 \times 10^6 \text{ km}^2$) et d'autre part à la totalité des surfaces continentales ($148,9 \times 10^6 \text{ km}^2$), les transports spécifiques sont plus faibles et atteignent respectivement 117 et 91 t/km².an.

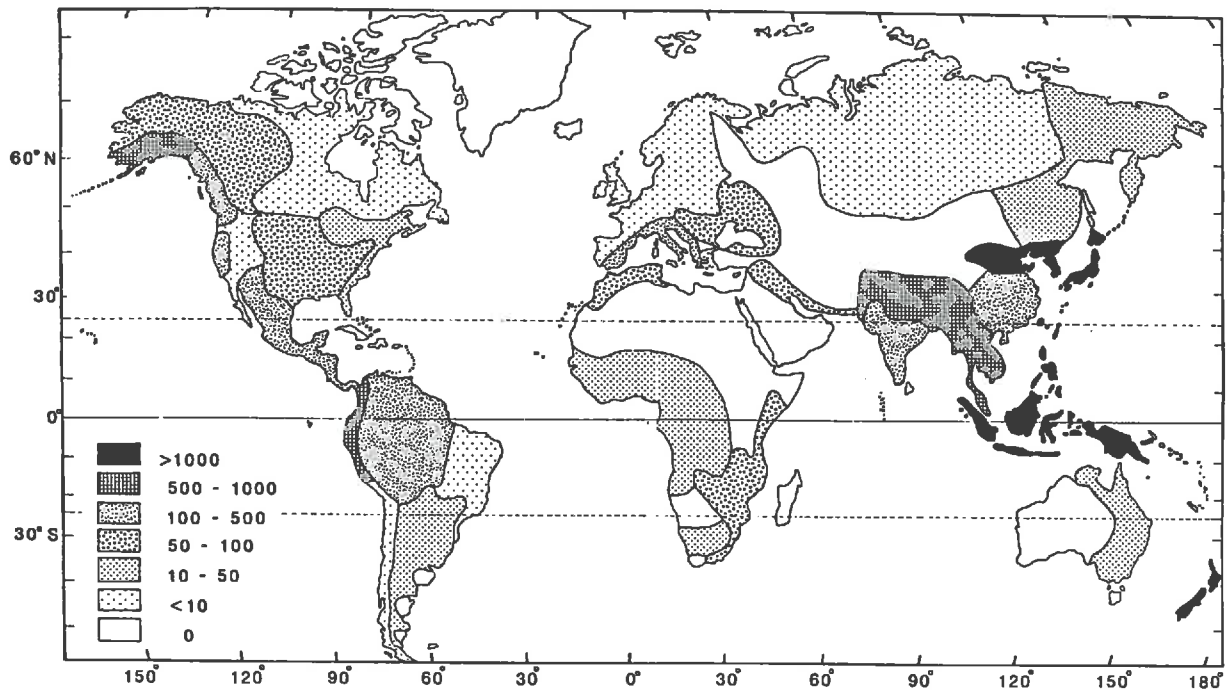


Fig.49 – Carte mondiale des transports solides spécifiques (en $t/km^2.an$) par les grands fleuves du monde (d'après MILLIMAN et MEADE, 1983)

MILLIMAN et MEADE (1983) ont également proposé une carte mondiale des transports solides spécifiques, établie d'après les flux de matières en suspension mesurés à l'exutoire des grands fleuves et ramenés à la surface totale de chaque bassin versant (fig. 49). Les données les plus récentes acquises ou publiées après 1983 ne changent pas fondamentalement l'ordre de grandeur de ce bilan global, comme on a pu le voir en introduction sur la figure 2. Régionalement par contre, il peut y avoir des différences importantes entre les chiffres publiés par MILLIMAN et MEADE (1983) et des données plus récentes, surtout quand leurs chiffres sont issus de publications plus anciennes. Ainsi le Maghreb est affecté d'un tonnage spécifique de 50 à 100 $t/km^2.an$, alors qu'il est probablement compris entre 500 et 1000 $t/km^2.an$ (WALLING, 1984 ; WALLING et WEBB, 1987 ; PROBST et AMIOTTE-SUCHET, sous presse).

Les données publiées par MILLIMAN et MEADE (1983) vont donc nous servir de support pour modéliser l'érosion mécanique continentale par latitude et par grands bassins fluviaux. Cependant, les données de transport des 45 grands bassins fluviaux que nous avons étudiés ont été mises à jour avec les données les plus récentes publiées par différents auteurs depuis 1983 (tab. 6).

La carte mondiale des transports spécifiques de sédiments par les fleuves, établie par MILLIMAN et MEADE (1983), nous a permis de déterminer la distribution latitudinale des transports solides (fig. 50). En moyenne, par bande de 10° de latitude, l'érosion mécanique ne dépasse jamais $300 t/km^2.an$. Elle est supérieure à $100 t/km^2.an$ de 10° de latitude sud à 40° de latitude nord et de 40° à 50° de latitude sud. On peut observer trois pics qui correspondent respectivement à des régions où l'érosion mécanique et les transports solides sont très actifs : Nouvelle-Zélande ($40-50^\circ S$), Indonésie et Andes ($0-10^\circ S$), Sud-Est asiatique et Himalaya ($20-40^\circ N$).

A partir des transports spécifiques, on peut calculer, d'une part les flux totaux de sédiments, et d'autre part les concentrations moyennes en suspension des eaux de surface par bande de latitude (fig. 51) en utilisant les données de BAUMGARTNER et REICHEL (1975) sur les surfaces et le drainage continental.

La distribution des flux montre deux pics principaux ($0-10^\circ$ de latitude sud et $20-40^\circ$ de latitude nord) qui atteignent chacun presque 3 milliards de tonnes, soit au total environ 60 % du flux total "continent-océan". On notera également que, dans la zone tropicale-équatoriale nord, les flux de sédiments sont relativement

Tableau 6 - Transports dissous et particuliers par les 45 grands fleuves sélectionnés

TS et TD, tonnages en suspension et en solution en 10^6 t/an ; Er_{me} et Er_{ch} , érosion mécanique et chimique moyenne des bassins versants en t/km²/an ; SiO₂, Ca²⁺, etc., érosion des différents éléments majeurs dissous en t/km²/an.

Références : 1- BIKSHAM et SUBRAMANIAN (1988), 2- HOLEMAN (1968), 3- MARTINS et PROBST (1991), 4- MEYBECK (1984), 5- MILLIMAN et MEADE (1983), 6- NKOUNKOU et PROBST (1987), 7- POCKLINGTON (1987), 8- ZHANG QUNYING et al. (1987), 9- PROBST et al. (soumis), 10- GITELSON (1988), 11- LIVINGSTONE (1963), 12- PAREDES (1982), 13- SUBRAMANIAN (1979), 14- DEPETRIS (1980), 15- SEYFERT (1982), 16- PETTINE et al. (1985), 17- PROBST et al. (1992 a)

N°	Bassins	TS 10 ⁶ t/an	TD	Er_{me}	Er_{ch}	Réf.	SiO ₂	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Réf.
				t/km ² .an			t/km ² .an								
1	Amazone	900	290	152	49	4,5	7,36	5,75	0,93	0,85	1,98	2,29	22,34	4,82	9
2	Congo	48	37	13	10	6	3,93	0,84	0,49	0,54	0,73	0,58	4,44	0,51	17
3	Mississippi	500	131	153	40	4,5	1,40	6,31	1,65	0,52	2,04	1,91	21,54	4,73	4
4	Parana	92	56	32	19	4,5	4,03	1,52	0,68	0,51	1,55	1,66	8,66	0,90	4
5	Ienissei	13	73	5	29	7	-	5,04	0,98	-	-	2,16	17,78	2,07	10
6	Lena	15	55	6	23	7	-	2,93	0,59	-	-	2,39	10,45	3,33	11
7	Ob	19	56	8,5	25	7	-	4,10	0,83	0,19	0,92	0,43	16,82	1,59	4
8	Amour	52	20	27	10	4,5	-	1,14	0,37	-	-	0,33	6,16	0,72	4
9	Nil	111	17	58	9	2,4	0,83	0,99	0,28	0,16	0,67	0,31	5,32	0,36	4
10	Yangtze	500	202	274	111	5,8	3,58	17,89	4,22	1,09	2,56	3,37	68,92	8,91	4
11	Gange-Brah.	1670	151	1000	91	4,5	3,45	14,81	2,84	2,18	2,37	3,06	59,05	3,75	4
12	Mackenzie	110	70	68	43	4,7	0,62	6,79	2,14	0,23	1,44	1,83	22,84	7,43	4
13	Niger	67	14	43	9	3,5	2,09	0,57	0,36	0,33	0,49	0,18	5,01	M	4
14	Zambèze	100	15	70	11	4,5	2,23	1,76	0,40	0,22	0,72	0,18	4,51	0,54	4
15	Murray	30	9	26	8	4,5	0,10	0,37	0,29	0,08	1,71	2,69	2,07	0,56	4
16	St Laurent	5	54	4,6	49	4,7	0,89	9,23	1,28	0,37	1,96	2,44	27,71	5,24	4
17	Orénoque	210	50	206	49	4,5	15,99	4,59	1,39	0,90	2,08	4,03	15,30	4,73	4
18	Tigre-Euph.	105	18	114	19,5	4,5	0,34	2,54	1,07	0,15	1,51	1,56	8,78	3,56	4
19	Indus	440	68	480	74	4,5	2,21	11,45	2,43	0,87	3,90	3,07	38,85	11,45	4
20	Mékong	160	59	188	70	4,5	6,22	9,98	2,25	1,41	2,53	3,72	40,70	2,67	4
21	Yukon	88	43	106	52	7	1,90	9,21	1,63	0,42	0,80	0,21	30,89	6,53	4
22	Huangho	1080	22	1327	27	5,8	0,57	3,54	1,55	0,31	4,09	4,11	7,83	5,01	4
23	Danube	67	60	86	77	4,5	1,26	12,33	2,26	0,25	2,26	4,90	47,81	6,04	4
24	Orange	17	2	23	2,8	3,5	0,25	0,27	0,12	0,03	0,20	0,16	1,61	0,11	4
25	Colorado	135	12	189	17	4,5	0,22	1,98	0,57	0,12	2,27	1,96	3,22	6,44	4
26	Columbia	36	35	54	52	4,5	3,94	7,14	1,92	0,60	2,33	1,31	28,56	6,42	4
27	Kolyma	6	4	9	6	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
28	S. Francisco	6	-	9,5	-	5	0,34	1,23	-	-	-	0,38	-	0,38	12
29	Si Kiang	69	45	149	97	4,5	4,94	29,35	3,49	0,66	1,00	0,92	50,76	5,58	8
30	Irrawadi	265	90	688	217	4,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
31	Indigirka	14	5	39	14	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32	Limpopo	49	-	143	-	5	0,23	0,28	0,18	0,30	0,07	0,21	2,10	0,08	11
33	Godavari	96	17	311	53	1,5	5,50	7,86	0,63	0,57	2,10	3,67	29,85	2,62	13
34	Magdalena	220	28	797	101	4,5	10,82	12,88	2,83	1,59	7,13	11,50	42,33	12,36	4
35	Sev. Dvina	5	21	19	80	7	1,40	9,99	6,13	4,49	7,25	14,39	21,32	15,27	11
36	Fraser	20	10	81	40	4,	5 2,12	6,93	0,93	0,32	0,67	0,04	25,99	3,46	4
37	Yana	3	-	12,5	-	5	-	0,99	0,25	-	-	0,18	3,83	0,34	11
38	Méhandi	62	-	318	-	5	3,09	3,57	3,26	0,51	3,50	10,65	20,96	5,15	13
39	Liao He	41	-	215	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40	Rufgi	17	-	94	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
41	Rio Negro	13	-	73	-	5	2,76	3,67	0,74	4,74	0,27	3,40	11,96	3,49	14
42	Hungho	130	-	970	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
43	Rhône	31	-	313	-	5	-	28,43	3,42	1,98	5,37	15,57	-	-	15
44	Pô	15	-	257	-	5	-	40,83	7,83	-	11,03	11,88	117,09	39,46	16
45	Susitna	25	-	490	-	5	6,27	17,96	2,67	-	-	5,65	53,18	13,80	11

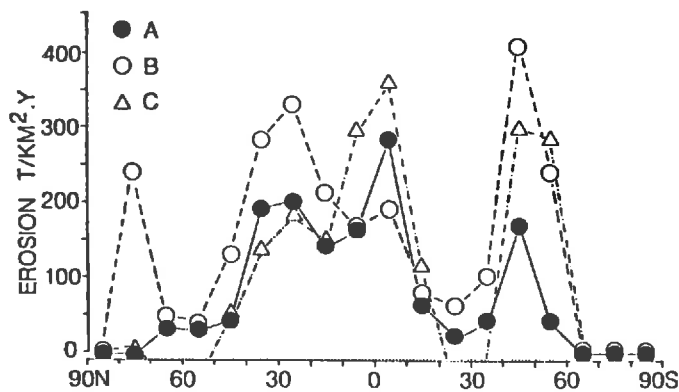


Fig.50 - Distribution latitudinale des intensités de l'érosion mécanique : A- calculée à partir des données de MILLIMAN et MEADE (1983), B- simulée à partir du modèle établi pour l'ensemble des grands bassins fluviaux (équation 42), C- simulée à partir du modèle établi pour l'ensemble des bandes de 10° de latitude (équation 99)

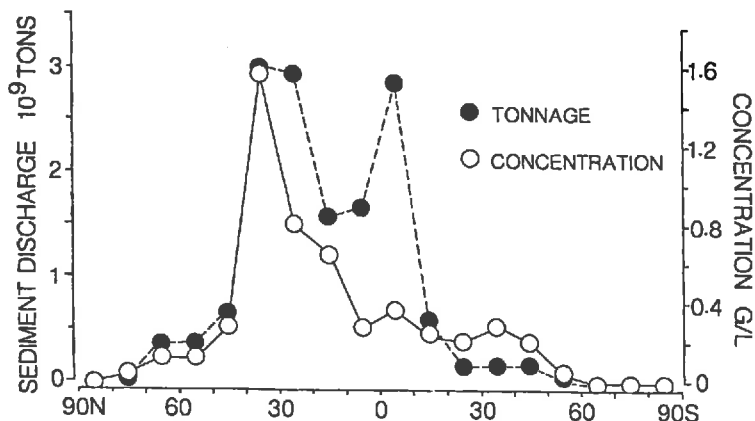


Fig.51 - Variations latitudinales des tonnages de sédiments évacués par les fleuves vers les océans et des concentrations moyennes en suspension (calculées à partir des données de MILLIMAN et MEADE (1983) et de BAUMGARTNER et REICHEL (1975))

importants (1,5 à 1,6 milliards de tonnes par bande de 10° de latitude). Pour les autres bandes, le tonnage est inférieur au milliard de tonnes, voire même inférieur à 0,5 milliard de tonnes de 10 à 90° de latitude sud et de 50 à 90° de latitude nord. En ce qui concerne la distribution des charges moyennes en suspension, on notera un pic principal qui correspond à la bande 30-40° de latitude nord et qui dépasse nettement 1 g/l. Or, c'est dans cette zone que se situe le bassin du Huang Ho qui draine les loess chinois, et dont la charge en suspension du fleuve atteint environ 20 g/l. Ce fleuve exporte à lui tout seul 8 % du flux total de sédiments "continent-océan". Pour les autres latitudes, à l'exception des latitudes 10-20° et 20-30°, les charges en suspension sont inférieures à 400 mg/l, et elles diminuent vers les hautes latitudes nord et sud.

B - RELATIONS SIMPLES ENTRE L'INTENSITÉ DE L'ÉROSION ET LES DIFFÉRENTS FACTEURS

De nombreux auteurs se sont attachés à déterminer l'influence des différents facteurs de l'érosion mécanique sur l'intensité des transports solides par les fleuves :

- paramètres géomorphologiques (SCHUMM, 1954 et 1963 ; AHNERT, 1970 ; MCPHERSON, 1975),
- paramètres climatiques (LANGBEIN et SCHUMM, 1958 ; FOURNIER, 1960 ; GUY, 1964 ; WILSON, 1973 et 1977 ; JANSSON, 1982 et 1988),
- paramètres anthropiques (COOPER et SNYDER, 1956 ; WOLMAN, 1967 ; DOUGLAS, 1967 et JUDSON, 1968).

Mais peu nombreux sont ceux qui ont considéré en même temps plusieurs facteurs (ANDERSON, 1954 ; LISITSYNA et ALEXandrova, 1972 ; TKACHEVA, 1974 ; JANSEN et PINTER, 1974 ; LAL *et al.*, 1977 ; PINET et SOURIAU, 1988 ; PHILLIPS, 1990).

Tableau 7 - Valeurs des coefficients de corrélation r de Pearson calculées entre les différents facteurs et les érosions mécanique (Er_{me}) et chimique (Er_{ch}), pour l'ensemble des grands bassins fluviaux ($r > 0,250$ significatif à 10 % au moins) et pour les bandes continentales de 10° de latitude ($r > 0,295$ significatif à 10 % au moins)

S- surface, H- altitude, Pt- pente, I_{Pt} - indice de pente, I_{lith} - indice de dureté des roches, $I_{végé}$ - indice de végétation, IC- intensité culturelle, I_{ps} - indice de protection des sols par la végétation, P- précipitation, D- drainage, T- température de l'air

BASSINS FLUVIAUX (n = 45)												
	Er_{me}	Er_{ch}	S	H	Pt	I_{lith}	$I_{végé}$	IC	I_{ps}	P	D	T
Er_{me}		0,468	-0,210	0,564	0,397	0,399	0,052	0,281	-0,103	0,425	0,390	0,289
Er_{ch}	0,866		-0,244	0,157	0,403	0,331	0,440	0,167	0,279	0,535	0,695	0,236
S	-0,131	-0,152		-0,134	-0,396	0,135	0,098	-0,090	0,144	0,231	0,075	0,085
H	-0,096	-0,263	0,449		0,554	0,114	-0,298	0,065	-0,270	0,030	0,016	0,141
I_{Pt}	0,570	0,506	-0,441	-0,040		0,063	0,233	-0,056	0,191	-0,025	0,385	-0,162
I_{lith}	-	-	-	-	-		-0,018	0,093	-0,057	0,217	0,336	0,037
$I_{végé}$	0,394	0,618	-0,106	-0,464	0,327	-		0,033	0,746	0,328	0,607	-0,283
IC	0,044	0,159	0,076	-0,074	0,022	-	0,381		-0,618	0,263	-0,082	0,330
I_{ps}	0,412	0,606	-0,122	-0,471	0,334	-	0,952	0,089		0,107	0,549	-0,402
P	0,725	0,723	-0,264	-0,260	0,597	-	0,675	-0,005	0,730		0,673	0,641
D	0,718	0,722	-0,325	-0,248	0,631	-	0,524	-0,136	0,600	0,924		0,237
T	0,359	0,349	-0,162	-0,569	0,235	-	0,624	0,292	0,594	0,550	0,315	

CONTINENTS PAR BANDE DE 10° DE LATITUDE (n = 50)

L'influence de ces différents facteurs sur l'érosion et les nombreux modèles proposés par les différents auteurs ont été présentés et discutés par JANSSON (1982) dans un travail de synthèse sur l'érosion par l'eau sous différents climats. Il faut noter que les paramètres les plus fréquemment pris en compte dans ces études sont le relief (altitude et pente), les précipitations et le drainage. La végétation, les cultures et la nature des roches sont rarement étudiées, et le modèle proposé par JANSEN et PAINTER (1974) est le seul qui introduise la végétation et la géologie des bassins.

Dans notre étude, nous avons testé tous les facteurs qui ont été étudiés dans le chapitre I, c'est-à-dire l'altitude, les pentes, la surface, le drainage, les précipitations, la température de l'air, la dureté des roches, la végétation et l'intensité culturelle. Tous ces facteurs ont été testés aussi bien par latitude et par continent que par grands bassins fluviaux, et les valeurs des coefficients de corrélation entre ces différents facteurs et l'érosion sont reportées dans le tableau 7. On présentera ici à titre d'exemple trois relations simples entre les différents facteurs et l'intensité de l'érosion pour montrer finalement la complexité de ces relations.

1. Les facteurs géomorphologiques (altitude et pente)

Sur les 45 grands bassins fluviaux que nous avons étudiés, PINET et SOURIAU (1988) ont déjà montré le rôle prédominant de l'altitude moyenne des bassins sur l'intensité des transports solides spécifiques, après avoir testé différents paramètres (longueur du cours d'eau, surface du bassin, altitude, drainage, précipitation et température). Cette étude leur a permis de calculer deux équations pour les relations entre l'altitude (H en m) et l'érosion mécanique (Er en t/km².an) :

- l'une pour les bassins à orogènes anciens (> 250 Ma)

$$Er = 0,16H - 47,5 \quad (31)$$

- l'autre pour les bassins à orogènes récents (< 250 Ma)

$$Er = 1,05H - 612 \quad (32)$$

Ils montrent ainsi que, pour une même altitude moyenne, l'érosion mécanique est plus forte sur les bassins à orogènes récents que sur ceux à orogènes anciens. Mais comme nous avons pu le voir dans le chapitre II, il existe le même genre de relation entre la moyenne des pentes des bassins et l'altitude moyenne (fig. 13, chapitre I). Ainsi, pour une même altitude, les pentes sont plus élevées sur les bassins à orogènes récents que sur ceux à orogènes anciens. Il est donc probable que l'altitude ne soit pas le paramètre géomorphologique qui explique le mieux l'érosion, mais que ce soient plutôt les pentes. D'ailleurs, on peut voir sur la figure 52 qu'il y a une assez bonne relation entre l'érosion mécanique et la pente pour les 45 bassins étudiés, à l'exception des bassins du Huang Ho, du Hungho et du Gange-Brahmapoutre pour des raisons que nous avons déjà évoquées dans le chapitre II (pentes faibles dues aux plateaux du Tibet et érosions fortes dues à la nature des matériaux du bassin). L'équation de cette relation est de la forme :

$$Er (t/km^2.an) = 14,621 Pt (%) \quad (33)$$

avec $r = 0,766$ pour $n = 42$ bassins, significatif à 0,01 %.

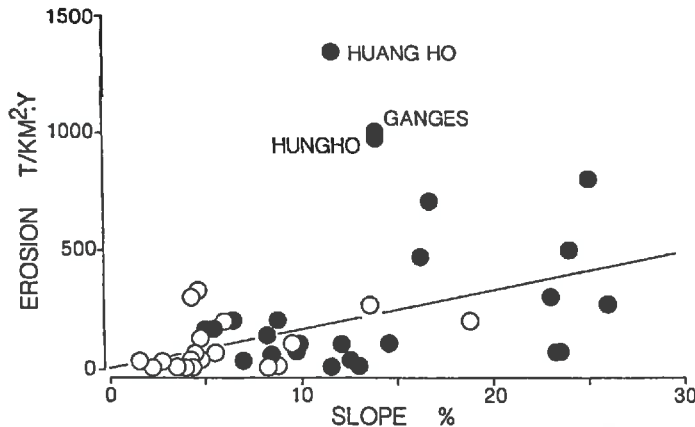


Fig.52 - Relation entre l'intensité moyenne de l'érosion mécanique et la moyenne des pentes pour les grands bassins fluviaux du monde. En noir, les bassins à orogènes récents et en blanc, les bassins à orogènes anciens. Les bassins du Huang Ho, du Gange-Brahmapoutre et du Hungho s'écartent du nuage de points car ils drainent les hauts plateaux du Tibet

Nous avons choisi d'adapter une équation linéaire sans ordonnée à l'origine, car les premiers calculs donnaient une ordonnée voisine de zéro avec une erreur très importante. Sur cette relation (fig. 52), on ne peut plus regrouper les bassins à orogènes anciens et ceux à orogènes récents, car les deux nuages de points sont superposés.

2. Les facteurs climatiques et biologiques

Il s'agit maintenant d'analyser l'influence respective des précipitations et de la végétation sur l'intensité de l'érosion mécanique, car ces deux facteurs sont très liés, comme nous avons pu le voir dans le chapitre II. De plus, ils sont en compétition vis-à-vis de l'érosion mécanique qui augmente avec l'intensité des précipitations, alors que la végétation, qui augmente aussi avec les précipitations, protège au contraire les sols contre l'érosion mécanique. Cette analyse a déjà été effectuée par LANGBEIN et SCHUMM (1958) sur 265 petits bassins versants situés dans l'Est et le centre des Etats-Unis, et par WILSON (1969) sur 1500 petits bassins à travers le monde.

Ainsi, comme on peut le voir sur la figure 53, la relation entre l'intensité de l'érosion mécanique et les précipitations n'est pas simple, que ce soit pour l'ensemble des bassins fluviaux ou pour les bandes latitudinales de continents. Si l'on compare ces deux relations avec l'évolution de l'indice de protection des sols par la végétation en fonction des précipitations (fig. 11, chapitre I), on s'aperçoit que, quand cet indice atteint son premier maximum vers 600-800 mm de précipitations annuelles, l'intensité de l'érosion est à son minimum. Au-delà, l'érosion augmente en même temps que l'intensité des précipitations et que la protection des sols par la végétation. De 0 à 600 mm de précipitations, l'intensité de l'érosion augmente rapidement, passe par un maximum vers 400 mm car la végétation n'est pas encore suffisante pour protéger les sols (régions semi-arides), puis elle décroît quand la végétation commence à être efficace. Il faut noter qu'au-delà de 1000 à 1200 mm de précipitations la protection des sols par la végétation augmente plus faiblement en

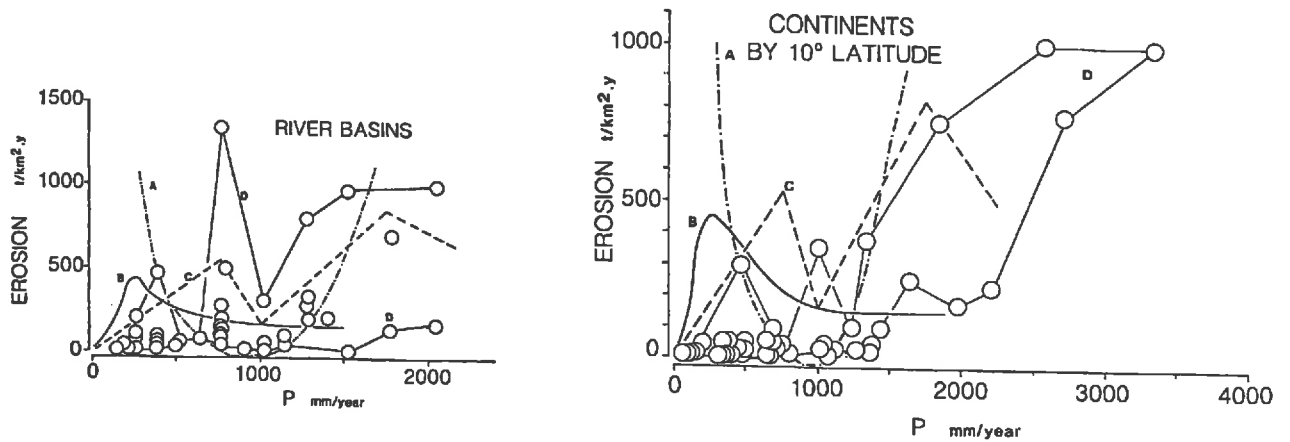


Fig.53 – Evolutions de l'intensité de l'érosion mécanique en fonction des précipitations moyennes annuelles, sur l'ensemble des grands bassins fluviaux (à gauche) et sur l'ensemble des bandes continentales de 10° de latitude (à droite)

A- FOURNIER (1949), B- LANGBEIN et SCHUMM (1958), C- WILSON (1969) et D- cette étude (ronds blancs)

fonction des précipitations, expliquant ainsi une reprise et une augmentation rapide de l'intensité de l'érosion à partir de 1000 mm environ de précipitations.

3. Le facteur lithologique

Nous avons pu voir que la sensibilité des roches à l'érosion mécanique pouvait être, comme dans le cas du Huang Ho (loess chinois), un facteur prédominant de l'érosion mécanique. Dans une étude récente réalisée à partir des données bibliographiques de transports solides de 153 bassins versants de tailles différentes au Maghreb (SOGREAH, 1983), nous avons montré que les relations entre l'intensité de l'érosion mécanique et les précipitations ou le drainage n'étaient pas simples et qu'elles dépendaient de la dureté des roches des bassins (PROBST et AMIOTTE-SUCHET, sous presse). Ainsi, comme on peut le voir sur la figure 55, la pente de la relation entre l'érosion (E_r en $t/km^2.an$) et le drainage (D en mm/an) augmente au fur et à mesure que les roches des bassins versants sont plus tendres et donc plus sensibles à l'érosion mécanique. Les équations de ces relations calculées par types de roches sont les suivantes :

– roches tendres (marnes et marno-grès)

$$E_r = D^{1,81} \quad (34)$$

– roches moyennes (marno-calcaires, shales et pélites)

$$E_r = D^{1,41} \quad (35)$$

– roches dures (micaschistes, calcaires, grès et granites)

$$E_r = D^{1,2} \quad (36)$$

Il faut noter que, dans cette région semi-aride où la végétation protège très peu les sols et où les cours d'eau ont souvent un régime torrentiel, les intensités de l'érosion mécanique sont très fortes, pouvant atteindre par endroit $6000 t/km^2.an$.

Pour les 45 grands bassins fluviaux, on peut voir également sur la figure 54 qu'il y a une assez bonne relation entre l'intensité de l'érosion et l'indice de sensibilité des roches à l'érosion mécanique (I_{lith}), indice qui augmente avec l'érodibilité des roches, de 1 (roches métamorphiques) à 40 (alluvions récentes). La relation calculée pour l'ensemble des bassins est la suivante :

$$E_r (t/km^2.an) = 19,7 I_{lith} - 19,5 \quad (37)$$

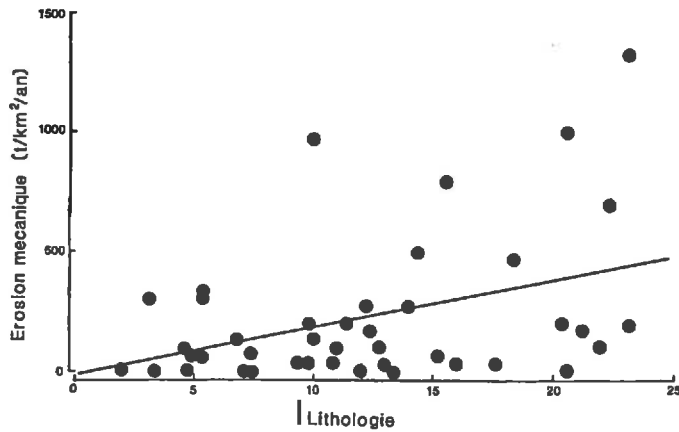


Fig.54 - Relation entre l'intensité de l'érosion mécanique et l'indice de sensibilité des roches à l'érosion mécanique pour l'ensemble des 45 grands bassins fluviaux du monde

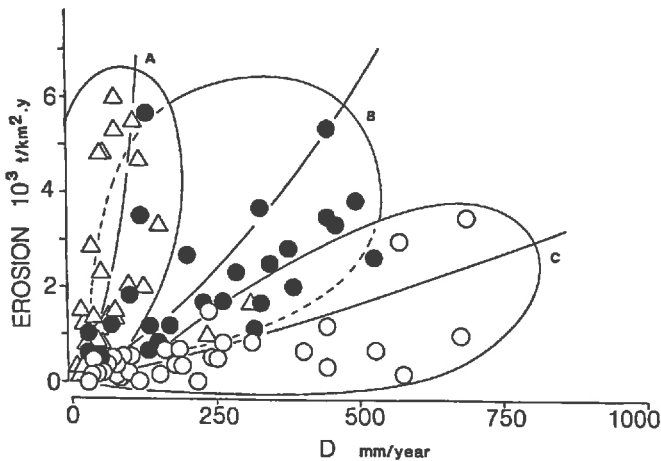


Fig.55 - Influence de la dureté des roches sur la relation entre l'intensité de l'érosion mécanique et le drainage pour 153 bassins versants du Maghreb (d'après PROBST et AMIOTTE-SUCHET, sous presse). A- marnes et marno-grès (triangles blancs), B- marno-calcaires, shales et pélites (ronds noirs), C- micaschistes, calcaires, grès et granites (ronds blancs)

avec $r = 0,40$, significatif à 0,66%. Le nuage de points de cette relation reste malgré tout assez dispersé, montrant ainsi que la nature des roches n'est pas le seul facteur qui règle l'intensité de l'érosion mécanique.

4. Conclusion

Au travers de ces quelques exemples, nous avons pu voir qu'il n'existe pas vraiment de relations simples entre l'érosion mécanique et chacun des facteurs supposés jouer un rôle déterminant sur l'érosion. On sera donc obligé de tenir compte de plusieurs facteurs en même temps pour comprendre les mécanismes qui règlent l'intensité de l'érosion mécanique des continents et modéliser les bilans des transferts de matières "continent-océan".

C - MODÉLISATION DE L'ÉROSION MÉCANIQUE DES CONTINENTS

1. Procédure de calcul

Il s'agit ici de mettre en relation l'érosion mécanique avec l'ensemble des facteurs qui sont susceptibles de la contrôler, et de déterminer le ou les facteurs qui agissent significativement sur son intensité. Les modèles sont donc des régressions multivariées que nous avons calculées en utilisant les procédures de calcul STEPWISE et RSQUARE du logiciel de traitement de données SAS (SAS Institute Inc., 1985). Ces procédures de régression ont été discutées en détail par HOCKING (1976) et JUDGE *et al.* (1980).

Dans ces procédures de régression multiple, les variables explicatives (les facteurs de l'érosion) sont introduites les unes après les autres dans les modèles, et à chaque étape du calcul la procédure introduit, dans le modèle à p variables, la variable qui permet d'obtenir le meilleur coefficient de corrélation pour le modèle suivant à $p+1$ variables. La sélection du meilleur modèle est basée sur le calcul à chaque étape d'un coefficient statistique, le C_p de MALLOW (1973) qui mesure le carré de l'erreur totale pour un modèle à p variables. La formule de calcul de ce coefficient est la suivante :

$$C_p = (SSE_p/MSE) - (N - 2p) + 1 \quad (38)$$

avec SSE_p , la somme des carrés des erreurs pour le modèle à p variables ; MSE , la moyenne des carrés des erreurs (variance) pour le modèle complet ; N , la taille de l'échantillon ; p , le nombre de variables introduites dans le modèle.

Quand le C_p est inférieur à $p+1$, le modèle est incomplètement spécifié ; au contraire, quand C_p est supérieur à $p+1$ le modèle est trop spécifié, il contient trop de variables. MALLOW (1973) recommande de sélectionner le modèle dont le C_p se rapproche le plus de $p+1$. Aussi, dans cette étude, nous retiendrons le premier modèle dont le C_p est immédiatement supérieur à $p+1$, à condition que les variables soient toutes significatives au moins à 10 %. Ce modèle sera donc légèrement surspécifié, mais la variance sera plus réduite. Pour faciliter le choix de ce modèle, on représentera sur un graphique l'évolution du C_p en fonction de $p+1$ (fig. 56).

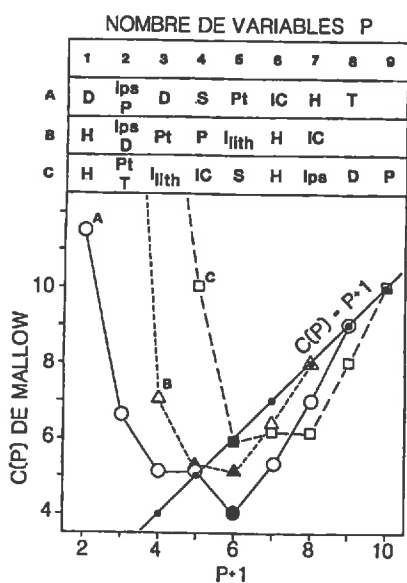


Fig.56 - Evolutions du C_p de MALLOW (1973) en fonction de $p+1$, avec p le nombre de variables entrées dans le modèle

A- modèle par latitudes et par continents, B- modèle par grands bassins fluviaux (sans la surface et la température), C- modèle complet par grands bassins fluviaux. Variables entrées dans les modèles et ordre d'introduction : D- drainage, P- précipitation, S- surface, T- température, H- altitude, Pt- pente, IC- intensité culturale, I_{ps} - indice de protection des sols par la végétation, I_{lith} - indice de sensibilité des roches à l'érosion mécanique

2. Résultats

Cette procédure de calcul a été appliquée d'une part, à l'ensemble des bandes latitudinales de 10° ($n = 50$), et d'autre part, à l'ensemble des grands bassins fluviaux ($n = 45$).

a) Modèle obtenu par latitude et par continent

La variable dépendante est l'érosion mécanique (E_r en $t/km^2.an$) et les 8 variables explicatives qui ont été testées sont les suivantes : la surface des bandes continentales (S en $10^3 km^2$), l'altitude moyenne (H en m), l'indice de pente (I_{Pt} en %), l'intensité culturale (IC en %), l'indice de protection des sols par la végétation (I_{ps} de 0 à 6), les précipitations (P en mm), le drainage (D en mm) et la température de l'air (T en $^\circ C$). Nous n'avons pas encore testé ici l'indice de dureté des roches. Les valeurs des coefficients de corrélation entre ces différents facteurs et avec l'érosion mécanique sont donnés dans le tableau 7.

Les résultats des différentes étapes de calcul sont représentés sur la figure 56 où l'on peut voir que le meilleur modèle à sélectionner est un modèle à 5 variables : précipitations, drainage, indice de protection des sols, surface et pentes. Les autres variables (intensité culturale, altitude et température) n'apportent rien de plus au modèle initial à 5 variables. Il faut noter que les 2 premières variables qui rentrent dans le modèle sont le drainage et les précipitations. Puis la procédure de calcul introduit la protection des sols et la surface, et en dernier les pentes. L'équation du modèle sélectionné que nous retiendrons est la suivante :

$$Er = -74,053 + 0,205 \times P + 0,222 \times D + 48,296 \times I_{Pt} + 0,017 \times S - 57,191 \times I_{ps} \quad (39)$$

avec $r = 0,879$, significatif à 0,01 %.

Toutes les variables sélectionnées dans ce modèle ont un seuil de signification inférieur à 10 % : P à 1,39 %, D à 7,88 %, I_{Pt} à 8,11 %, S à 6,99 % et I_{ps} à 1,29 %.

Les valeurs d'érosion simulées en utilisant ce modèle ont été regroupées par bandes de 10° de latitude en pondérant pour chaque bande les valeurs calculées par la surface des différents morceaux de continents, de manière à obtenir une valeur moyenne d'érosion par bande de 10°. Ainsi comme on peut le voir sur la figure 50, la distribution latitudinale de l'érosion obtenue à partir de ce modèle est tout à fait comparable à celle obtenue à partir des données de MILLIMAN et MEADE (1983), à l'exception des latitudes 20 à 40° S et 50 à 70° N pour lesquelles le modèle donne des valeurs négatives d'érosion probablement à cause de la faiblesse des pentes, des précipitations et du drainage, alors que l'indice de protection des sols est relativement élevé sous ces latitudes. Néanmoins, le tonnage global de sédiments exportés vers les océans est estimé par ce modèle à $14,480 \times 10^9$ t/an. Ce tonnage est très proche de celui de MILLIMAN et MEADE (1983) estimé à $13,505 \times 10^9$ t/an.

b) Modèles obtenus par bassins fluviaux

On a testé ici en plus l'indice de dureté des roches (I_{lith} de 1 à 40) et on a remplacé l'indice de pente par la moyenne des pentes (Pt en %) calculées à partir des données de MOORE et MARK (1986), soit au total 9 variables explicatives. De plus, les variables explicatives et la variable dépendante ont été transformées en logarithme népérien (ln) et on a retenu pour chaque variable la forme (ln ou non) qui présentait le meilleur coefficient de corrélation avec le logarithme népérien de l'érosion (ln Er). Ainsi, nous avons introduit dans la procédure de calcul les formes suivantes des variables : D, ln P, ln S, H, ln Pt, I_{lith} , IC, I_{ps} et T. Les différentes étapes du calcul de régression sont représentées sur la figure 56 qui montre que le meilleur modèle contient 5 variables. L'équation de ce modèle est la suivante :

$$\begin{aligned} \ln Er = & 2,58 \times 10^{-3} + 1,056 \times \ln Pt + 0,0787 \times I_{lith} \\ & + 0,0207 \times IC + 0,0622 \times T - 0,2948 \times \ln S \end{aligned} \quad (40)$$

avec $r = 0,879$, significatif à 0,01 %.

Dans ce modèle les seuils de signification de toutes les variables sont inférieurs à 2 %. Comme on peut le voir sur la figure 57, les valeurs obtenues à partir de ce modèle sont relativement bien ajustées aux valeurs observées.

La première variable qui est rentrée dans le premier modèle est l'altitude : c'est bien ce que nous ont montré PINET et SOURIAU (1988). Mais dans le deuxième modèle l'altitude est remplacée par la pente et la température qui seront conservées jusqu'au modèle à 5 variables qui a été retenu. Après les pentes et la température, la procédure de régression introduit dans l'ordre l'intensité culturale et la surface des bassins. Il faut souligner que la surface des bassins est affectée d'un coefficient négatif qui montre bien que, plus la surface d'un bassin est grande, plus le transport spécifique de sédiments par le fleuve va diminuer grâce à la sédimentation à l'aval des bassins et dans les plaines alluviales. On peut également noter que, parmi les paramètres hydroclimatiques (P, D et T), seule la température a été retenue par la procédure, le drainage et les précipitations n'étant introduits qu'en dernier. Ceci est assez surprenant, car il n'y a pas de raison pour que la température de l'air influe directement sur l'intensité de l'érosion mécanique, sauf dans les régions froides où les phénomènes périglaciaires jouent un rôle important sur l'érosion mécanique des sols, mais

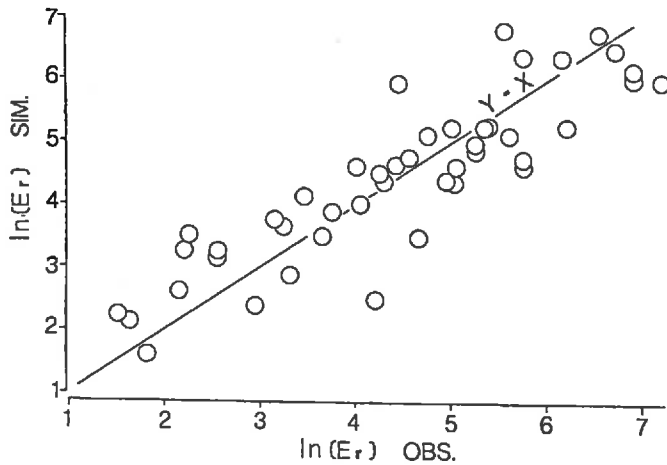


Fig.57 - Relation entre l'intensité de l'érosion observée et celle calculée à partir du modèle (équation 40) pour l'ensemble des 45 grands bassins fluviaux du monde

dans ce cas le facteur température serait affecté d'un coefficient négatif dans le modèle. En fait, il y a une bonne relation entre température et précipitations ($r = +0,641$) ou même entre température et drainage ($r = +0,237$) comme nous l'avons montré dans le chapitre II (PROBST et TARDY, 1989).

Nous avons donc recommencé les calculs en éliminant la température, mais aussi la surface des bassins, car il est impossible d'extrapoler un modèle établi pour les bassins (équation 40) à l'ensemble des continents si ce modèle tient compte des surfaces. Les étapes du calcul de régression sont reportées sur la figure 56. On retiendra ici deux modèles (4 et 5 variables), car dans le modèle à 5 variables l'indice de protection des sols est significatif à 15,5 % seulement. Les équations des deux modèles retenus sont les suivantes :

- modèle à 4 variables :

$$\ln Er = 1,561 + 0,9655 \times \ln Pt + 0,0023 \times D + 0,5692 \times \ln P - 0,8660 \times I_{ps} \quad (41)$$

avec $r = 0,834$, significatif à 0,01 %, seuils de signification des variables inférieurs à 10 % ;

- modèle à 5 variables :

$$\begin{aligned} \ln Er = & -72,3 \times 10^{-3} + 1,028 \ln Pt + 0,0365 \times I_{lith} \\ & + 0,6932 \times \ln P + 0,0016 \times D - 0,7516 \times I_{ps} \end{aligned} \quad (42)$$

avec $r = 0,843$, significatif à 0,01 %, seuils de signification des variables inférieurs à 10 % sauf I_{ps} à 15,5 %.

Le deuxième modèle reprend les variables du premier et introduit en plus l'indice de dureté des roches (I_{lith}). Les calculs de régression (fig. 56) montrent que, comme dans le dernier cas, c'est l'altitude qui arrive en premier, puis elle est remplacée ici par le drainage et la protection des sols par la végétation qui restent jusqu'au modèle final. On voit apparaître ensuite, dans l'ordre : les pentes, les précipitations et l'indice de dureté des roches. Là encore, l'altitude et l'intensité culturale sont introduites en dernières positions.

L'extrapolation de ces deux modèles à l'ensemble des continents, en utilisant les caractéristiques moyennes des différents paramètres par bande de 10° de latitude, donnent des flux totaux de sédiments "continent-océan" nettement plus élevés que celui obtenu à partir du modèle établi par bande de latitude, et que le tonnage (13,5 milliards de tonnes par an) estimé par MILLIMAN et MEADE (1983). En effet, les équations 41 et 42 donnent respectivement des flux totaux de sédiments de 22,9 et 21,7 milliards de tonnes par an. Ces tonnages sont en revanche plus proches des estimations faites par JANSEN et PAINTER (1974) par extrapolation d'un modèle établi à partir des données de 79 bassins versants de plus de 5000 km² :

$$\begin{aligned} \log Er = & -2,032 + 0,100 \times \log D - 0,314 \times \log S + 0,750 \times \log H + 1,104 \times \log P \\ & + 0,368 \times \log T - 2,324 \times \log V + 0,786 \times \log G \end{aligned} \quad (43)$$

Les variables et les unités sont les mêmes que dans nos modèles, sauf S en km², et V et G qui sont les indices de végétation (désert = 1 à forêt = 4) et de géologie (2 à 6 en fonction de l'âge et de la position des

roches dans le bassin). De plus, JANSEN et PAINTER (1974) ont déterminé le même type d'équation pour chaque zone climatique, et l'extrapolation de toutes ces équations leur a permis d'estimer le flux total de sédiments pour l'ensemble des continents à 26,7 milliards de tonnes par an.

Enfin, les valeurs moyennes des différents paramètres, calculées pour chaque bande de 10° de latitude, nous ont permis de reconstituer, à partir de l'équation 42, les variations latitudinales de l'érosion (fig. 50). Ces variations suivent plus ou moins celles obtenues à partir des données de MILLIMAN et MEADE (1983), mais les valeurs simulées sont en général plus fortes, à l'exception de celles qu'on obtient pour les latitudes équatoriales (10° S à 10° N).

CONCLUSION

Les résultats de ce chapitre montrent que les transports de matières en suspension par les fleuves sont étroitement corrélés aux variations de débit, et notamment aux débits du ruissellement superficiel, qui est l'écoulement responsable de l'érosion mécanique des continents. L'estimation de cet écoulement de surface à partir d'un modèle hydrologique (HYDEC : DECoupage des HYdrogrammes) ou d'une analyse spectrale des fluctuations du débit fluvial a permis de déterminer de bonnes relations entre la charge solide du fleuve et le débit du ruissellement. On a pu ensuite montrer que la charge solide du ruissellement est constante pour un bassin donné, et qu'elle est du même ordre de grandeur, 1 g/l, d'un bassin à l'autre. Finalement, on a pu montrer que la charge solide d'un fleuve résulte de la somme de deux principales contributions :

- la première, la plus importante, correspond à l'érosion mécanique des versants par ruissellement superficiel dont la charge est constante (1 g/l). Son flux de matières est dilué dans le fleuve par la contribution des débits des autres écoulements, diminuant ainsi la charge initiale du ruissellement ;
- la deuxième, moins importante, est fournie par l'érosion des berges et du lit du fleuve, augmentant ainsi directement la charge en suspension du fleuve. Mais cette catégorie d'apport peut être négative si une partie des matériaux transportés est sédimentée au fond du lit, derrière les barrages ou les retenues, et dans les plaines alluviales, diminuant de ce fait la charge solide initiale du fleuve.

Mais le drainage n'est pas le seul facteur qui contrôle l'intensité de l'érosion mécanique et les transports solides fluviaux. Ainsi, après avoir déterminé l'influence des différents paramètres hydroclimatiques, physiques, lithologiques, biologiques et anthropiques sur l'érosion mécanique des grands bassins fluviaux et des bandes continentales de 10° de latitude, on a montré que les facteurs de l'érosion les plus significatifs étaient : les *pent*es plutôt que l'altitude, les *précipitations*, le *drainage*, et la *nature physique des roches* (érodibilité) qui favorisent l'érosion mécanique, mais aussi la *protection des sols par la végétation* plutôt que l'intensité culturale, et la *superficie* des bassins versants qui limitent l'érosion et le transport des sédiments vers les océans. Les régressions multiples que nous avons pu calculer entre l'érosion mécanique et les différents facteurs qui la contrôlent nous ont permis d'estimer, par extrapolation à l'ensemble des continents, le transfert actuel de sédiments "continent-océan" à 14,48 milliards de tonnes par an à partir du modèle établi par latitude et par continent, et à 21,7-22,9 milliards de tonnes par an à partir des modèles établis par grands bassins fluviaux.

Chapitre IV

ÉROSION CHIMIQUE ACTUELLE DES CONTINENTS. BILAN DU CO₂ CONSOMMÉ PAR ALTÉRATION

INTRODUCTION

L'érosion chimique tend à approfondir les sols au détriment des roches. C'est souvent le prélude à l'érosion mécanique. Elle consiste à dissoudre ou à hydrolyser les minéraux primaires des roches, libérant ainsi en solution des éléments qui sont lessivés par les eaux de drainage et évacués soit directement, soit indirectement en passant par les nappes souterraines, vers les fleuves où ces éléments peuvent être exportés vers les océans. La mesure des transports dissous par les fleuves vers les océans est donc encore aujourd'hui la meilleure façon d'estimer la vitesse moyenne de l'érosion chimique actuelle des continents. Mais l'altération chimique continentale n'est pas la seule source qui alimente les flux d'éléments dissous exportés par les fleuves. Une partie de ces flux provient des apports atmosphériques par les précipitations (cations et anions) et une autre partie est fournie par le CO₂ atmosphérique qui est utilisé lors de l'altération des minéraux silicatés et des carbonates, et qui libèrent des ions bicarbonates en solution. De plus dans certaines régions du monde, les transports fluviaux sont augmentés par les apports dissous des pollutions anthropiques, qu'elles soient industrielles, agricoles ou domestiques, et qu'elles parviennent au fleuve de façon ponctuelle ou diffuse.

Enfin, au cours de leur transport dans le fleuve, les flux d'éléments dissous peuvent être modifiés par des échanges avec la plaine alluviale, les sédiments du lit (adsorption, désorption) ou les organismes biologiques, et par diverses réactions biogéochimiques comme la précipitation ou la dissolution de certains minéraux, l'oxydation de la matière organique, et la dénitrification.

Ainsi dans les régions non influencées par les activités anthropiques, le bilan de l'érosion chimique est obtenu par différence entre les transports fluviaux dissous et les apports atmosphériques (CO₂ + ions en solution). Par contre dans les régions polluées, il faut aussi tenir compte des flux de pollutions.

Parmi les auteurs qui se sont déjà attachés à quantifier les transports dissous par les fleuves et les bilans de l'érosion chimique des continents et du CO₂ consommé par l'altération, il faut citer CLARKE (1924), ALEKIN et BRAZHNKOVA (1960 et 1968), DURUM *et al.* (1960), LIVINGSTONE (1963), GIBBS (1970), JANDA (1971), GARRELS et MACKENZIE (1971), GARRELS *et al.* (1975), HOLLAND (1978), MEYBECK (1979 et 1987), STALLARD (1980), DEGENS (1982), DEGENS *et al.* (1983, 1985, 1987 et 1988), BERNER *et al.* (1983), GOLTERMAN *et al.* (1983), WALLING et WEBB (1983 b et 1987), WOLLAST et MACKENZIE (1983), BERNER et BERNER (1987), LERMAN et MEYBECK (1988).

Dans ce chapitre, on résumera les résultats obtenus sur les bilans de transfert des éléments dissous sur les différents bassins versants que nous avons étudiés en Europe, en Afrique et en Amérique du Sud. On présente les bilans d'érosion chimique de ces bassins, calculés à partir des transports en solution, ainsi que les bilans du CO₂ consommé par l'érosion chimique sur ces bassins versants. Sur les bassins soumis aux influences anthropiques, on présente les bilans et les mécanismes de transfert de l'azote et du phosphore. On détermine à l'échelle globale, pour l'ensemble des grands bassins fluviaux et des bandes continentales de 10° de latitude, l'influence des différents facteurs sur l'intensité de l'érosion chimique et on calcule, pour chaque élément majeur dissous, des régressions simples ou multiples entre les flux "continent-océan" et les

différents facteurs de l'érosion. Enfin, on reconstitue les variations, au cours des 100 dernières années, du flux de CO₂ consommé par l'érosion chimique des continents en utilisant les fluctuations du drainage continental et les relations entre le drainage et les teneurs en ions bicarbonates dans les eaux fluviales.

Les résultats de ce chapitre ont déjà été publiés en partie dans différentes publications parmi lesquelles on peut citer : PROBST (1985 a, 1986), PROBST et BAZERBACHI (1986), ETCHANCHU et PROBST (1988), KATTAN *et al.* (1986), NKOUNKOU et PROBST (1987), MARTINS et PROBST (1991), MORTATTI *et al.* (1992), PROBST (1992), PROBST *et al.* (1992 a), PROBST *et al.* (1992 b), PROBST *et al.* (soumis). Certains résultats ont été présentés dans des mémoires de thèses (ETCHANCHU, 1988 ; KATTAN, 1989 ; NKOUNKOU, 1989 ; ORANGE, 1990) et des rapports de DEA (ETCHANCHU, 1983 ; WATHA-NDOUDY, 1987 ; GOMA, 1988 ; DUBUS, 1989 ; MOMBOISSE, 1990). Enfin, certains résultats sont encore inédits.

I – TRANSPORTS DE MATIÈRES EN SOLUTION PAR LES FLEUVES

A – VARIATIONS DES CONCENTRATIONS EN FONCTION DES DÉBITS

1. Généralités

Les teneurs en éléments dissous dans les fleuves varient beaucoup moins que les charges en suspension. Ainsi sur la Garonne amont, le rapport entre les concentrations maximales et minimales mesurées est de 114 pour les matières en suspension (MES) alors qu'il varie de 2 à 5 seulement pour les différents éléments en solution (PROBST et BAZERBACHI, 1986). Sur la Moselle, à Millery, KATTAN (1989) a montré qu'au cours des cycles hydrologiques 1984/1986 le coefficient de variation des charges en suspension mesurées était de 146 %, alors que pour les différents éléments majeurs dissous il variait de 15 % pour les bicarbonates à 32 % pour les sulfates.

Comme pour les matières en suspension, les teneurs en éléments dissous dans les eaux fluviales sont largement influencées par les variations de débit (MEYBECK, 1986). Ainsi, sur les bassins du Congo et de l'Oubangui (PROBST *et al.*, 1992 a), on a pu observer pour tous les éléments, à l'exception de la silice, les plus fortes concentrations en période de basses eaux, et les teneurs les plus faibles lors des forts débits (fig. 58). Généralement, on retrouve ces variations sur de nombreux fleuves car, en période de basses eaux, les fleuves sont alimentés par des écoulements souterrains qui sont plus concentrés en éléments dissous, alors qu'en période de hautes eaux, les concentrations des eaux fluviales sont diluées par les eaux de surface, d'origine pluviale, en principe moins chargées en éléments minéraux. Mais l'influence des débits sur les variations de concentration en éléments dissous est particulièrement importante lors des épisodes de crue. C'est ce que nous avons montré, par exemple, sur les eaux de la Moselle (KATTAN et PROBST, 1986) où tous les éléments majeurs dissous voient leurs concentrations fortement diluées par l'augmentation des débits.

Mais il peut arriver que ce schéma de base (dilution des concentrations en périodes de hautes eaux et de crues) soit modifié pour un même bassin suivant les périodes hydrologiques, et d'un bassin à l'autre selon l'origine des éléments, notamment sur les bassins qui sont soumis à des pollutions anthropiques.

Ainsi, sur le bassin agricole du Girou (PROBST, 1986 et ETCHANCHU, 1988), nous avons montré que les teneurs en silice et potassium évoluaient globalement, au cours de l'année, en sens inverse des débits. Au contraire, en période de crue, les concentrations augmentent, par lessivage des sols, grâce aux apports de potassium venant des fertilisants et grâce à la silice évacuée à partir des phytolites.

De même, sur ce bassin, les teneurs en nitrates évoluent dans le même sens que les débits car les épandages de fertilisants azotés sont lessivés par les eaux de drainage des sols en période de hautes eaux et en crues (cf. paragraphe II-A-2-a).

Sur le bassin de la Garonne amont (PROBST et BAZERBACHI, 1986), les teneurs en calcium, magnésium et bicarbonates des eaux du fleuve sont plus élevées en période de hautes eaux qu'en période de basses

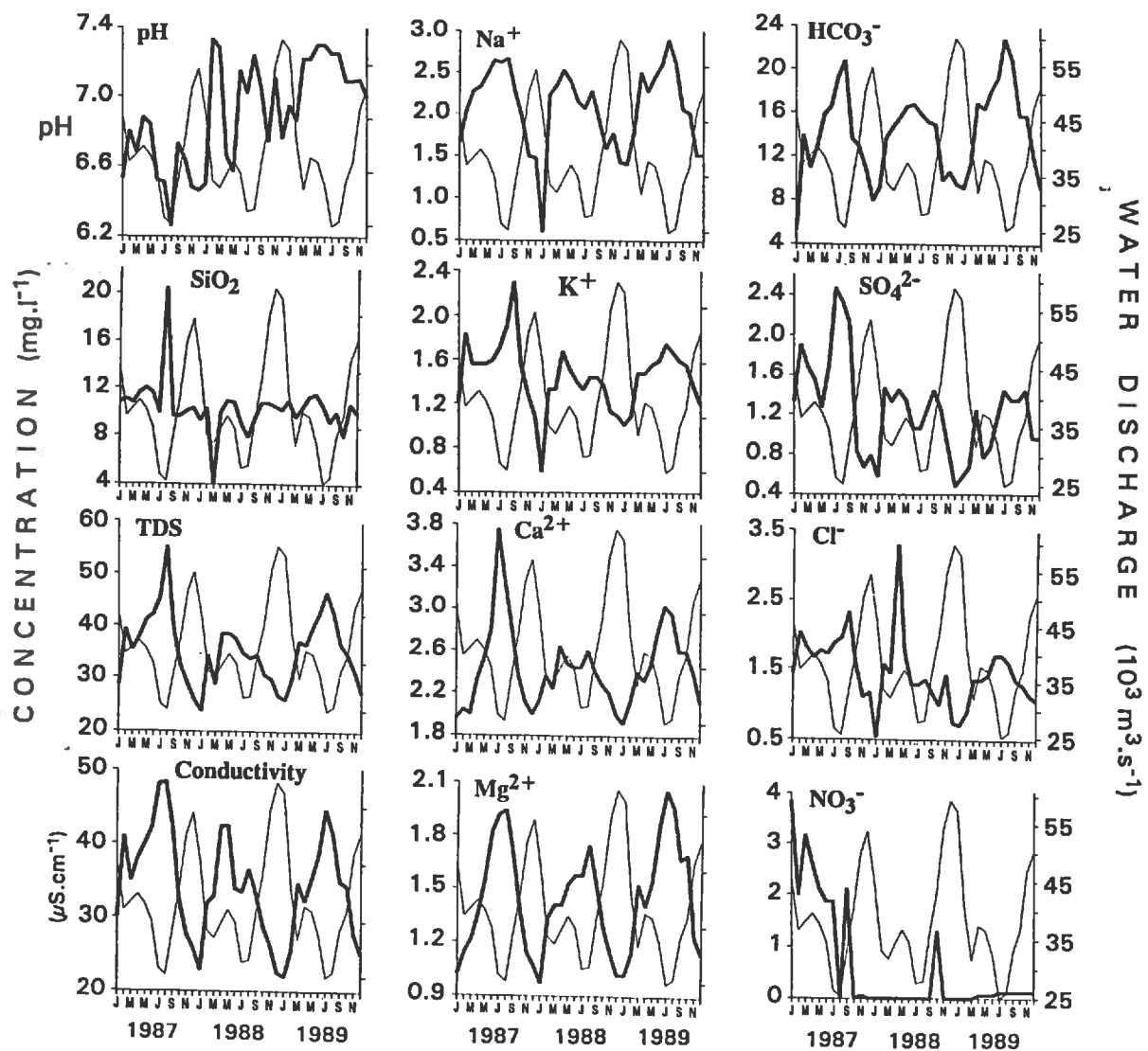


Fig.58 – Variations intermensuelles des débits et des concentrations en éléments majeurs dissous sur le Congo à Brazzaville au cours de la période 1987-1989 (d'après PROBST et al., 1992 a)

eaux, car la période de hautes eaux correspond à l'hiver pendant lequel les températures sont plus basses, diminuant ainsi la solubilité des minéraux carbonatés (FRITZ, 1981). Par contre, pour chaque période on retrouve le schéma classique où les concentrations diminuent quand les débits augmentent.

Sur un grand bassin de taille continentale comme celui de l'Amazone, le sens de la relation entre les débits et les concentrations peut même changer de l'amont vers l'aval du bassin. Ainsi, comme nous avons pu le montrer pour les ions bicarbonates (PROBST et al., soumis), les concentrations moyennes diminuent quand les débits augmentent, d'une station à l'autre, de l'amont vers l'aval (fig. 59). Mais pour chaque station de la partie amont du bassin, les concentrations en bicarbonates augmentent avec les débits, alors que c'est le contraire pour les stations aval.

Ainsi on peut voir à travers ces quelques exemples que la nature des relations entre les débits et les concentrations change suivant les éléments et, pour un même élément elle peut évoluer différemment dans le temps et dans l'espace. La complexité de ces relations est une richesse qui permet, en première approximation, de déterminer l'origine et la dynamique des éléments dissous transportés par les fleuves.

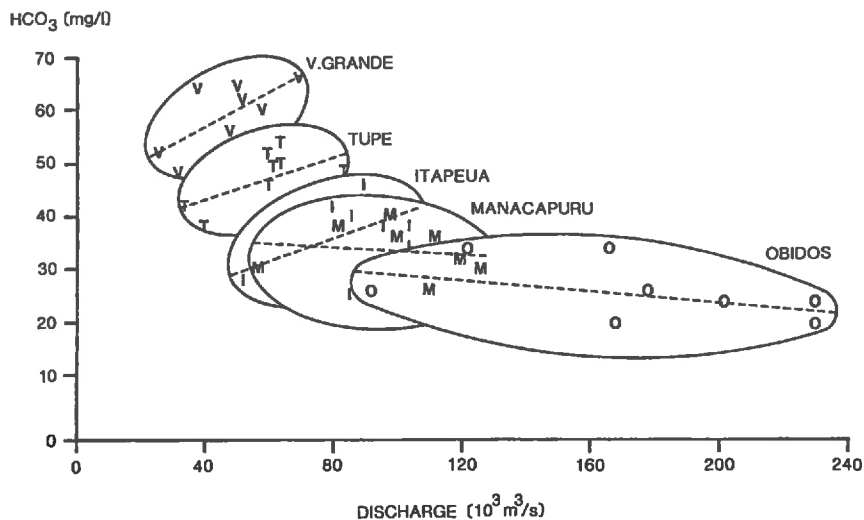


Fig.59 – Evolution des teneurs en bicarbonates en fonction des débits sur les différentes stations du bassin de l'Amazone, d'amont (Vargem Grande) en aval (Obidos), d'après PROBST et al. (soumis)

2. Méthode de la "dilution zéro"

Dans le schéma de base proposé, les concentrations sont diluées par les forts débits. Il est cependant difficile de distinguer d'un élément à l'autre, ou d'un bassin à l'autre, des évolutions particulières qui permettraient de déterminer l'origine et la dynamique des différents éléments. Aussi, nous avons proposé une méthode (KATTAN et PROBST, 1986) qui permet d'identifier, voire de quantifier, des apports en éléments dissous, malgré la dilution des concentrations observée dans le fleuve. C'est la méthode de la "dilution théorique" ou "dilution zéro" qui permet de comparer la relation concentration-débit observée à une dilution théorique basée sur la dilution du flux d'un élément en période de basses eaux (écoulements de nappe) par un volume d'eau croissant de concentration zéro :

$$C_0 = F_B/Q \quad (44)$$

avec F_B (flux de basses eaux) = $C_B \times Q_B$, C_0 est la concentration théorique, Q est le débit observé du fleuve, C_B et Q_B sont respectivement la concentration et le débit mesurés dans le fleuve en période de basses eaux.

Ainsi, sur la Moselle à Millery, les teneurs en chlorures et en magnésium diminuent quand le débit augmente lors de la crue de janvier 1986. Mais on peut distinguer facilement, sur la figure 60, l'évolution des teneurs en chlorures de celle des teneurs en magnésium. Les chlorures suivent la "dilution zéro" car ils sont principalement apportés dans la Moselle par les rejets ponctuels salins des soudières de Lorraine qui sont dilués lors des forts débits de crue. Au contraire, le magnésium s'écarte nettement de la "dilution zéro", car il vient de l'altération des roches sédimentaires du bassin, principalement des carbonates et des évaporites (KATTAN, 1989), dont les apports par lessivage des sols ne sont pas négligeables en période de crue malgré la dilution des concentrations observée dans le fleuve.

Sur le fleuve Congo à Brazzaville (PROBST et al., 1992 a), il est par contre difficile de distinguer les différents éléments dont les relations débit-concentration suivent toutes plus ou moins bien la dilution zéro. Ceci traduit que les apports par lessivage des sols sont faibles, et donc que les flux de basses eaux apportés par les écoulements souterrains sont dilués quand le débit du fleuve augmente (fig. 61).

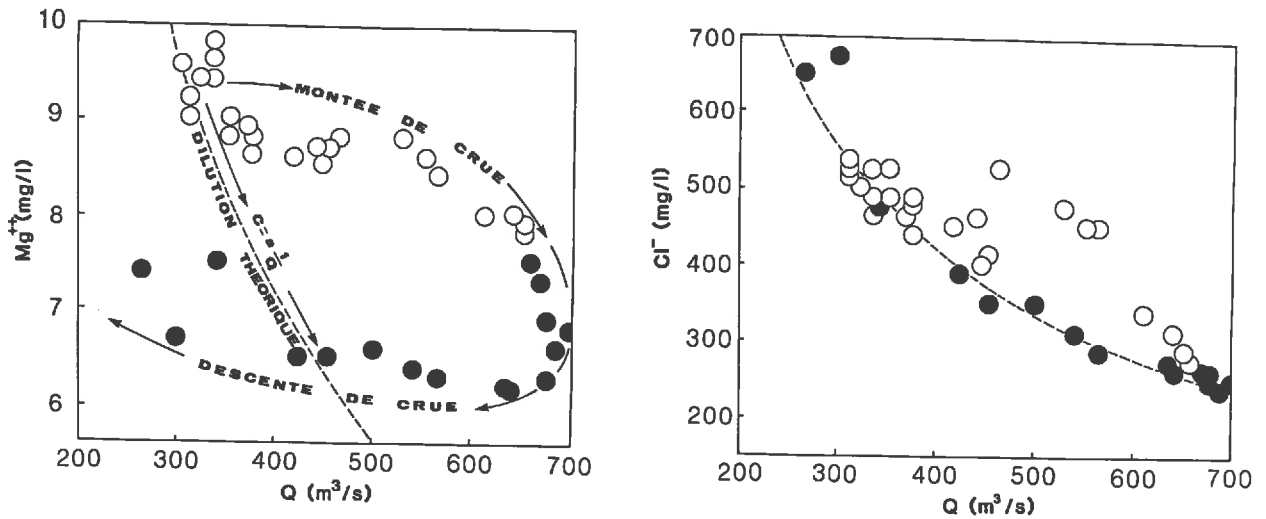


Fig.60 – Evolutions des teneurs en chlorures et en magnésium en fonction des débits au cours de la crue de janvier 1986 sur la Moselle à Millery. Comparaison avec la courbe de dilution théorique ou dilution zéro (en tirets), d'après KATTAN et PROBST (1986)

3. Relation débit-concentration en période de crue

Comme on peut le voir sur la figure 60 pour la crue de la Moselle, les relations débit-concentration établies pour les périodes de crue sont souvent cycliques. Ainsi, à débit égal, les concentrations mesurées dans le fleuve sont plus fortes en montée de crue qu'en descente de crue. Mais l'inverse peut être observé suivant les éléments, les périodes de crue et les bassins étudiés. Ce phénomène résulte du décalage entre la courbe de variation des débits et celle des variations de concentrations. C'est le "lag effect" des auteurs anglo-saxons (GLOVER et JOHNSON, 1974 ; WALLING et FOSTER, 1975 ; JOHNSON et EAST, 1982). Certains auteurs (WALLING et WEBB, 1980) attribuent ce décalage à une différence de progression entre les flux liquides et les flux d'éléments dissous. Mais nous pensons plutôt que ce décalage est simplement dû à une contribution variable au cours de la crue des débits des différents écoulements dont les concentrations en éléments dissous sont différentes. C'est ce que nous avons montré (PROBST, 1983, 1985 a ; PROBST *et al.*, 1985 ; KATTAN *et al.*, 1986) pour les nitrates sur les bassins agricoles où les teneurs sont plus concentrées, à débit égal, en descente de crue qu'en montée. Or, la descente de crue correspond à une contribution maximale des eaux de ruissellement hypodermique (cf. fig. 46) qui sont les plus chargées en nitrates à cause du lessivage des fertilisants azotés (cf. paragraphe II).

B – FLUX DE MATIÈRES DISSOUTES

La variabilité des teneurs en éléments dissous étant moins importante que celle des matières en suspension, les calculs de flux des éléments dissous posent moins de problèmes. ETCHANCHU (1988), KATTAN (1989) et PROBST *et al.* (1992 a) ont montré que quelles que soient les méthodes utilisées (déterministe ou stochastique) pour calculer les flux dissous, les résultats sont sensiblement les mêmes.

1. Relation flux-débits

Contrairement aux matières en suspension, il est difficile de pouvoir établir de bonnes relations entre les flux d'éléments dissous et les débits du fleuve, sauf pour les éléments dont les teneurs augmentent avec les débits ou évoluent indépendamment des débits. Ainsi sur le fleuve Congo (PROBST *et al.*, 1992 a), à

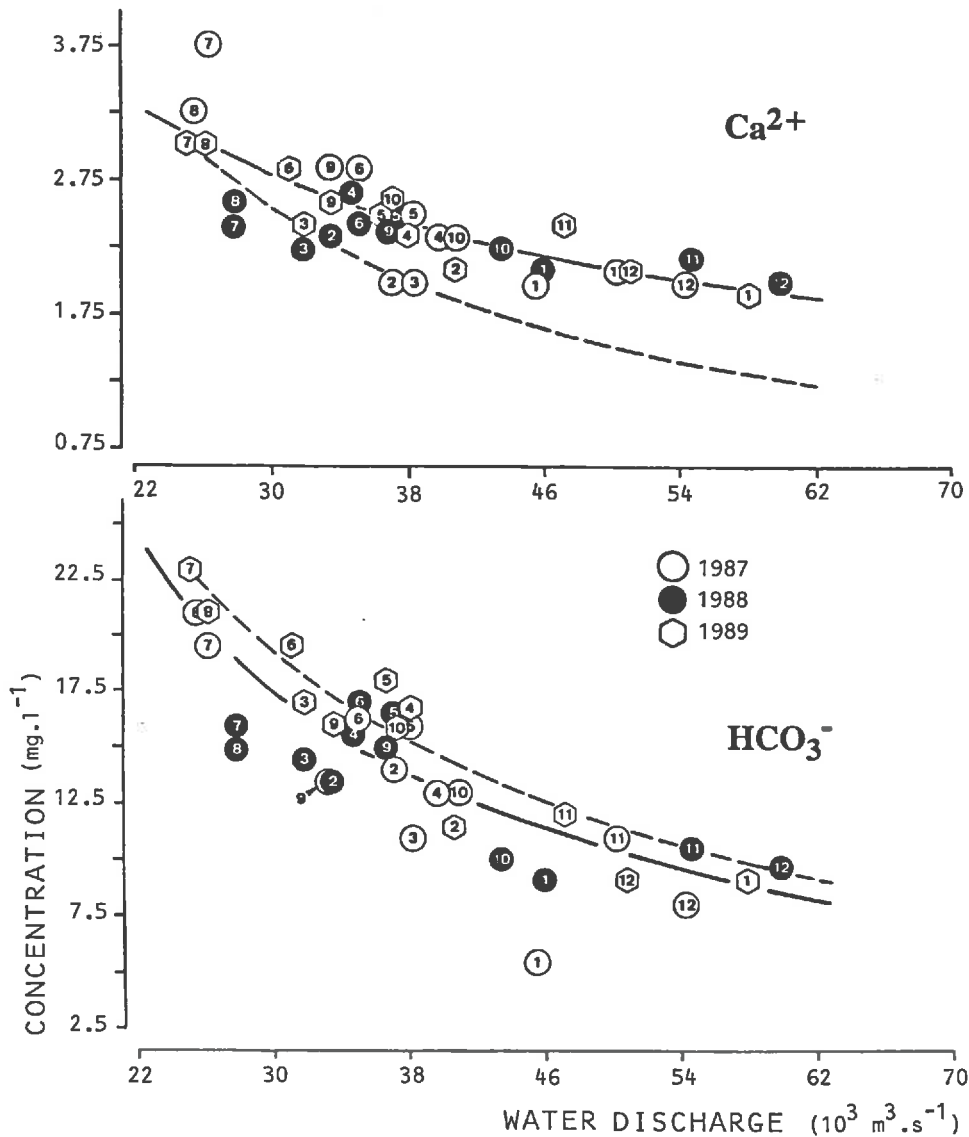


Fig.61 – Relations entre les débits et les teneurs en calcium et en bicarbonates sur le Congo à Brazzaville au cours de la période 1987–1989. Les chiffres de 1 à 12 représentent les mois de l’année. La courbe en trait plein correspond à l’équation ajustée au nuage de points, celle en tirets représente la dilution zéro (d’après PROBST et al., 1992 a)

l’exception de la silice (fig. 62) dont les concentrations varient indépendamment des débits, il n’y a pas de relations significatives entre les flux des différents éléments majeurs dissous et les débits.

Par contre, sur les bassins versants français que nous avons étudiés (PROBST et al., 1985) et qui sont soumis à des pollutions diffuses dues aux apports de fertilisants, les flux moyens annuels de nitrates exportés par les cours d’eau sont fonction des débits moyens annuels (fig. 63). On peut aussi remarquer qu’à débit égal le flux spécifique de nitrates est plus élevé sur de petits bassins versants comme le Girou ou la Mossig que sur les grands bassins comme la Garonne ou la Moselle. Ceci est dû d’une part à l’effet de “chasse d’eau” (lessivage des nitrates des sols en périodes hivernales) qui fonctionne mieux sur les petits bassins que sur les grands, et d’autre part aux pertes par dénitrification dans les cours d’eau lors du transfert amont-aval des nitrates, qui sont plus importantes sur les grands bassins que sur les petits.

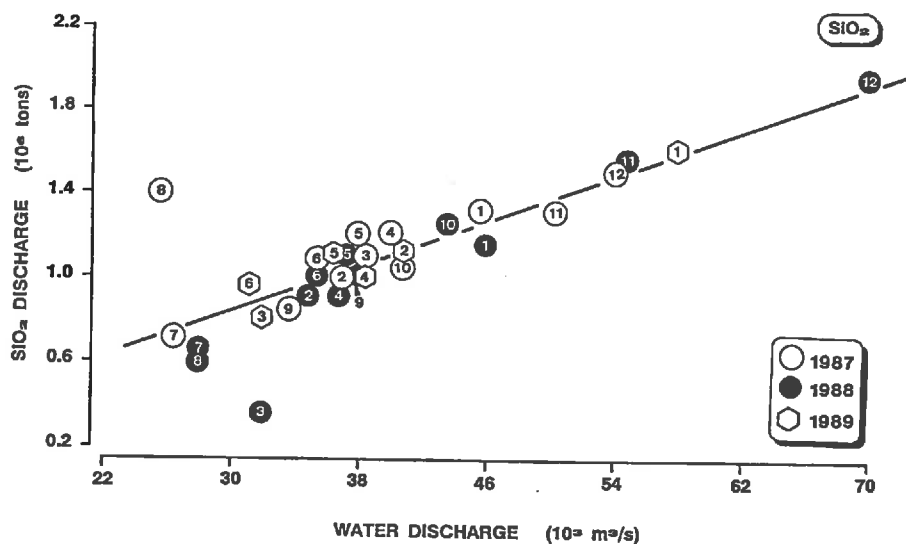


Fig.62 – Relations entre les flux mensuels de silice évacuée par le Congo à Brazzaville et les débits du fleuve au cours de la période 1987–1989 (d'après NKOUNKOU et al., 1990). Les chiffres de 1 à 12 représentent les mois de l'année. La droite représente l'équation ajustée au nuage de points

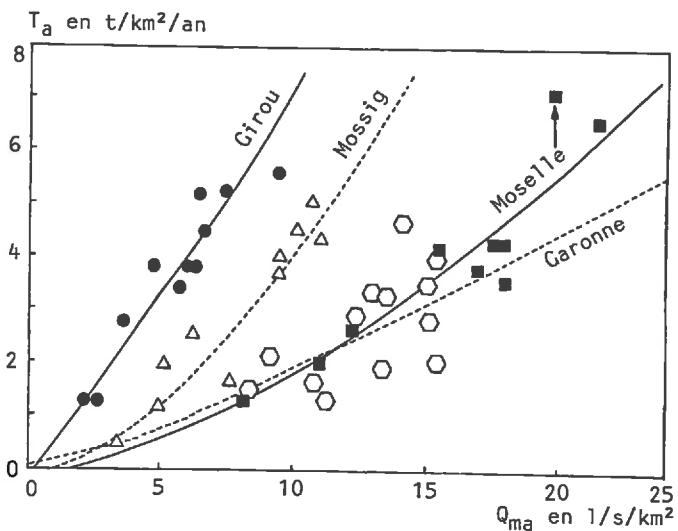


Fig.63 – Relations entre les flux spécifiques annuels de nitrates (T_a) exportés par les différents cours d'eau, et les débits spécifiques moyens annuels (Q_{ma}) de ces cours d'eau (période 1971–1981), d'après PROBST et al. (1985)

2. Evolution spatiale des flux sur un grand bassin

Généralement, en allant de l'amont vers l'aval d'un bassin, les flux de matières augmentent proportionnellement aux débits, comme on peut le voir sur les figures 64 et 65 pour les flux de nitrates sur la Garonne (PROBST, 1987 et ETCHANU, 1988) et pour les flux de bicarbonates sur le bassin de l'Amazonie (PROBST et al., soumis). Cet accroissement des flux est simplement dû aux apports des différents affluents et aux apports des bassins versants résiduels. Mais il peut arriver que d'une station à l'autre la somme des apports (fleuve amont + affluents + apports résiduels) ne soit pas égale au flux de sortie de la station plus aval, mettant ainsi en évidence des processus biogéochimiques internes au cours d'eau et des échanges entre le fleuve, son lit et sa plaine d'inondation. Ainsi, sur la Garonne aval, les bilans amont-aval montrent que d'une station à l'autre, notamment sur la partie aval du fleuve, les flux de nitrates diminuent malgré les apports des affluents. Ces pertes peuvent être attribuées aux réactions de dénitrification, et elles ont été chiffrées par

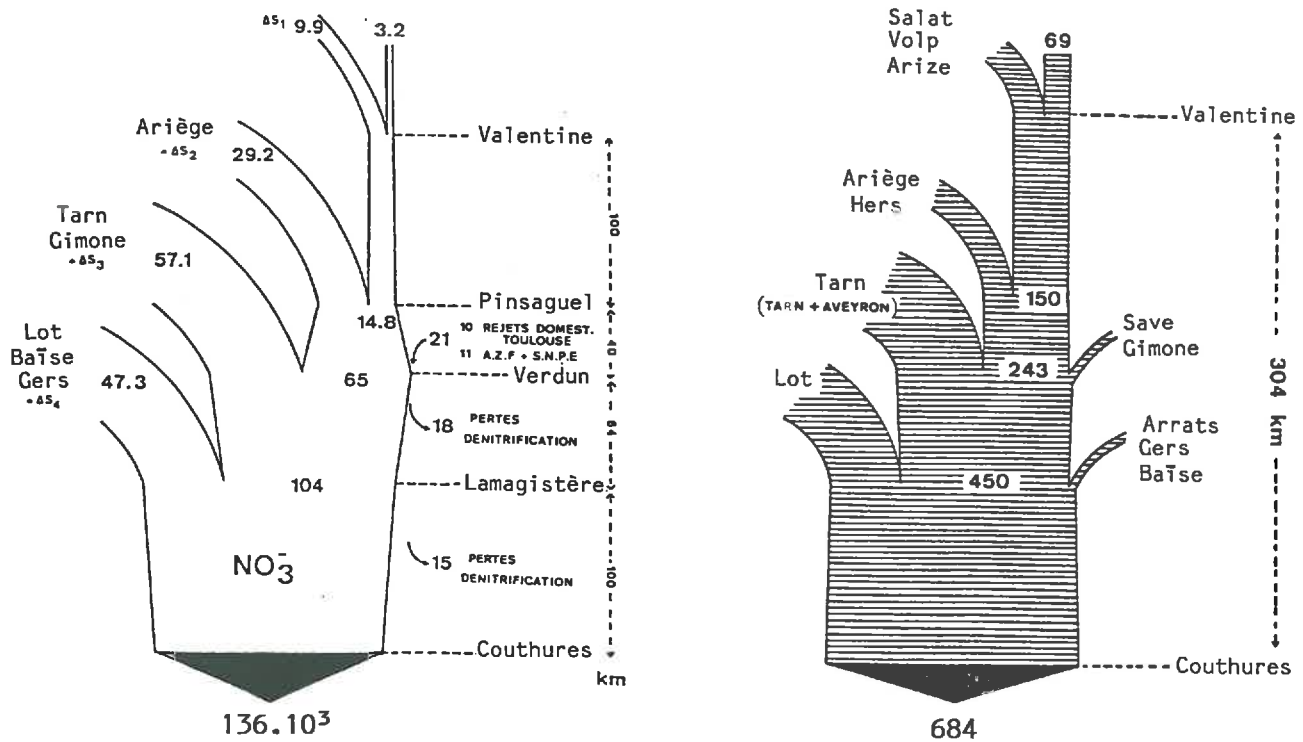


Fig.64 – Evolutions amont-aval des flux liquides (à droite, m³/s) et des flux de nitrates (à gauche, 10³ t/an) sur le bassin de la Garonne (d'après ETCHANCHU, 1988)

ETCHANCHU (1988) à 34 000 tonnes de NO₃⁻ par an, soit 20% du tonnage total évacué par la Garonne.

Au contraire, sur le bassin de l'Amazone, les bilans "amont-aval" des flux de bicarbonates nous ont permis de montrer que ces flux étaient relativement conservatifs, comme l'avait déjà montré DEVOL *et al.* (1987). En effet, ces bilans présentent un gain de 1,3 millions de tonnes de bicarbonates seulement, soit 6% du flux total à l'exutoire, qui pourrait être attribué à l'oxydation des matières organiques dans le fleuve (FURCH et JUNK, 1985 ; RICHEY *et al.*, 1985).

3. Bilan des flux d'éléments dissous et composition chimique des eaux fluviales

On résume ici tous les résultats obtenus sur les différents bassins étudiés en ce qui concerne la composition chimique des eaux et les flux de matières en solution exportées par les cours d'eau (tab. 8).

Depuis 1980, date à laquelle j'ai commencé mes premières mesures de transports dissous sur le bassin du Girou près de Toulouse, toutes les gammes de concentration et de transport ont été mesurées sur les différents bassins que nous avons étudiés : en allant des eaux très diluées des bassins versants amazoniens du Jamari et du Jiparana qui drainent le vieux bouclier brésilien jusqu'aux eaux très concentrées des bassins du Girou et de la Moselle qui drainent des substratums carbonatés et qui sont soumis à d'importantes pollutions agricoles et industrielles.

Tous ces résultats sont le fruit de plusieurs campagnes de prélèvements et d'analyses réalisées avec des pas de temps réduits, notamment en période de crue. Ils nous ont permis de calculer des bilans relativement précis des flux de matières dissoutes qui vont nous servir de base pour établir les bilans d'érosion chimique et de consommation de CO₂ atmosphérique.

Tableau 8 – Valeurs moyennes des concentrations (C, mg/l) et flux spécifiques annuels (Ts, t/km²/an) des différents éléments majeurs dissous et de la charge totale dissoute (TDS), mesurés sur les bassins versants étudiés

Bassins	Cycle hydrolog.	TDS		SiO ₂		Ca ²⁺		Mg ²⁺		Na ⁺		K ⁺		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		NO ₃ ⁻		Réf.
		C	Ts	C	Ts	C	Ts	C	Ts	C	Ts	C	Ts	C	Ts	C	Ts	C	Ts	C	Ts	
EUROPE																						
Giron	1980-1981	553	95	5,4	0,92	112	19,36	11,3	1,80	4,1	2,22	2,7	0,41	338	55	23	3,68	31	5,18	26	6,16	1
	1983-1984	585	62	6,8	0,70	115	12,3	17,7	0,98	19,7	1,60	2,6	0,30	330	34	31	3,10	37	4,0	23	4,2	2
Garonne amont	1981-1982	174	119	4,7	3,20	34	23,5	4,8	3,30	4,2	2,91	0,92	0,63	106	72,5	4,86	3,33	11,5	7,91	2,5	1,71	3
Garonne aval	1971-1983	243	100	6,7	2,80	48	20	6,2	2,6	6,8	2,8	1,5	0,60	143	59	11,3	4,7	19,3	8,0	6,3	2,6	4
Moselle	1984-1986	941	443	8,8	4,80	174	79	11,7	5,45	118	53	7,3	3,17	133	65	409	195	68	30	9,0	5,26	5
Mosig	1984-1986	380	110	7,7	2,24	61	17,11	17,7	4,85	14,3	4,41	5,6	1,58	172	47	19,5	5,95	79	22	12,2	4,11	5
AFRIQUE																						
Congo	1987-1989	34	12,1	10,5	3,74	2,34	0,84	1,36	0,48	2,0	0,71	1,4	0,50	13,12	4,68	1,42	0,51	1,16	0,42	0,68	0,24	6
Oubangui	1987-1988	37	8,1	12,7	2,77	2,92	0,64	1,27	0,28	1,58	0,34	1,34	0,29	15,92	3,46	0,76	0,16	0,83	0,18	0,05	0,01	6
Sénégal amont	1979-1987	43,0	1,92	8,4	0,37	3,5	0,16	1,8	0,08	1,7	0,07	1,7	0,08	23,6	1,05	1,5	0,07	1,6	0,07	-	-	7
Niger amont	1987	33,3	8,71	9,8	2,57	1,8	0,46	1,3	0,33	2,0	0,52	1,1	0,29	16,5	4,30	0,8	0,20	0,1	-	-	-	7
Gambie amont	1986-1987	40,7	9,33	11,1	2,55	3,6	0,82	1,5	0,34	1,3	0,30	1,0	0,22	21,4	4,92	0,8	0,17	0	-	-	-	7
AMERIQUE DU SUD																						
Jamari	1984-1986	18,7	14,05	7,5	5,44	0,75	0,54	0,28	0,20	1,01	0,73	1,08	0,78	6,94	5,0	0,33	0,24	-	-	0,31	0,22	8
Jiparana	1984-1986	28,9	20,21	9,7	6,59	1,67	1,13	0,79	0,53	1,23	0,83	1,57	1,06	12,52	8,5	0,45	0,30	-	-	0,46	0,31	8

Réf : 1- PROBST (1986), 2- ETCHANGHU (1988), 3- PROBST et BAZERBACHI (1986), 4- PROBST (1983), 5- KATTAN (1989), 6- PROBST *et al.* (1992a), 7- ORANGE (1990), 8- MORTATTI *et al.* (1992)

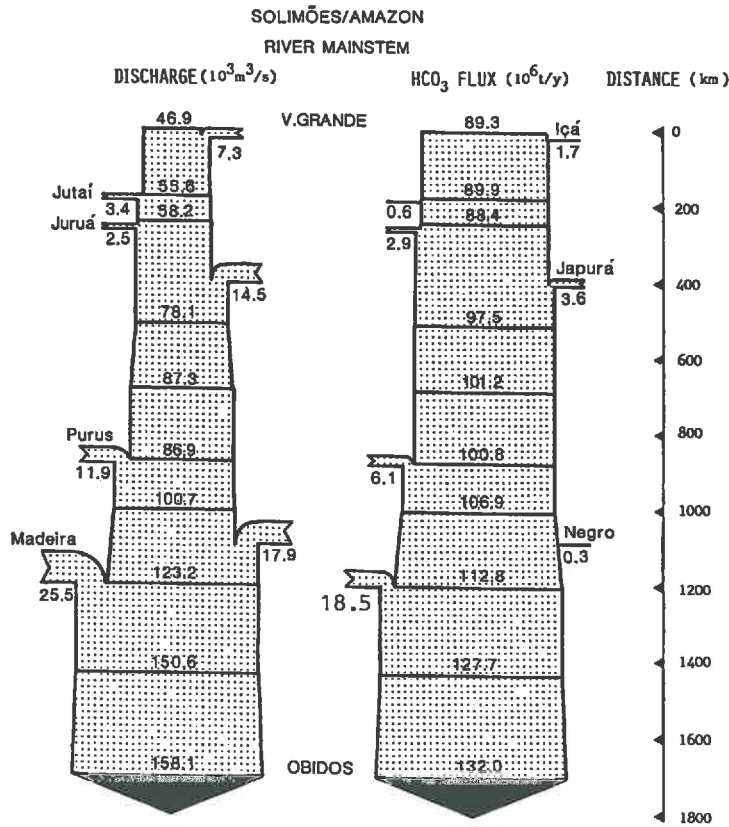


Fig.65 - Evolutions comparées des débits et des flux de bicarbonates sur le bassin de l'Amazonie, de l'amont vers l'aval (d'après PROBST et al., soumis)

II - INFLUENCES ANTHROPIQUES SUR LES TRANSPORTS FLUVIAUX DISSOUS

Dans nos régions "tempérées industrielles", la qualité des eaux de surface et des eaux souterraines n'a pas cessé de se détériorer sous l'influence des activités anthropiques. Sur les différents bassins que nous avons étudiés, nous avons pu mettre en évidence l'impact de ces activités (domestiques, agricoles ou industrielles) sur la qualité des eaux fluviales et sur les flux d'éléments dissous exportés par les fleuves. Nous donnerons ici quelques exemples, choisis sur différents bassins pour illustrer la diversité et l'importance de ces influences anthropiques directes ou indirectes.

A - FLUX DE NITRATES ET DE PHOSPHATES

1. Influence de l'agriculture

Le développement de l'agriculture intensive passe par une utilisation massive et croissante des engrais minéraux. Ainsi, on a pu calculer, à partir des données publiées par le Ministère de l'Agriculture (1964 à 1983), que la quantité de fertilisants épandus (N, P et K) avait doublé sur le bassin de la Garonne (PROBST, 1985 a) et triplé sur le bassin de la Moselle (KATTAN *et al.*, 1986) au cours des vingt dernières années. Sur la figure 66, on peut voir que, depuis 1970/1971 (début des mesures de qualité des eaux), le tonnage annuel d'engrais azotés utilisés a augmenté de 97 % sur le bassin de la Moselle et de 71 % sur le bassin de la Garonne (ETCHANCU et PROBST, 1988). On peut remarquer sur ce graphique qu'à la suite du premier choc pétrolier en 1973 la quantité de fertilisants utilisés a diminué très nettement.

Après avoir été épandu dans le champ, l'azote est nitrifié et une partie seulement des nitrates est utilisée par la plante. Une autre partie des nitrates restants est dénitrifiée dans les sols, et le reste est lixivié par les

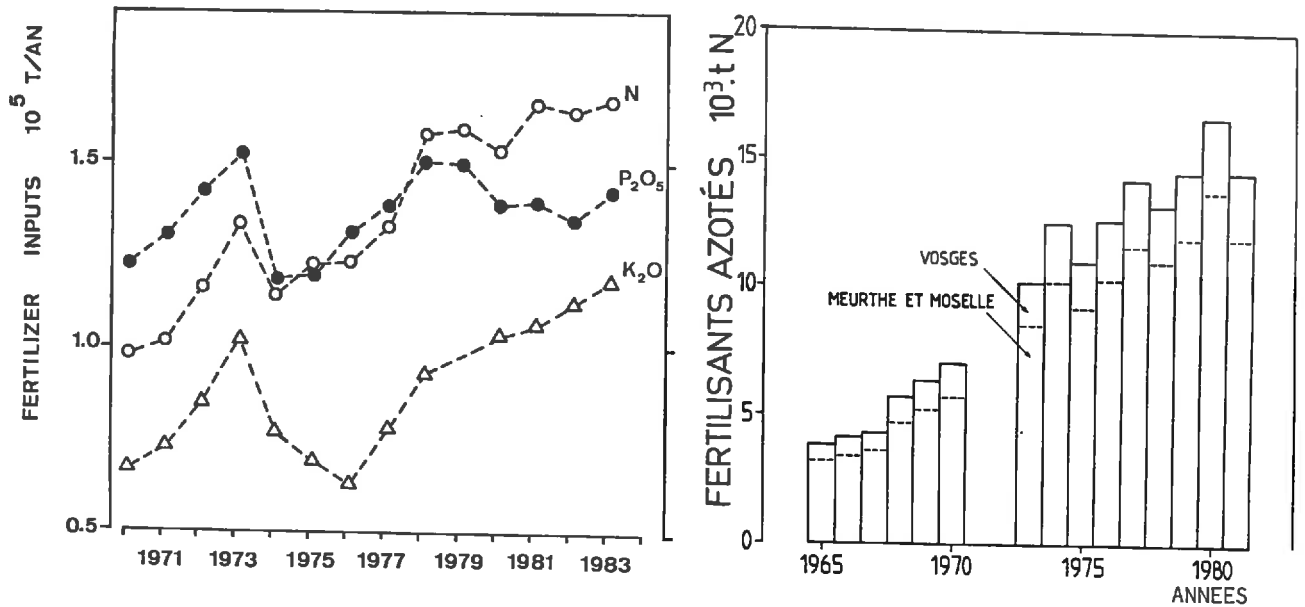


Fig.66 – Evolution des tonnages de fertilisants utilisés sur les bassins versants de la Garonne (à gauche, d'après ETCHANCHU et PROBST, 1988) depuis 1970 et de la Moselle (à droite, d'après KATTAN et al., 1986) depuis 1965

eaux de drainage et évacué vers les nappes souterraines et les rivières. Parallèlement à l'augmentation des tonnages de fertilisants, on a développé les réseaux de drainage, accélérant ainsi le lessivage des sols et donc la lixiviation des nitrates.

Les tonnages de phosphore apporté sous forme de fertilisants ont suivi ces dernières années la même évolution que les tonnages d'engrais azotés. Mais, contrairement aux nitrates, les phosphates sont très peu mobiles dans les sols. Ils sont facilement adsorbés par les colloïdes ou immobilisés dans les sols calcaires sous forme de complexes tricalciques. Le phosphore non utilisé par la plante est alors exporté vers la rivière principalement sous forme particulaire. L'exportation du phosphore d'origine diffuse sera donc étroitement liée aux processus de l'érosion mécanique.

2. Exportation des nitrates

Comme conséquence, on a pu observer au cours des dernières décennies une augmentation des teneurs en nitrates dans les eaux souterraines et dans les eaux fluviales. Ainsi, comme on peut le voir sur la figure 67 (PROBST, 1992), les teneurs en nitrates ont augmenté en moyenne de 40 % dans les eaux de la Moselle (KATTAN et al., 1986), 87 % dans la Garonne (ETCHANCHU et PROBST, 1988) et 104 % dans la Mosig depuis 1971 (KATTAN et al., 1986) depuis 1971. Les concentrations en nitrates sont bien sûr très fluctuantes, et à cette tendance générale se superposent des fluctuations saisonnières (hautes eaux, basses eaux) et des fluctuations annuelles et interannuelles (années humides, années sèches).

a) Variation des concentrations en fonction des débits

En effet, les teneurs en nitrates sont très étroitement liées aux variations de débit. Sur les bassins versants agricoles, quand le débit de la rivière augmente, les teneurs en nitrates augmentent. Ces relations débit-concentration montrent bien l'origine diffuse des nitrates qui sont évacués vers la rivière par les écoulements de surface, notamment par le ruissellement hypodermique.

En effet, le modèle hydrologique HYDEC nous a permis de calculer sur ces bassins la contribution de l'écoulement hypodermique, et de montrer finalement qu'il existait une bonne relation (fig. 68) entre la

Nitrates dans les eaux fluviales

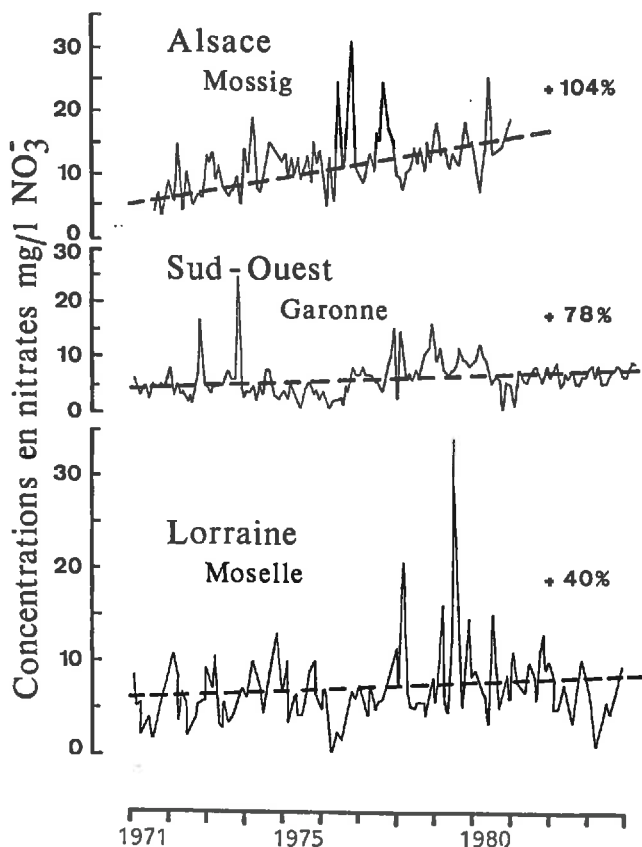


Fig.67 - Fluctuations des teneurs en nitrates dans les eaux de la Mossig, de la Garonne et de la Moselle depuis 1971 (PROBST, 1992, d'après ETCHANCHU et PROBST, 1988 ; KATTAN et al., 1986 et KATTAN 1989). Les droites en tiretés représentent les tendances à long terme ajustées à ces fluctuations

charge en nitrates mesurée dans la rivière et le rapport entre les débits de l'écoulement hypodermique et ceux du fleuve (Q_h/Q_t).

D'autre part, le couplage du modèle hydrologique avec un modèle de mélange entre réservoirs nous a permis de calculer la charge en nitrates dans les différents écoulements et de montrer que c'est dans l'écoulement hypodermique que cette charge est la plus élevée (PROBST, 1983, 1985 a ; PROBST et al., 1985 ; KATTAN et al., 1986). L'équation du modèle de mélange utilisé est la suivante :

$$C_t Q_t = C_r Q_r + C_h Q_h + C_n Q_n \quad (45)$$

C sont les concentrations et Q les débits, les indices t, r, h, n se rapportent respectivement au fleuve, et aux écoulements superficiel, hypodermique et souterrain.

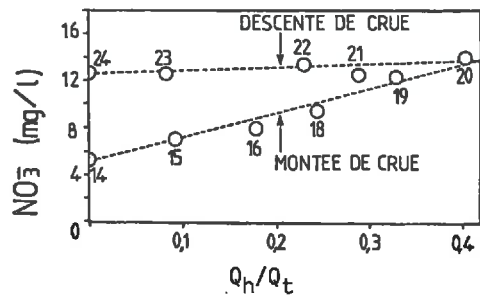


Fig.68 - Relations entre les teneurs en nitrates mesurées dans la Moselle au cours de la crue de janvier 1981, et le rapport des débits entre l'écoulement hypodermique (Q_h) et le débit fluvial total (Q_t), d'après PROBST et al. (1985) et KATTAN et al. (1986)

Comme on a pu le montrer pour la Moselle (KATTAN *et al.*, 1986), il y a un bon ajustement des flux de nitrates calculés par le modèle, aux flux mesurés dans la Moselle au cours de la crue de janvier 1981.

b) Bilan des flux de nitrates

A long terme, les variations de débit ne sont pas suffisantes pour expliquer les variations de concentration et de flux de nitrates que l'on peut mesurer. Ainsi sur la Garonne, les débits ont augmenté seulement de 5 % en moyenne sur la période 1971-1983, alors que les concentrations en nitrates ont augmenté de 78 %.

Les tonnages de nitrates exportés par le fleuve dépendent donc, d'une part des apports au niveau du bassin, et d'autre part des débits du fleuve à l'exutoire. Ainsi sur les bassins de la Garonne et de la Moselle, nous avons calculé une très bonne relation linéaire entre le taux moyen annuel d'exportation d'azote et le débit moyen annuel de la rivière. Le taux d'exportation est le rapport entre le tonnage d'azote exporté par la rivière et le tonnage d'azote apporté sur le bassin. Comme on peut le voir sur la figure 69, ce taux varie de 10 % au cours d'un cycle sec à 50 % au cours d'un cycle humide (PROBST, 1983 et 1985 a ; PROBST *et al.*, 1985 ; KATTAN *et al.*, 1986).

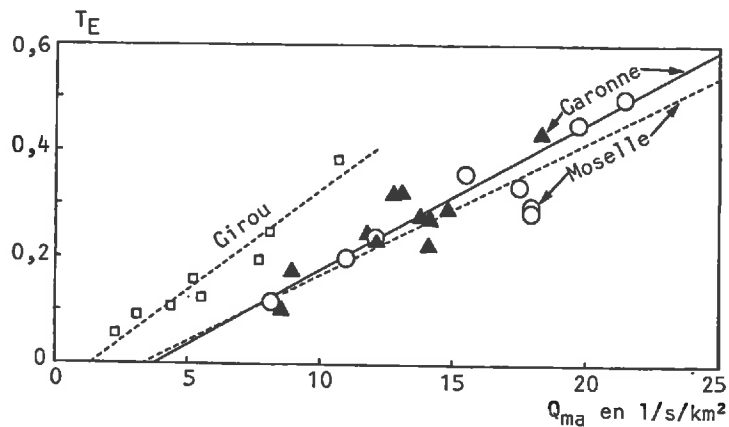


Fig.69 - Relations entre les taux moyens annuels d'exportation de nitrates (T_E : rapport entre les flux exportés par la rivière et les apports au niveau du bassin) et les débits spécifiques moyens annuels (Q_{ma}) sur les bassins de la Garonne, du Girou et de la Moselle (période 1971-1981), d'après PROBST (1985 a) et PROBST *et al.* (1985)

Au cours de leur transfert dans le fleuve de l'amont du bassin vers l'aval, les nitrates peuvent être dénitrifiés ou consommés par le phytoplancton. Ces pertes dans le cours d'eau ne sont pas négligeables et représenteraient 20 à 30 % sur la Garonne et 12 % sur la Moselle du tonnage total exporté par le fleuve à l'exutoire du bassin (PROBST, 1987).

3. Exportation des phosphates

Dans les rivières polluées de nos régions, les teneurs en phosphore sont relativement élevées par rapport aux teneurs que l'on peut mesurer dans les rivières qui drainent des bassins non soumis aux influences anthropiques. Mais nos études sur les fluctuations des teneurs en orthophosphates dissous mesurées dans les rivières montrent qu'au cours des 14 dernières années les teneurs moyennes sont restées relativement constantes, que ce soit dans les eaux de la Garonne (ETCHANCHU et PROBST, 1988) ou celles de la Moselle (KATTAN *et al.*, 1986).

a) Variations des concentrations en fonction des débits

Le phosphore étant un élément facilement adsorbé par les colloïdes du sol et les matières en suspension des fleuves, nous avons considéré dans nos études le phosphore dissous sous forme d'orthophosphates, et le phosphore particulaire.

Contrairement aux nitrates, les orthophosphates ont deux principales sources de pollution : diffuse due à l'agriculture et ponctuelle due aux rejets domestiques. Ainsi sur le bassin agricole du Girou, les teneurs des

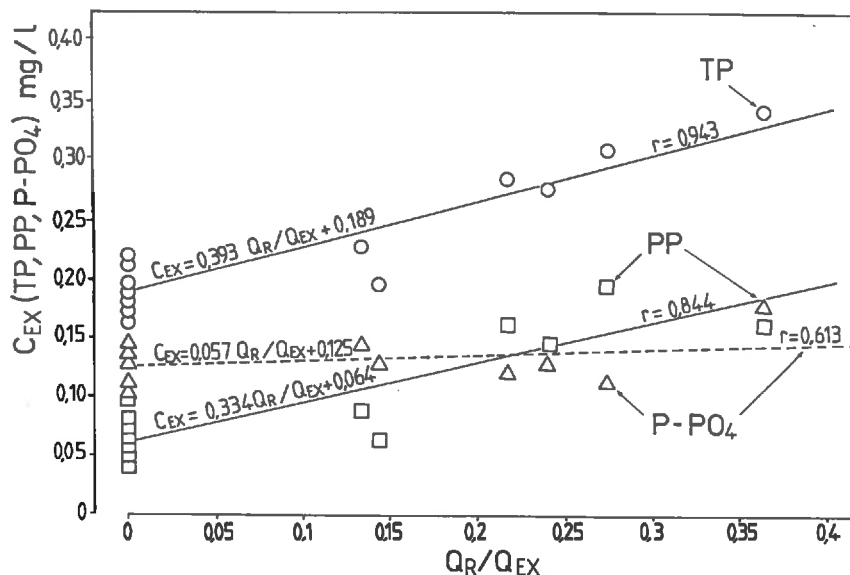


Fig.70 – Relations entre les teneurs (C_{EX}) des différentes formes du phosphore (particulaire, PP, dissous, P- PO_4 et total, TP) mesurées dans la Moselle (crue de janvier 1981) et le rapport des débits entre le ruissellement superficiel (Q_r) et le débit fluvial total (Q_{EX}) (d'après KATTAN *et al.*, 1986)

différentes formes de phosphore suivent les variations de débit (PROBST, 1983 et 1985 a). Par contre, sur la Moselle (KATTAN *et al.*, 1986) les teneurs en orthophosphates dissous évoluent en sens inverse des débits et présentent une relation débit-concentration de type hyperbolique ($C = a/Q + b$) qui caractérise la dilution d'un rejet ponctuel.

Mais les teneurs en phosphore particulaire évoluent différemment, diminuant d'abord avec le débit, puis augmentant rapidement lors des forts débits. Ce type de relation peut être modélisé par une fonction composite ($C = a/Q + f(Q)$) qui caractérise une source de pollution mixte, c'est-à-dire à la fois ponctuelle ($C = f(1/Q)$) et diffuse ($C = f(Q)$).

En période de crues, nous avons montré, sur le bassin du Girou (PROBST, 1985 a) et celui de la Moselle (KATTAN *et al.*, 1986), que les teneurs en phosphore suivent les variations de débit, à l'exception des orthophosphates dissous sur la Moselle. Sur ces deux bassins, nous avons pu établir de très bonnes relations linéaires entre les charges en phosphore mesurées dans les cours d'eau et le rapport des débits entre le ruissellement superficiel et l'écoulement fluvial total (fig. 70).

De la même manière que pour les nitrates, nous avons calculé la charge en phosphore dans les différents réservoirs hydrologiques à partir du couplage modèle hydrologique/ modèle de mélange, et nous avons montré que c'est le ruissellement de surface qui est l'écoulement le plus chargé en phosphore.

b) Bilan des flux de phosphore

Contrairement aux nitrates, le tonnage total de phosphore évacué par les rivières ne représente que quelques pourcents des apports au niveau des bassins : moins de 1 % sur le Girou (PROBST, 1985 a) et 2 % sur la Moselle (KATTAN, 1989). Le phosphore exporté par les fleuves n'est pas essentiellement d'origine diffuse et la contribution des apports ponctuels domestiques (phosphates des lessives, par exemple) peut être très importante comme sur le bassin de la Moselle par exemple (KATTAN *et al.*, 1986), notamment en périodes de basses eaux. Il est cependant très difficile d'estimer la part qui revient à chaque source de pollution, car les teneurs en phosphore sont régulées au niveau de la rivière par adsorption sur les sédiments du fond du lit, par précipitation de composés du phosphore (apatite et hydroxy-apatite) et par consommation par le phytoplancton. On a estimé sur la Moselle que 66 % du phosphore d'origine ponctuelle domestique est stocké

dans le lit du cours d'eau. Tous ces phénomènes modifient la dynamique de transfert du phosphore dans le cours d'eau et expliquent en partie la relative stabilité interannuelle des concentrations en orthophosphates dissous dans les eaux fluviales. Mais les concentrations restant relativement élevées, le phosphore est encore l'un des principaux facteurs de l'eutrophisation des rivières.

B - ÉVOLUTION A LONG TERME DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX

Les données de qualité des eaux des Agences de Bassin publiées par le Ministère de l'Environnement (1971-1984) nous ont permis de mettre en évidence, sur le bassin de la Garonne, qu'au cours de la période 1971-1984 les fluctuations de concentrations en éléments dissous présentaient des tendances évolutives (ETCHANCHU et PROBST, 1988).

Une analyse de variance de ces fluctuations nous montre que la variabilité mensuelle est plus forte que la variabilité annuelle, sauf pour les nitrates et les sulfates. Néanmoins, cette analyse montre également que la variabilité interannuelle est significative à 5 % au moins pour la plupart des éléments, sauf le potassium, les bicarbonates et les orthophosphates.

Ainsi, au cours de la période 1971-1984, la salinité totale des eaux a augmenté significativement de 10 %, les teneurs en nitrates de 78 %, les sulfates de 19 %, les chlorures de 14 %, le sodium de 31 %, le magnésium et le potassium de 16 %, alors que le calcium et les bicarbonates n'ont augmenté que de 5 %.

1. Influence des rejets organiques

Durant cette même période, le pH a diminué de 3 %, ce qui représente une augmentation de 77 % des teneurs en protons H^+ , et la pression partielle de gaz carbonique (pCO_2) a augmenté, passant en moyenne de $10^{-2,90}$ à $10^{-2,57}$ bar. Cette baisse du pH et cette augmentation de la pCO_2 peuvent être attribuées, sur la Garonne comme sur de nombreuses autres rivières polluées (KEMPE, 1982), à l'oxydation des matières organiques selon la réaction :



Sur la Garonne, ces matières organiques sont apportées par les rejets organiques domestiques qui ont augmenté sensiblement au cours de la période d'étude, notamment en période de basses eaux où les effets des pollutions ponctuelles sont les plus marqués.

2. Influence indirecte des fertilisants

La nitrification des fertilisants azotés libère dans les sols des protons H^+ qui contribuent à la dissolution des carbonates (FAURIE, 1977 et DURAND, 1978).

Ainsi, sur le bassin agricole du Girou (PROBST, 1986), nous avons estimé que 30 % de la dissolution totale des carbonates pouvait être attribué aux épandages de fertilisants azotés. De même, sur le bassin de la Garonne (ETCHANCHU et PROBST, 1988), nous pouvons attribuer l'augmentation des teneurs en Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- dans les eaux à une augmentation de 1 % par an de la dissolution des roches carbonatées qui occupent 60 % de la surface totale du bassin.

C - INFLUENCE DES APPORTS ATMOSPHÉRIQUES ACIDES

Dans les pays industrialisés de l'hémisphère nord, les émissions d'oxydes de soufre et d'azote dans l'atmosphère par les activités industrielles et domestiques ont augmenté ces dernières décennies. Ces pollutions

atmosphériques ont pour résultat une acidification des précipitations et une augmentation des apports en azote et soufre sur les bassins versants. Dans les Vosges, la mise en place depuis 1985 d'un observatoire naturel, le bassin versant du Strengbach, permet de déterminer et de suivre l'influence de ces apports atmosphériques sur les fluctuations des bilans de l'altération des roches et des flux de matières en solution (PROBST A. *et al.*, 1987 et 1990).

Parallèlement au suivi de ces fluctuations, nous avons commencé en 1988-1989 une étude régionale sur l'ensemble du massif des Vosges pour déterminer l'état de l'acidification des eaux de surface (PROBST A. *et al.*, 1990). Cette étude menée sur 39 ruisseaux des Vosges montre que 15 d'entre eux sont acides ($\text{pH} < 5,6$) et présentent une composition chimique atypique dominée par les cations acides (H^+ et Al^{3+}) et les anions d'acides forts (SO_4^{2-} et NO_3^-).

L'acidification de ces ruisseaux est influencée également par deux facteurs de l'environnement : les forêts de résineux qui captent en toutes saisons les polluants atmosphériques et les roches mères silicatées pauvres en bases ou en minéraux altérables (grès et granites à biotite) qui neutralisent mal les solutions météoriques acides.

Enfin, dans les eaux de ces ruisseaux, la conjonction de pH acides ($< 5,6$) et de teneurs en aluminium dissous élevées (> 200 ppb) correspond à une absence de population de truites.

III – BILAN D'ÉROSION CHIMIQUE DES BASSINS VERSANTS ET CONSOMMATION DE CO_2 ATMOSPHERIQUE

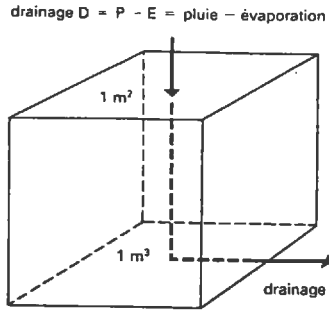
La première étape du bilan consiste à estimer le flux total d'éléments dissous libérés par l'érosion chimique des roches et des sols du bassin. Cette estimation est basée sur les transports fluviaux en solution que l'on corrige des apports atmosphériques et des apports des pollutions. Cette étape sera donc plus difficile sur les bassins soumis à des activités anthropiques, comme celui de la Moselle, par exemple, où les flux de pollution représentent 70 % du transport fluvial dissous.

Dans la deuxième étape du bilan, on cherche à déterminer l'épaisseur des sols et des roches qui a été affectée par l'érosion chimique, estimant ainsi la vitesse de progression des fronts d'altération. Ce calcul est relativement aisé sur des bassins monolithologiques comme celui du Girou, mais il est plus difficile sur des bassins versants où les eaux drainent différents types de roches, comme celui du Congo.

Enfin, l'un des objectifs finaux de ces bilans est de calculer la quantité de gaz carbonique qui est utilisée par l'érosion chimique sur un bassin et libérée en solution dans les eaux de surface sous forme d'ions bicarbonates.

A – CAS THÉORIQUE : ALTÉRATION D'UN GRANITE EN CLIMAT TROPICAL HUMIDE (TARDY, 1990)

On considère ici à titre d'exemple (fig. 71) l'altération complète d'un mètre cube de granite en kaolinite sous un climat tropical humide (température = 25°C et drainage = 1000 mm/an). On calcule que la quantité de silice évacuée en solution par les eaux de drainage pour altérer les minéraux hydrolysables en kaolinite est de 1 tonne environ (10^9 mg). Si la teneur moyenne des eaux de drainage est de 10 mg/l de silice, un drainage moyen de 1000 mm/an (soit 1000 l/m².an) évacue 10^4 mg de silice par m² et par an. Ce tonnage annuel de silice évacuée par les eaux de drainage correspond à une vitesse moyenne de progression du front d'altération de 10^{-5} m par an. Il faudra donc $100\,000$ ans pour transformer complètement ce mètre cube de granite en sol latéritique.



Altération de 1 mètre cube de granite (1 m² de superficie × 1 m de profondeur) sous un drainage annuel de 1000 millimètres (1000 l). La concentration de SiO₂ dans 1 mètre cube de granite est de 1 tonne. Dans la mesure où la concentration de SiO₂ dans un litre d'eau est en moyenne de 10 milligrammes, il faut, pour altérer 1 mètre cube de granite en kaolinite, un temps t égal au rapport :

$$\frac{\text{quantité de SiO}_2 \text{ à évacuer pour altérer 1 m}^3 \text{ de granite en kaolinite}}{\text{quantité de SiO}_2 \text{ dissoute dans 1 m}^3 \text{ d'eau de drainage}} = \frac{\text{quantité de SiO}_2 \text{ disponible dans 1 m}^3 \text{ de roche}}{\text{quantité annuelle de SiO}_2 \text{ dans l'eau de drainage}}$$

$$= \frac{10^9 \text{ mg}}{(1000 \text{ l} \times 10 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}) \cdot \text{an}^{-1}} = 100\,000 \text{ ans.}$$

Fig.71 – Altération d'un mètre cube de granite en kaolinite sous un climat tropical humide (d'après TARDY, 1990)

B – LE BASSIN DU GIROU (PROBST, 1983 et 1986)

Le bassin du Girou couvre une superficie de 520 km² dans le Sud-Ouest de la France. Son substratum géologique est constitué essentiellement d'une molasse d'âge Stampien, composée de sables et de marnes calcaires. Ce bassin est essentiellement agricole et la superficie des terres cultivées couvre près de 80 % de la surface totale du bassin.

1. Bilan de l'érosion chimique

Le flux total d'éléments dissous exporté par le Girou à Gragnague (S = 430 km²) au cours du cycle 1980–1981 a été estimé à 40 890 tonnes, soit un tonnage spécifique de 95 t/km².an. Comme on peut le voir sur la figure 72, le flux d'éléments dissous produit par l'érosion chimique ne représente que 61 % du transport fluvial en solution, le reste venant des apports atmosphériques (28 %) et des pollutions agricoles diffuses (11 %).

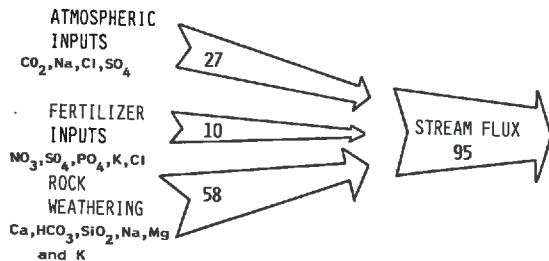


Fig.72 – Contribution (en t/km².an) des différentes sources d'éléments dissous au flux total dissous exporté par le Girou (d'après PROBST, 1986)

Sur ce bassin, on peut distinguer deux principaux types d'altération :

- l'altération des silicates, qui libère en solution de la silice, des ions bicarbonates et des cations. La totalité des ions bicarbonates libérés en solution est produite par le CO₂ atmosphérique qui est utilisé pour altérer les silicates ;
- l'altération des carbonates, qui libère essentiellement en solution du calcium, du magnésium et des ions bicarbonates dont la moitié vient des carbonates de la roche, l'autre moitié étant produite par le CO₂ atmosphérique.

On commence par calculer les flux des différents éléments (cations et bicarbonates) libérés lors de l'altération des silicates à partir du flux de silice évacué par le Girou (400 tonnes par an soit 0,914 t/km².an).

Cette altération correspond à la transformation de 4 t/km².an de smectite en 2,5 t/km².an de kaolinite.

Les flux de calcium et de bicarbonates restants après déduction des flux libérés par l'altération des silicates permettent d'estimer la quantité de carbonates dissous à 54 t/km².an de CaCO₃, à partir des

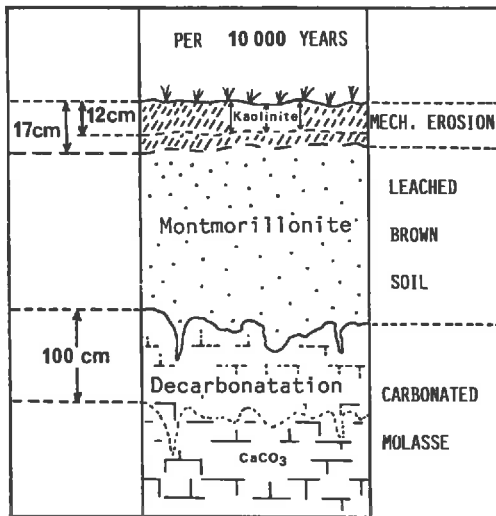


Fig.73 - Bilans des érosions chimique et mécanique sur le bassin du Girou. Vitesse de progression des fronts d'altération en cm/10 000 ans (d'après PROBST, 1986)

équations de dissolution de ces minéraux. Sachant que la teneur pondérale en smectite des sols de ce bassin est de 20% en moyenne et que la teneur en CaCO₃ de la molasse est de 24% environ (CROUZEL et MEYER, 1977 ; MEYER, 1981 et REVEL, 1982), on peut estimer d'une part la vitesse de progression du front de décarbonatation à environ 100 μm par an, soit 1 m pour 10 000 ans, et d'autre part l'épaisseur de sol affecté par la formation de kaolinite à 12 μm par an, soit 0,12 m pour 10 000 ans (fig. 73).

Le flux spécifique total de CO₂ atmosphérique consommé à la fois par l'altération des silicates et la dissolution des carbonates a été estimé sur ce bassin à 3,73 × 10⁵ moles de CO₂ par km². Ce flux atmosphérique contribue pour 50% environ au flux total de bicarbonates exportés en solution par le Girou.

2. Comparaison érosion chimique-érosion mécanique

Le Girou a exporté, au cours du cycle 1980-1981, 11500 t de sédiments, soit 27 t/km².an. Si l'on considère sur ce bassin que la densité moyenne des sols est de 1,6, ce tonnage spécifique correspond à une érosion mécanique moyenne de 17 cm pour 10 000 ans (fig. 73).

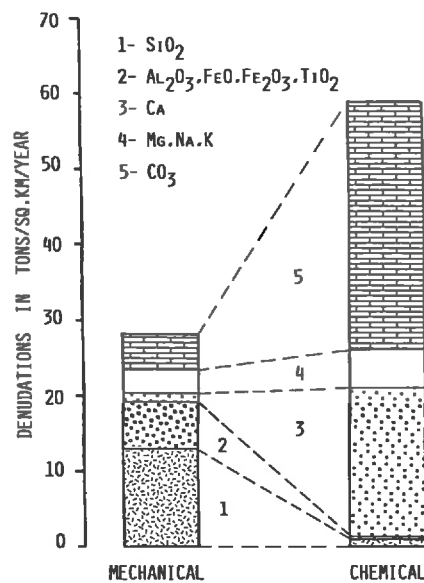


Fig.74 - Comparaison des flux spécifiques des différents éléments majeurs exportés du bassin du Girou par érosion mécanique et par érosion chimique (d'après PROBST, 1986)

Ainsi, l'ablation mécanique des sols de ce bassin est nettement inférieure à la progression du front de décarbonatation, favorisant donc un approfondissement des horizons pédologiques, mais elle est du même ordre de grandeur que la vitesse de formation des kaolinites, expliquant peut-être ainsi en partie la pauvreté de ces sols en kaolinites.

Si l'on compare maintenant, sur la figure 74, les vitesses d'érosion mécanique et chimique, élément par élément, on voit bien que certains éléments comme la silice, le fer et l'alumine sont principalement évacués du bassin par l'érosion mécanique, alors que les cations et les carbonates le sont par l'érosion chimique.

C - LE BASSIN DE LA GARONNE AMONT (PROBST, 1983 et PROBST et BAZERBACHI, 1986)

Le bassin versant de la Garonne amont couvre une superficie de 9980 km². La partie amont de ce bassin est occupée par la chaîne des Pyrénées (6600 km²) avec différents types de roches (granites, gneiss, schistes, calcaires, marnes, etc.), et la partie aval (3380 km²) est formée de terrains molassiques comme ceux du bassin du Girou.

Le tonnage total de matériaux exportés en solution par la Garonne à Portet-sur-Garonne a été estimé à 1,19 millions de tonnes au cours du cycle 1981-1982, soit un flux spécifique de 119 t/km².an. L'altération des silicates libère sur ce bassin 32 000 t/an de silice dissoute, soit un flux spécifique de 3,2 t/km².an. D'après les résultats obtenus sur le bassin molassique du Girou, on peut estimer que la partie molassique du bassin de la Garonne amont libère environ 3000 t/an de silice, soit un peu moins de 10 % du flux total de silice exporté par la Garonne. Par différence, le flux de silice venant de la chaîne des Pyrénées est estimé à 29 000 t, soit 4,4 t/km².an.

On adopte ensuite la même démarche que sur le bassin du Girou, et on calcule les flux de cations (6200 t/an) et de bicarbonates (18 000 t/an) libérés par l'altération des silicates sur l'ensemble du bassin amont. Puis on calcule la vitesse de dissolution des carbonates à partir du tonnage de bicarbonates restants (706 000 t/an), sachant que la moitié vient du CO₂ atmosphérique. Ainsi, la quantité totale de carbonates dissous sur l'ensemble du bassin est estimée à 0,59 million de tonnes de CaCO₃, soit une dissolution spécifique de 59 t/km².an.

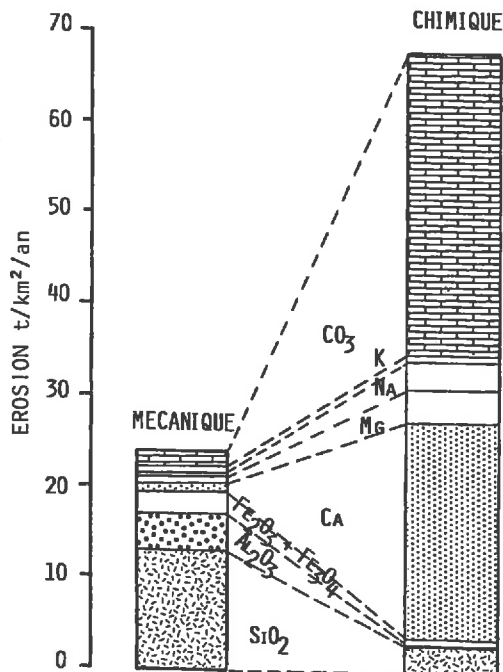


Fig.75 - Comparaison, élément par élément, des tonnages spécifiques exportés par l'érosion mécanique et par l'érosion chimique sur le bassin de la Garonne amont (d'après PROBST et BAZERBACHI, 1986)

Le flux de CO₂ consommé par l'altération des silicates et la dissolution des carbonates est estimé sur ce bassin amont à environ $6,1 \times 10^9$ moles par an, soit un flux spécifique de $6,1 \times 10^5$ moles/km².an, et il contribue pour près de 49% au flux de bicarbonates exportés par la Garonne. Ce flux est 1,6 fois supérieur à celui du bassin du Girou, car le drainage moyen de la Garonne amont (686 mm/an) est nettement plus élevé que celui du Girou (162 mm/an).

Pour le bassin de la Garonne, il est plus difficile de calculer la vitesse d'érosion par type de roches et, par conséquent, la vitesse d'approfondissement des différents types de sols du bassin. On peut cependant remarquer que le flux d'éléments dissous libérés par l'érosion chimique (70 t/km².an) est 2,5 fois supérieur au flux de matières en suspension venant de l'érosion mécanique (28 t/km².an). Comme on peut le voir sur la figure 75, la comparaison, élément par élément, de l'érosion mécanique avec l'érosion chimique aboutit aux mêmes conclusions que sur le bassin du Girou : silice, fer et alumine sont évacués principalement par l'érosion mécanique alors que les cations et les bicarbonates quittent les paysages grâce à l'érosion chimique.

D - LE BASSIN DU CONGO (NKOUNKOU et PROBST, 1987 ; PROBST *et al.*, 1992 a et soumis)

Le bassin versant du Congo est le deuxième bassin du monde après l'Amazone, par sa superficie (3,475 × 10⁶ km² à Brazzaville) et par son débit moyen annuel (41 000 m³/s). Sur le bassin du Congo, deux approches ont été utilisées pour calculer les bilans d'érosion chimique et la consommation de CO₂ par altération. La première est une approche par type de roche, à partir de la composition chimique des eaux qui drainent les différents types de roches du bassin. Cette première approche est comparable au "Temperate Stream Model" de MEYBECK (1987). La deuxième est une approche plus globale basée sur la composition chimique moyenne des eaux du Congo à l'exutoire ; elle est inspirée de la méthode utilisée par STALLARD (1980) sur le bassin de l'Amazone.

1. Approche par type de roche

Les eaux du bassin du Congo drainent, pour simplifier, trois principales formations lithologiques : les roches cristallines, les sables et les grès, et les roches carbonatées. Ces trois types de formations occupent respectivement 42, 49 et 9% de la surface totale du bassin. Une étude menée par SAVAT (1973) sur les débits de 92 petits cours d'eau distribués sur l'ensemble du bassin, nous a permis de déterminer l'intensité moyenne du drainage pour chaque type de roches : 240 mm sur les roches cristallines, 430 mm sur les sables et les grès et 73 mm sur les roches carbonatées.

Enfin, différentes études sur la composition chimique des eaux, réalisées par CLERFAYT (1956) et SYMOENS (1968) sur le bassin du Congo, par GAC et PINTA (1973) sur le bassin de l'Ouham, adjacent à celui du Congo, et par FURCH (1984) sur les sables du Rio Negro, comparables à ceux du Kasai, nous ont permis de déterminer une composition chimique moyenne des eaux de drainage par type de roche.

Le flux total d'éléments dissous exporté par le fleuve Congo (F_T en t/an) résulte de la somme des différents flux évacués par les eaux qui drainent chaque type de roche (i). On peut alors écrire l'équation suivante :

$$F_T = \sum_{i=1}^n F_i = \sum_{i=1}^n C_i \times D_i \times S_i \quad (47)$$

avec F_i, le flux (t/an) venant de chaque type de roche (i) ; C_i, la concentration moyenne des eaux de drainage en mg/l ; D_i, le drainage moyen annuel en mm et S_i, la surface occupée par chaque type de roche en 10³ km².

Cette démarche est comparable à celle utilisée par MEYBECK (1987) pour l'ensemble des continents, mais on tient compte ici en plus de l'intensité du drainage qui est l'un des facteurs principaux de l'érosion chimique, comme nous le verrons par la suite.

Les résultats obtenus par cette méthode montrent que la somme des flux venant des trois types de roches est comparable au flux calculé directement à l'exutoire du bassin à partir des données de DERONDE et SYMOENS (1980) sur la composition chimique des eaux du Congo à Brazzaville.

Pour calculer la vitesse de l'érosion chimique et le bilan du CO₂ atmosphérique, on corrige tout d'abord ces flux des apports atmosphériques. Pour cela, on considère que tous les chlorures évacués par les eaux de surface sont apportés par les précipitations, car il n'y a pas de roches évaporitiques sur le bassin du Congo. Puis on estime, pour les autres éléments (Xi), la contribution des apports atmosphériques en se basant sur les rapports ioniques moyens (Xi/Cl⁻) donnés par MEYBECK (1984) pour les précipitations des régions tropicales humides. Ces apports sont très importants pour le calcium, le magnésium et le potassium puisqu'ils représentent 70 à 75 % du flux exporté par le Congo, alors que pour le sodium ils représentent seulement 26 %.

On calcule ensuite, par type de roches, la vitesse moyenne de progression des fronts d'altération. Pour les roches cristallines, on considère, comme GAC et PINTA (1973) sur le bassin de l'Ouham (RCA), qu'un mètre cube de roche est composé de 950 kg de quartz, 850 kg de silice combinée et de 366 kg d'alumine. L'altération complète de ce volume de roche libère 560 kg de silice dissoute dont 149 kg viennent de la dissolution des quartz, si l'on considère un taux de dissolution de 15 % (TARDY, 1969 et LELONG, 1967). La silice restante est combinée avec l'alumine pour former la kaolinite.

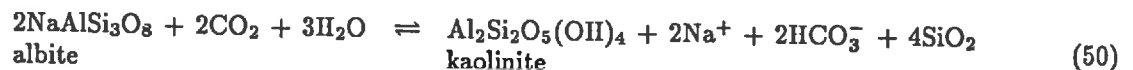
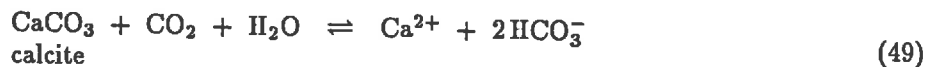
A partir des 6,9 millions de tonnes/an de silice évacuée par les eaux qui drainent les roches cristallines, on estime la vitesse de progression du front d'altération (V_A) à 8,5 cm pour 10 000 ans, soit 8,5 m par millions d'années :

$$V_A \text{ (m/10}^6 \text{ ans)} = (F_A \times 10^3)/(F_T \times S) \quad (48)$$

avec F_T en kg, flux total de silice évacuée (560 kg) pour altérer une épaisseur de 1 m de roche, F_A le flux annuel de silice (en kg/an) évacuée par les eaux de drainage, et S la surface totale occupée par ce type de roche sur le bassin (en m²).

Pour les roches gréseuses, on considère que toute la silice évacuée par les eaux de drainage (5,2 × 10⁶ t/an) vient de la dissolution des quartz, avec un taux de dissolution de 15 %, car ces roches sont très pauvres en minéraux altérables. En procédant de la même manière que pour les roches cristallines, on calcule que cette dissolution progresse à la vitesse de 12,5 m par million d'années. Enfin, pour les roches carbonatées, on estime la vitesse de dissolution totale de la roche à partir des flux de calcium (0,91 × 10⁶ t/an) et de magnésium (0,32 × 10⁶ t/an) restants après correction des apports atmosphériques et des flux venant de l'altération des roches cristallines et gréseuses. On calcule ainsi que le front de dissolution de la calcite et de la dolomite qui composent principalement ces roches progresse avec une vitesse de 4,2 m/million d'années.

Le flux de bicarbonates d'origine atmosphérique (CO₂) est calculé par type de roche à partir des flux d'éléments corrigés des apports atmosphériques et des équations générales de dissolution des carbonates et des silicates, sachant que, pour l'altération des silicates (éq. 50), la totalité des bicarbonates est d'origine atmosphérique, alors que pour la dissolution des carbonates (éq. 49) la moitié seulement vient de l'atmosphère :



Ainsi sur le bassin du Congo, on a pu calculer que 76 % des bicarbonates qui sont exportés par le fleuve sont produits par le CO₂ atmosphérique.

Il est intéressant de noter, enfin, que la vitesse moyenne de l'érosion mécanique (7,4 cm/10 000 ans, chapitre III) est légèrement inférieure à la vitesse moyenne de progression des fronts d'altération (10,2 cm/10 000 ans), toutes roches confondues.

2. Méthode globale

a) Le bassin du Congo

Cette méthode a été proposée par STALLARD (1980) et nous l'avons adaptée au bassin du Congo (PROBST *et al.*, soumis). A partir des flux d'éléments dissous (tab. 9) exportés par le Congo (PROBST *et al.*, 1992a

Tableau 9 - Flux moyens annuels des différents éléments majeurs dissous exportés par l'Amazonie et ses affluents (1- issus des Andes, 2- issus du vieux bouclier brésilien), et par le Congo et son affluent, l'Oubangui (d'après PROBST et al., soumis)

RIVER		DISSOLVED LOAD (10 ⁹ moles/y)						
		Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	Cl	SO ₄
Solimoes (V.Grande)	(1)	270	47	686	118	1463	247	159
Ica	(1)	14	3	8	3	28	13	1
Jutai	(2)	5	2	5	1	10	7	1
Jurua	(2)	13	4	30	7	75	3	2
Japura	(1)	26	6	24	7	61	18	2
Purus	(2)	24	9	29	10	93	34	2
Negro	(2)	30	9	7	3	2	62	10
Madeira	(1)	111	32	112	60	303	33	75
Amazon (Obidos)		509	128	850	226	2164	381	297
Congo (Brazzaville)		113	47	78	73	278	50	17
Ubangui (Bangui)		12	5	13	10	49	5	1

et soumis, résultats du Programme PIRAT/GBF), on cherche à déterminer l'origine de ces éléments. On cherche notamment à distinguer la part des bicarbonates produits par l'altération des roches silicatées de celle qui vient de la dissolution des roches carbonatées, afin de calculer la contribution du CO₂ atmosphérique au flux total de bicarbonates exportés par le fleuve.

Après correction des apports atmosphériques (cf. approche par type de roche), les hypothèses de calcul et la démarche adoptée sont les suivantes (flux exprimés en moles/an) :

1. Le sodium et le potassium viennent principalement de l'altération des roches silicatées.
2. Le rapport molaire $R_{sil} = (Na+K)/(Ca+Mg)$ des eaux drainant les silicates est de 1,7. Ce rapport a été obtenu en faisant la moyenne pondérée par les débits (Q) des rapports des eaux qui drainent les roches cristallines ($R_{crist} = 1,3$, d'après les données de SYMOENS, 1968) et les roches gréseuses ($R_{grès} = 1,9$, d'après les données de CLERFAYT, 1956), de la manière suivante :

$$R_{sil} (\text{Congo}) = (1,9Q_{grès} + 1,3Q_{crist}) / (Q_{grès} + Q_{crist}) \quad (51)$$

Ce rapport permet de calculer le flux de (Ca+Mg) qui vient de l'altération des silicates.

3. Le flux de calcium et de magnésium venant de la dissolution des carbonates est obtenu par différence entre le flux total de (Ca+Mg) et celui venant de l'altération des silicates :

$$F_{(Ca+Mg)carb} = F_{(Ca+Mg)total} - F_{(Ca+Mg)sil} \quad (52)$$

4. Le flux de bicarbonates produits par la consommation de CO₂ atmosphérique lors de l'érosion chimique du bassin (carbonates et silicates) est calculé de la manière suivante :

$$F_{HCO_3(CO_2)} = F_{HCO_3total} - F_{(Ca+Mg)carb} \quad (53)$$

Ainsi pour le bassin du Congo à Brazzaville, nous avons estimé le flux de CO₂ à 208×10^9 moles/an, soit $0,562 \times 10^5$ moles/km².an. Ce flux représente près de 75 % du flux total de bicarbonates exportés par le fleuve. Ce résultat est pratiquement identique à celui que nous avons obtenu dans l'approche précédente par types de roches (76 %).

b) Le bassin de l'Oubangui

Cette méthode a également été appliquée au bassin de l'Oubangui qui est le principal affluent de rive droite du Congo. Son bassin couvre une superficie de 480 000 km² à la station de Bangui, et le drainage moyen annuel est de 270 mm (OLIVRY *et al.*, 1988). Les données utilisées concernant les flux d'éléments dissous ont été acquises dans le cadre de l'opération Grands Bassins Fluviaux du Programme PIRAT (PROBST *et al.*, 1992 a). Dans nos calculs, le rapport $R_{sil} = (Na+K)/(Ca+Mg)$ a été estimé à 1,4 à partir de la composition chimique des eaux du bassin de l'Ouham (GAC et PINTA, 1973). Ce bassin borde celui de l'Oubangui et son substratum géologique est entièrement constitué par le même socle cristallin que celui de l'Oubangui.

Le flux de CO₂ a été estimé à 37×10^9 moles/an, soit un flux spécifique de $0,741 \times 10^5$ moles/km².an. Ce flux représente, comme sur le bassin du Congo, 75 % du flux de bicarbonates exportés par l'Oubangui à Bangui. Ce résultat montre que la contribution des formations carbonatées du Protéozoïque, et notamment le drainage de cryptokarsts dans ces formations (BOULVERT et SALOMON, 1988), n'est pas négligeable puisque 25 % du flux de bicarbonates viennent des carbonates (CO₃²⁻) de ces formations.

E - LE BASSIN DE L'AMAZONE (PROBST *et al.*, soumis)

L'Amazone est le plus grand fleuve du monde, avec un bassin versant de 5,9 millions de km² et un débit de 6300 km³/an, soit un drainage de 1060 mm/an.

Pour effectuer nos calculs de bilan de CO₂ consommé, nous avons utilisé les données de flux d'éléments dissous acquises par le Programme CAMREX (Carbon in the AMAZON River EXperiment, RICHEY, 1982 et RICHEY *et al.*, 1985) dans le cadre d'une collaboration scientifique avec le CENA de l'Université de Sao Paulo (Brésil) et l'Université de Washington (USA).

La procédure de calcul utilisée est la même que celle qui a été décrite pour le bassin du Congo, mais elle a été appliquée sur le bassin de l'Amazone de deux manières :

- en utilisant, comme STALLARD (1980), les flux d'éléments dissous mesurés à l'exutoire du bassin (tab. 9) ; c'est la méthode du bilan global déjà appliquée au bassin du Congo ;
- en établissant des bilans partiels pour chacun des principaux affluents et pour le Solimoes (Amazone amont), à partir des flux dissous exportés par chaque affluent (tab. 9).

Quelle que soit la méthode utilisée, les corrections des apports atmosphériques ont été effectuées à partir des données de STALLARD (1980) sur la composition chimique des précipitations du bassin amazonien.

1. Bilan global

Les hypothèses de calcul (flux en moles/an) sont celles utilisées par STALLARD (1980). Après correction des apports atmosphériques, on considère que :

- tous les chlorures viennent de la dissolution de la halite,
- tout le sodium restant, après déduction de celui qui vient de la halite, vient de l'altération des silicates,
- tout le potassium est produit par l'altération des silicates,
- le rapport molaire $R_{sil} = (Na+K)/(Ca+Mg)$ des eaux qui drainent les roches silicatées est égal à 1,2, permettant ainsi de calculer la contribution en calcium et magnésium de l'altération de ces roches,
- le flux de calcium venant de la dissolution du gypse est égal à 64 % du flux de sulfates, considérant ainsi que 64 % des sulfates exportés par l'Amazone viennent de la dissolution du gypse,
- le flux de calcium et de magnésium produit par la dissolution des carbonates est obtenu par différence de la manière suivante :

$$F_{(Ca+Mg)carb} = F_{(Ca+Mg)total} - F_{(Ca+Mg)sil} - F_{(Ca)gypse} \quad (54)$$

Finalement, le flux de CO₂ venant de l'atmosphère, calculé de la même manière que pour le Congo, est estimé à 1526×10^9 moles/an, soit un flux spécifique de $3,2 \times 10^5$ moles/km².an. Ce flux contribue pour 70,5 % au flux total de bicarbonates exportés par l'Amazone à la station d'Obidos (tab. 10).

Tableau 10 – Contributions respectives du CO₂ atmosphérique (F_{CO₂}) et de la dissolution des carbonates (F_{CO₃}) au flux total de bicarbonates exporté par l'Amazonie et ses affluents, et par le Congo et son affluent, l'Oubangui

RIVER BASIN	CONTRIBUTIONS TO HCO ₃ ⁻ RIVER FLUX (10 ⁹ moles/y)				REF
	Atmospheric F _{CO₂}	%	Carbonate Dissolution F _{CO₃}	%	
AMAZON BASIN					
Solimoes (V.Grande)	848	57.9	615	42.1	1
Andean tributary	302	77.0	90	23.0	1
Shield tributary	180	100.0	0	0.0	1
Mainstem Oxidation	129	100.0	0	0.0	1
Amazon (Obidos) (a)	1459	67.4	705	32.6	1
Amazon (Obidos) (b)	1526	70.5	638	29.5	1
	1317	70.5	551	29.5	2
CONGO BASIN					
Ubangui (Bangui)	37	75.2	12	24.8	1
Congo (Brazzaville)	208	74.7	70	25.3	1
	115	76.0	36	24.0	3

(a) calculé en sommant les contributions estimées de chaque affluent et du Solimoes ; (b) calculé directement en utilisant les flux à Obidos, comme STALLARD (1980). REF : 1- cette étude, 2- STALLARD (1980) et 3- NKOUNKOU et PROBST (1987).

2. Bilans partiels

On effectue ici le calcul du bilan de CO₂ consommé par altération, bassin par bassin, pour les différents affluents de l'Amazonie. Le bilan global est obtenu en faisant la somme des différents bilans partiels.

Tout d'abord, on distingue les bassins qui drainent uniquement des roches silicatées sur lesquels 100 % des bicarbonates drainés sont d'origine atmosphérique, de ceux qui drainent différents types de roches et sur lesquels la contribution du CO₂ atmosphérique au flux total de bicarbonates est comprise entre 50 et 100 %. Ainsi les flux de bicarbonates drainés par le Negro, le Jurua, le Jutai et le Purus, qui drainent le vieux bouclier brésilien, sont essentiellement produits par le CO₂ atmosphérique. Par contre, pour les bassins du Madeira, du Japura, de l'Iça et du Solimoes qui drainent les Andes, nous appliquons la méthode de STALLARD pour estimer la contribution du CO₂ au flux de bicarbonates évacués par chaque cours d'eau. Les résultats sont reportés dans le tableau 10. La somme des bilans partiels permet d'estimer, comme nous avons pu le voir dans la partie I-B-2 de ce chapitre, la contribution de l'oxydation de la matière organique dans le fleuve.

Le flux de bicarbonates d'origine atmosphérique est finalement estimé à 1459 × 10⁹ moles/an pour l'ensemble du bassin, soit un flux spécifique de 3,1 × 10⁵ moles/km².an. La contribution de ce flux au flux total de bicarbonates représente 67,4 %. Ce résultat est très proche de celui obtenu par la méthode globale et de l'estimation faite par STALLARD (1980).

IV – CONSOMMATION DE CO₂ PAR ÉROSION CHIMIQUE DES CONTINENTS. FLUCTUATIONS AU COURS DES 100 DERNIÈRES ANNÉES

A – A L'ÉCHELLE DES BASSINS VERSANTS

1. Flux spécifiques de CO₂

On a résumé, dans le tableau 11, les résultats obtenus dans le paragraphe précédent sur les différents bassins étudiés. On a rajouté dans ce tableau le flux spécifique de CO₂ calculé par MEYBECK (1987) pour l'ensemble des continents, ainsi que les flux de CO₂ consommés d'une part par les surfaces continentales carbonatées et d'autre part par les surfaces silicatées que nous avons calculées également à partir des données de MEYBECK (1987).

Tous ces résultats nous ont permis de montrer qu'il y avait une bonne relation (fig. 76) entre le logarithme décimal du flux spécifique de CO₂ consommé par érosion chimique sur un bassin (F_{CO₂} en moles/km².an), et la contribution (D_{CO₃}, en %) de la dissolution des carbonates au flux total de bicarbonates exportés par les fleuves à l'exutoire des bassins (PROBST *et al.*, soumis). L'équation calculée de cette relation est la suivante :

$$\log F_{CO_2} = 0,0328 D_{CO_3} + 4,207 \quad (55)$$

avec un coefficient de corrélation $r = 0,914$, significatif à 0,01%.

Cette relation montre simplement que le flux de CO₂ consommé par érosion chimique est directement fonction de la proportion de surfaces carbonatées sur un bassin. En effet, même si seulement 50 % des bicarbonates libérés par la dissolution des carbonates sont d'origine atmosphérique (contre 100 % pour les silicates), la solubilité des minéraux carbonatés et la sensibilité des roches carbonatées à l'érosion chimique (12 fois plus sensible qu'un granite, MEYBECK (1987)) sont telles que c'est l'abondance de ces roches sur un bassin qui règle le flux de CO₂ consommé par l'érosion chimique sur l'ensemble du bassin.

L'extrapolation de l'équation 55 quand D_{CO₃} tend vers 0 % (bassin entièrement silicaté) et vers 50 % (bassin entièrement carbonaté) donne des valeurs (log F_{CO₂} = 4,20 pour les bassins silicatés et 5,85 pour

Tableau 11 – Flux spécifiques de CO₂ atmosphérique consommé par érosion chimique sur différents bassins versants et sur l'ensemble des continents. Contributions relatives du CO₂ atmosphérique et des carbonates au flux total de bicarbonates exportés par les différents fleuves (d'après PROBST *et al.*, soumis)

RIVER BASIN	AREA (km ²)	F _{CO₂} (10 ⁵ moles/y.km ²)	CONTRIBUTION (%)		REF
			F _{CO₂}	F _{CO₃}	
AMAZON	4619000	3.100	67.4	31.1	1
CONGO	3700000	0.526	74.7	25.3	2
NEGRO	755000	0.065	100.0	0.0	1
UBANGUI	500000	0.741	75.2	24.8	2
SENEGAL	218000	0.150	100.0	0.0	3
GARONNE	52000	4.650	55.0	45.0	4
MOSELLE	6847	5.430	54.4	45.6	5
MOSSIG	163	4.860	72.0	28.0	5
GIROU	520	3.730	50.0	50.0	6
WORLD	149×10 ⁶	1.610	67.0	33.0	7
WORLDcarb	24×10 ⁶	8.000	50.0	50.0	7
WORLDsil	59×10 ⁶	0.340	100.0	0.0	7

Références : (1) et (2) cette étude, calculés respectivement à partir des données du CAMREX Project et du Programme PIRAT-GBF ; (3) ORANGE (1990) ; (4) PROBST (1983) ; (5) KATTAN (1989) ; (6) PROBST (1986) ; (7) calculés d'après MEYBECK (1987).

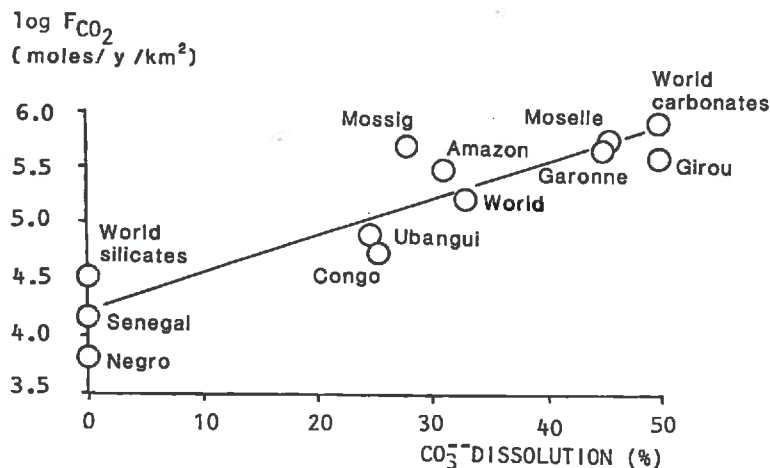


Fig.76 - Relation entre le flux spécifique de CO₂ atmosphérique consommé par érosion chimique sur les différents bassins versants, et la contribution relative de la dissolution des carbonates au flux total de bicarbonates exportés par les fleuves (d'après PROBST et al., soumis)

les bassins carbonatés) qui sont du même ordre de grandeur que celles que l'on peut calculer à partir des données de MEYBECK pour l'ensemble des continents ($\log F_{CO_2} = 4,53$ pour les surfaces silicatées et 5,90 pour les surfaces carbonatées).

2. Comparaison avec les flux de carbone organique

Les bilans de transfert de carbone des continents vers les océans, réalisés par MEYBECK (1984), montrent que le flux de carbone organique (particulaire + dissous = 395×10^{12} g/an) est légèrement supérieur au flux de carbone inorganique (380×10^{12} g/an).

Sur les bassins du Congo et de l'Amazone, les bilans des flux de carbone que nous avons calculés (PROBST et al., soumis) montrent que pour l'Amazone les flux organiques sont également légèrement supérieurs aux flux inorganiques alors que pour le Congo le flux organique est trois fois supérieur au flux inorganique (fig. 77). Il est intéressant aussi de noter que, sur le bassin du Congo, le carbone organique dissous représente près de 90% du flux total de carbone organique, et 67% du flux total de carbone (organique + inorganique). Par contre, sur l'Amazone, ces rapports sont plus équilibrés puisque le carbone organique dissous représente 58% du flux organique et 32% du flux total de carbone.

Enfin, il faut remarquer que les flux spécifiques de carbone sont plus élevés sur le bassin de l'Amazone que sur celui du Congo. Ainsi, les flux de carbone organique sont deux fois plus importants sur l'Amazone car la forêt tropicale humide occupe 74% de la surface totale du bassin, alors que sur le Congo elle n'occupe que 48%. Les flux de carbone inorganique sont 4,8 fois supérieurs sur l'Amazone, principalement à cause des apports des roches carbonatées dans les Andes où les flux spécifiques de bicarbonates ($21,5$ t/km².an à Vargem Grande) sont cinq fois supérieurs à ceux de l'Amazone aval ($4,3$ t/km².an à Obidos).

Mais le facteur le plus important qui permet d'expliquer en grande partie cette supériorité des flux de carbone sur le bassin de l'Amazone est l'intensité du drainage qui est presque trois fois supérieure sur l'Amazone (1060 mm/an) que sur le Congo (370 mm/an).

3. Variations interannuelles du flux de CO₂ consommé par l'érosion chimique

Il s'agit ici de reconstituer, sur les bassins de l'Amazone et du Congo, les variations au cours des 100 dernières années des flux de CO₂ consommé par érosion chimique à partir des variations de débit des fleuves et des relations établies entre les flux de bicarbonates et les débits, ou entre les concentrations et les débits.

Ainsi, comme on peut le voir sur la figure 61 pour le bassin du Congo, les teneurs en bicarbonates diminuent quand les débits augmentent. L'équation calculée de cette relation pour la période 1987-1988 est

GLOBAL CARBON FLUXES
(t/y/km²)

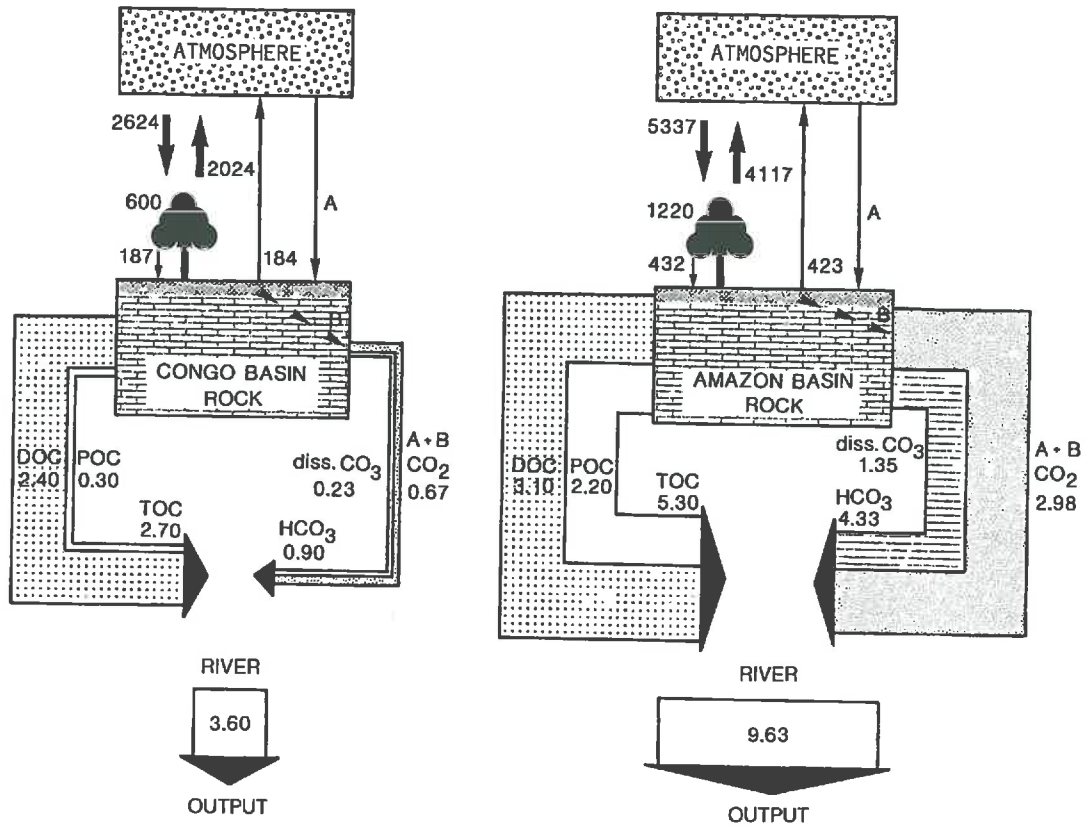


Fig.77 - Comparaison des flux spécifiques de carbone organique et inorganique sur les bassins du Congo (à gauche) et de l'Amazonie (à droite), d'après PROBST et al. (soumis)

DOC : carbone organique dissous, POC : carbone organique particulaire, TOC : carbone organique total, A et B : flux de CO₂ atmosphérique (A : direct, B : après oxydation de la matière organique).

de la forme :

$$C_{\text{HCO}_3^-} = (0,4838 \times 10^6 / Q) + 0,478 \quad (56)$$

avec $C_{\text{HCO}_3^-}$, la concentration en bicarbonates en mg/l et Q le débit en m³/s ($r = 0,837$, significatif à 0,01 %).

Le flux de bicarbonates résulte du produit de la concentration en bicarbonates par le débit :

$$F_{\text{HCO}_3^-} = C_{\text{HCO}_3^-} \times Q \quad (57)$$

Si l'on remplace $C_{\text{HCO}_3^-}$ par son expression en fonction du débit (éq. 56), on obtient l'équation suivante :

$$F_{\text{HCO}_3^-} = 15,07 Q + 152,6 \times 10^6 \quad (58)$$

avec $F_{\text{HCO}_3^-}$ le flux de bicarbonates en t/an, et Q le débit en m³/s.

Sachant que le flux de CO₂ consommé par érosion chimique représente 74,7% du flux total de bicarbonates, on peut exprimer, à partir de l'équation 58, le flux spécifique de CO₂ (F_{CO_2} en moles/km².an) par l'équation suivante :

$$F_{\text{CO}_2} = 0,05 Q + 5,06 \times 10^4 \quad (59)$$

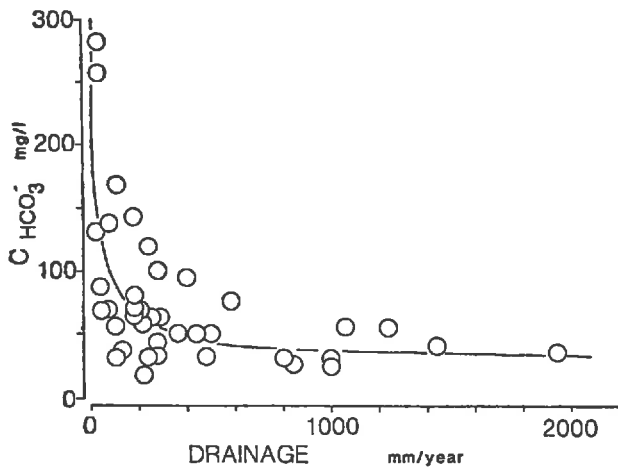


Fig.79 - Relation entre les teneurs en bicarbonates dans les eaux de surface et l'intensité du drainage, par latitude et par continent (d'après PROBST et al., 1992b). La courbe représente l'équation (64) ajustée à cette relation

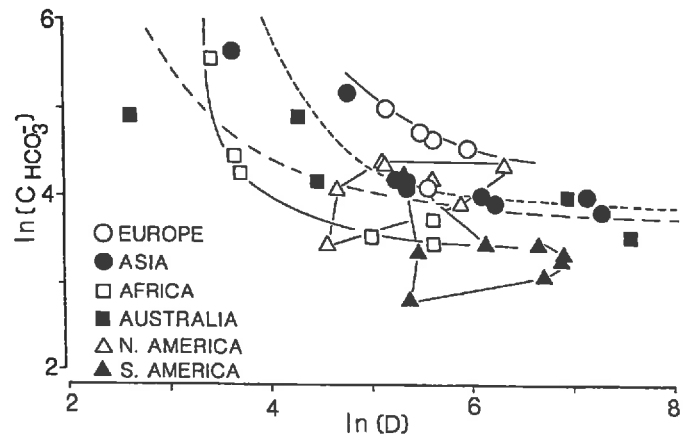


Fig.80 - Relations entre le logarithme népérien des concentrations en bicarbonates et le logarithme népérien du drainage (d'après PROBST et al., 1992b). Cette relation établie pour l'ensemble des bandes latitudinales de 10° fait apparaître des différences entre les continents

Il est intéressant de remarquer, sur la figure 80, que l'on peut individualiser pour chaque continent une relation différente entre les teneurs en bicarbonates et le drainage. Ainsi, on retrouve pour l'Europe, l'Asie, l'Australie et l'Afrique, une diminution des concentrations en bicarbonates quand le drainage augmente, mais, à drainage égal, les concentrations sont plus élevées en Europe qu'en Asie et en Australie et qu'en Afrique. Par contre, pour l'Amérique du Sud et l'Amérique du Nord, il n'y a pas de relation entre concentration et drainage, mais les concentrations sont plus élevées en Amérique du Nord qu'en Amérique du Sud. On retrouve ici, sur cette relation, l'influence des roches carbonatées dont les surfaces sont proportionnellement plus élevées en Europe, Asie, Amérique du Nord et Australie, qu'en Afrique et en Amérique du Sud.

2. Variations au cours des 100 dernières années

On calcule tout d'abord la fonction de transfert qui permet d'estimer le flux de CO₂ consommé par érosion chimique sur l'ensemble des continents en fonction de l'intensité moyenne du drainage continental global. MEYBECK (1987) a estimé que 67,3 % des bicarbonates exportés par les fleuves vers les océans étaient produits par le CO₂ atmosphérique. On peut donc écrire :

$$F_{CO_2} = 0,673 \times F_{HCO_3^-} \quad (65)$$

Le flux de bicarbonates (F_{HCO₃⁻} en moles) est calculé de la manière suivante :

$$F_{HCO_3^-} = C_{HCO_3^-} \times D \times S \quad (66)$$

avec C_{HCO₃⁻} la teneur moyenne en bicarbonates (moles/l), D le drainage en mm et S la surface en km².

A partir des équations (64), (65) et (66), on peut finalement calculer une fonction de transfert entre le flux de CO₂ consommé par érosion chimique des continents (F_{CO₂} en moles/an) et le drainage (D en mm) :

$$F_{CO_2} = 0,635 \times 10^{12} D^{0,66} \quad (67)$$

Pour un drainage moyen de 266 mm, le flux annuel de CO₂ est estimé à 2,53 × 10¹³ moles. Or la teneur moyenne en CO₂ de l'atmosphère a varié de 290 ppm avant l'industrialisation (1860) à 316 ppm en 1959 et

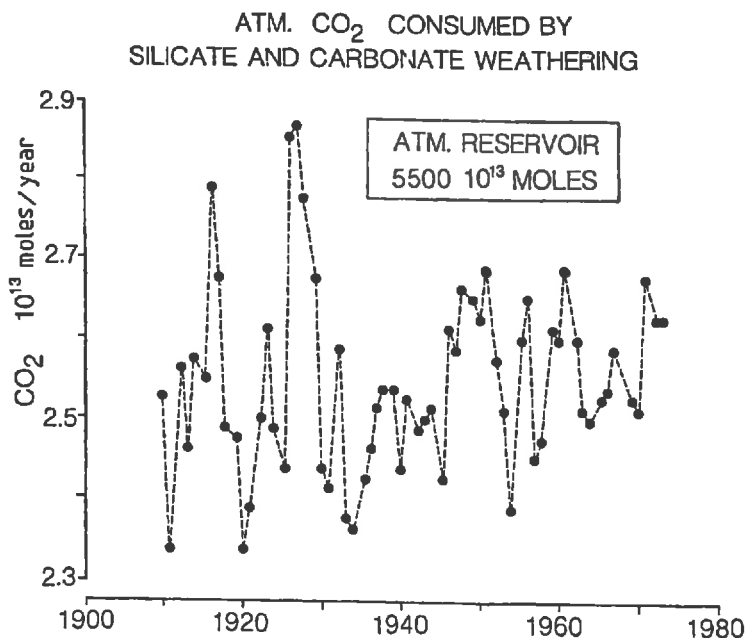


Fig.81 – Variations depuis le début du siècle des flux moyens annuels de CO₂ atmosphérique consommé par l'érosion chimique des continents (d'après PROBST *et al.*, 1992 b). Les valeurs annuelles des F_{CO_2} sont données en annexe

à 336 ppm en 1980 (BOLIN *et al.*, 1979 ; BACASTOW et KEELING, 1981), ce qui correspond à un réservoir "atmosphère" qui contient de 5100×10^{13} moles à 5900×10^{13} moles de CO₂. Il faudra donc 2000 à 2500 ans pour que ce réservoir en CO₂ atmosphérique soit entièrement renouvelé par le flux de CO₂ consommé par l'érosion chimique des continents.

Mais la quantité de CO₂ consommé par altération a fluctué d'une année à l'autre et on peut reconstituer ces fluctuations (fig. 81 et annexe), en utilisant les variations de débit continental global que nous avons calculées depuis le début du siècle (voir annexe) à partir des variations des débits des fleuves (cf. chapitre II, PROBST et TARDY, 1987 et 1989). L'amplitude de ces fluctuations interannuelles est faible (CV = 4,5%), plus faibles que celles qui ont été calculées sur le bassin de l'Amazonie (CV = 8,2%), mais plus importantes que celles du bassin du Congo (CV = 0,4%).

A l'échelle de ce siècle, ces fluctuations globales de CO₂ consommé par altération présentent en moyenne une légère augmentation (+ 3%) qui est du même ordre de grandeur que celle du drainage continental global (+ 4%). L'équation de cette tendance générale est la suivante (t, date de l'année) :

$$F_{CO_2} \text{ (en } 10^{13} \text{ moles/an)} = 8,153 \times 10^{-4} t + 0,965 \quad (68)$$

Avec un coefficient de corrélation $r = 0,132$, cette augmentation en fonction du temps n'est cependant pas très significative (à 30% seulement).

V – BILAN GLOBAL ET MODÉLISATION DE L'ÉROSION CHIMIQUE DES CONTINENTS

Les résultats qui sont présentés dans ce paragraphe ont fait en partie l'objet de deux rapports de DEA (DUBUS, 1989 et MOMBOISSE, 1990) dont j'ai assuré la direction scientifique.

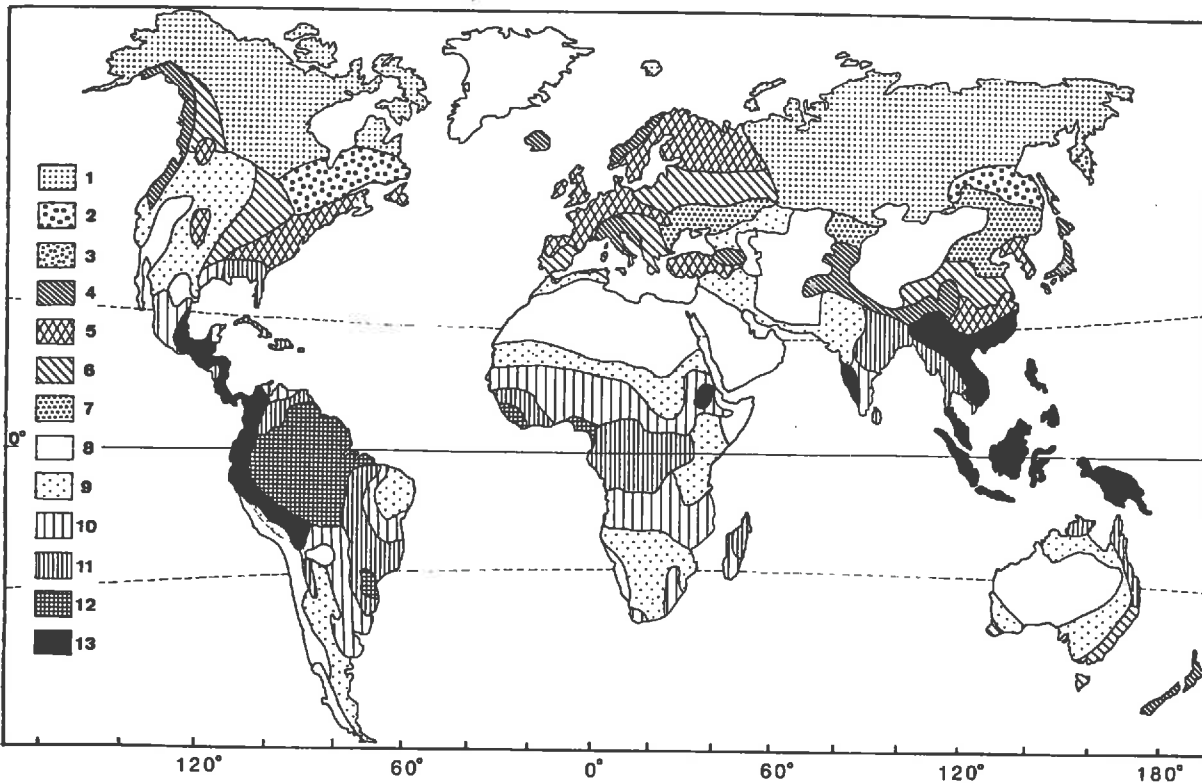


Fig.82 – Carte mondiale des transports dissous par les fleuves, établie par régions morphoclimatiques (d'après MEYBECK, 1979). Les valeurs des transports sont données dans le tableau 12 par région morphoclimatique (1 à 13)

A – BILAN DES TRANSPORTS D'ÉLÉMENTS DISSOUS PAR LES FLEUVES

Le dernier bilan précis des transports fluviaux dissous vers les océans a été réalisé par MEYBECK (1979), par extrapolation des transports fluviaux dissous connus à l'ensemble des continents, par régions morphoclimatiques (fig. 82). Ce bilan est chiffré à $4,2 \times 10^9$ t de matières dissoutes par an, en tenant compte des apports naturels ($3,7 \times 10^9$ t) et des rejets anthropiques ($0,5 \times 10^9$ t). Si l'on ramène ce tonnage à l'ensemble des surfaces continentales et à l'ensemble des surfaces exoréïques, on obtient respectivement des transports spécifiques de 28 et 36 t/km².an. On a reporté dans le tableau 12 les tonnages spécifiques des différents éléments majeurs dissous par régions morphoclimatiques et pour l'ensemble des continents (MEYBECK, 1979).

Toutes ces données nous ont permis de calculer les variations latitudinales des transports dissous et des charges en solution des eaux de surface par zone latitudinale de 10° (fig. 84 et 85).

Les transports spécifiques dissous, exprimés en t/km².an, présentent à peu près la même distribution latitudinale que les transports solides, sauf pour les latitudes 30° à 80° N où les transports dissous sont beaucoup plus importants que les transports solides. Ceci peut être attribué à l'importance relative des surfaces carbonatées sous ces latitudes (Asie, Europe, Amérique du Nord), comme nous avons pu le voir sur la figure 15 (chapitre I) à travers la distribution holosphérique des surfaces karstiques. On retrouve également cette évolution sur la distribution latitudinale (fig. 88) de chacun des éléments dissous transportés par les fleuves (particulièrement le calcium, le magnésium et les bicarbonates), à l'exception de la silice et du potassium qui viennent plutôt de l'altération des roches silicatées.

Les deux autres pics que l'on retrouve pour tous les éléments dissous aux latitudes équatoriales et tempérées sud sont à mettre en relation avec l'intensité du drainage sous ces latitudes (cf. fig. 15, chapitre I). On a pu également calculer, à partir de ces données, la distribution latitudinale des flux spécifiques dissous

Tableau 12 – Valeurs des transports fluviaux dissous par région morphoclimatique (voir carte mondiale, fig. 82)

TDS : transports dissous totaux (anions + cations + silice), érosion chimique : TDS moins les apports atmosphériques et moins le CO₂ atmosphérique (d'après MEYBECK, 1979).

N° carte	Région morphoclimatique	Transports en solution t/km ² .an									TDS	Eros. chim.
		SiO ₂	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻			
1	Toundra et Taïga	0,75	3,5	0,95	1,4	0,15	1,75	2,7	12,4	23,6	14	
2	Taïga humide	1,6	3,85	0,82	1,1	0,24	1,1	3,7	12,7	25,2	15,5	
3	Taïga très humide	5,75	5,55	1,45	4,1	0,63	3,9	5,1	23,9	50,3	32	
4	Tempéré très humide	10	17,9	4,45	6,35	2,6	7,5	8,8	72,3	130	80	
5	Tempéré humide	2,35	9,7	1,7	1,0	0,58	2,5	7,1	31	57,0	35	
6	Tempéré	1,4	7,3	1,9	2,35	0,42	2,75	5,8	24,4	46,4	28	
7	Tempéré semi-aride	0,8	6,3	1,25	2,9	0,2	3,05	8,7	16,3	39,5	24	
8	Désert et glaciers	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
9	Aride	0,25	0,63	0,22	1,05	0,09	1,05	0,9	2,5	6,6	3	
10	Tropical contrasté	2,35	1,0	0,42	0,81	0,3	0,68	0,43	5,35	11,3	6,4	
11	Tropical humide	4,15	3,0	1,3	1,8	0,6	1,5	1,4	16,5	30,1	15,5	
12	Trop. très hum. (plaine)	11,4	3,15	1,0	1,8	0,6	3,1	3,1	11,2	35,3	22	
13	Trop. très hum. (montagne)	16,4	17,4	3,55	6,1	1,6	8,7	7,3	69,9	131,4	67	

venant essentiellement de l'érosion chimique des roches, obtenue en corrigeant les transports dissous totaux des apports atmosphériques et du CO₂ atmosphérique (fig. 84). On a reporté aussi sur cette figure la distribution des apports atmosphériques totaux (éléments dissous + CO₂ utilisé pour l'altération). Les trois courbes suivent du Nord au Sud la même distribution latitudinale. Il est d'ailleurs très important de souligner qu'il existe une très bonne relation linéaire entre les transports dissous spécifiques (TDS en t/km².an) et l'intensité de l'érosion chimique (Er_{ch} en t/km².an), comme on peut le voir sur la figure 83. L'équation de cette relation calculée à l'échelle globale pour l'ensemble des zones latitudinales de 10° est la suivante :

$$TDS = 1,705 Er_{ch} + 0,528 \quad (69)$$

avec $r = 0,995$, significatif à 0,01%. L'existence de cette relation est fondamentale, car tous les modèles d'érosion chimique que nous avons établis par la suite sont basés sur les données de transports dissous par les fleuves.

D'après l'équation 69, on peut estimer qu'en moyenne, à l'échelle globale, 58% des transports dissous viennent de l'érosion chimique des roches, le reste venant du CO₂ atmosphérique et des apports d'éléments dissous par les précipitations. Ce pourcentage est le même que celui calculé par MEYBECK (1979).

B – MODÉLISATION PAR ZONES LATITUDINALES

La procédure de calcul est la même que celle qui a été décrite dans le chapitre III (paragraphe III-C-1) pour l'érosion mécanique. La variable dépendante est le flux spécifique total d'éléments dissous, TDS, exprimé en t/km².an, et les variables explicatives testées sont les mêmes que celles qui ont été testées pour l'érosion mécanique. Les coefficients de corrélation entre les transports dissous et les différentes variables sont donnés dans le tableau 7 (chapitre III). La procédure de régression montre que c'est le drainage qui est introduit en premier ; puis, dans l'ordre, elle introduit l'intensité culturale, la température qui est remplacée dans le modèle suivant par l'altitude et les pentes, et enfin la surface des continents. Le modèle retenu par la procédure contient donc cinq variables avec un Cp de MALLOW égal à 4,93. Les variables qui sont introduites par la suite (dans l'ordre : température, précipitation et indice de protection des sols par la végétation)

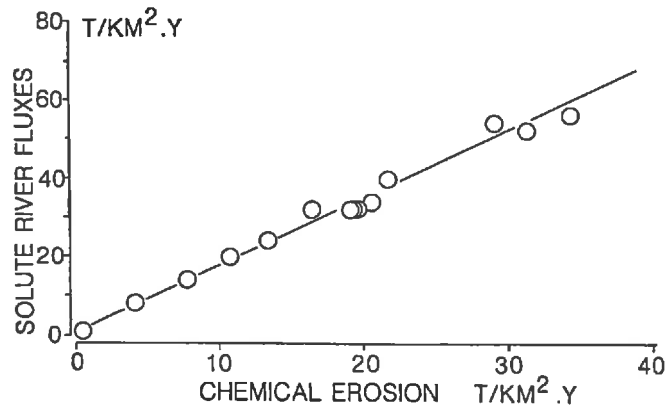


Fig.83 - Relation entre l'intensité de l'érosion chimique des continents (bandes de 10° de latitude) et le flux total d'éléments dissous exportés par les fleuves

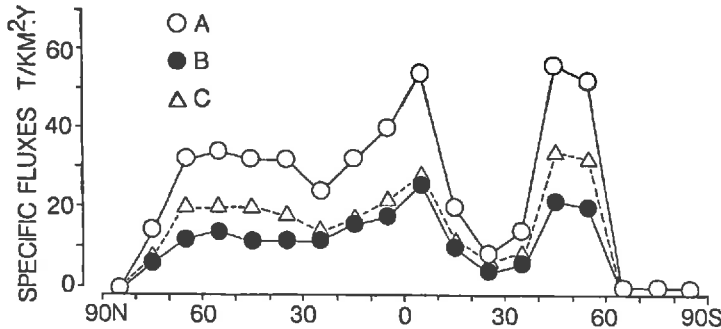


Fig.84 - Distributions latitudinales des transports fluviaux dissous (A), des apports atmosphériques (B : ions + CO₂) et des flux venant de l'érosion chimique des continents (C = A - B)

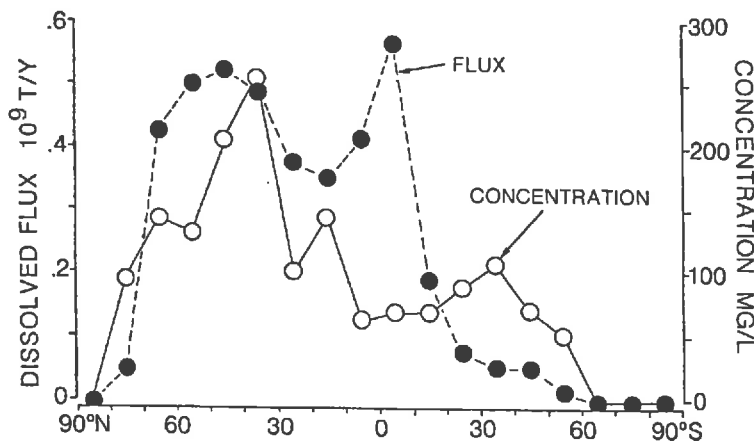


Fig.85 - Variations latitudinales des tonnages de matières en solution exportées des continents vers les océans, et des charges en solution des eaux de surface

n'apportent rien de plus au modèle initial à cinq variables, donnant des modèles qui sont surspécifiés. L'équation du modèle retenu est la suivante :

$$\begin{aligned} \text{TDS (t/km}^2\text{/an)} = & 0,058 \times D(\text{mm}) + 0,548 \times \text{IC}(\%) - 0,011 \times H(\text{m}) \\ & + 4,475 \times \text{Ipt}(\%) + 0,002 \times S(10^3 \text{ km}^2) - 1,204 \end{aligned} \quad (70)$$

avec $r = 0,928$, significatif à 0,01 %.

Dans ce modèle, l'altitude est introduite avec un coefficient négatif. Il faut voir là l'influence de la température sur l'intensité de l'érosion chimique, car la température diminue avec l'altitude. Par contre, il n'y a pas *a priori* de raisons fondamentales pour que l'intensité culturale (si ce n'est sur les apports par les pollutions) et les pentes influencent directement l'intensité de l'érosion chimique et des transports dissous. Nous pensons plutôt que ces deux facteurs traduisent l'influence prépondérante de la dissolution des carbonates sur les transports dissous, car une grande proportion des surfaces carbonatées se retrouve

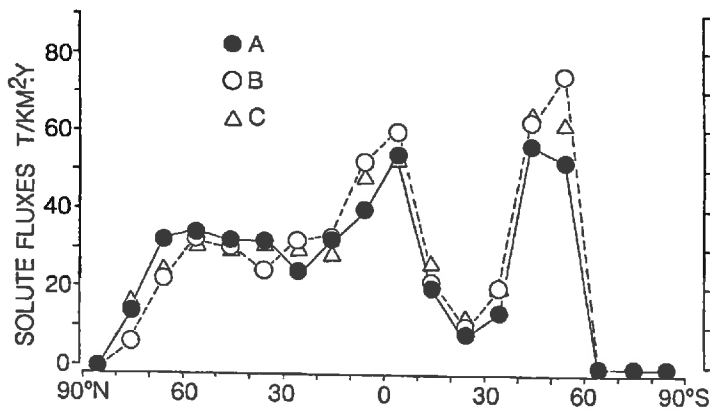


Fig.86 - Distribution latitudinale des transferts de matières en solution "continent-océan". A- calculée à partir des données de MEYBECK (1979), B- simulée à partir du modèle établi par latitude et par continent (éq. 70), C- simulée à partir du modèle établi pour l'ensemble des grands bassins fluviaux (éq. 71)

dans l'hémisphère nord comme les grandes chaînes de montagnes (Rocheuses, Alpes et Himalaya) et comme beaucoup de pays industrialisés où l'intensité culturale est aussi très importante. Il serait donc très profitable de pouvoir tester dans ce modèle la proportion des surfaces continentales occupées par les roches carbonatées.

Comme on peut le voir sur la figure 86, les valeurs de transports dissous que nous avons pu calculer par zones latitudinales de 10° à partir de l'équation 70 sont très bien ajustées aux valeurs que nous avons estimées à partir des données de MEYBECK (1979). Le tonnage total de matériaux en solution exporté par les fleuves vers les océans est estimé à partir de notre modèle à $4,08 \times 10^9$ t/an. Cette valeur est pratiquement identique au tonnage calculé ($4,2 \times 10^9$ t/an) par MEYBECK (1979).

C - MODÉLISATION PAR GRANDS BASSINS FLUVIAUX

Les données de base sur les transports dissous (totaux et par élément) par les 45 fleuves que nous avons sélectionnés ont été empruntées à MEYBECK (1984) et mises à jour avec les données les plus récentes de la littérature (tab. 6, chapitre III), notamment grâce aux travaux publiés dans le cadre du programme du SCOPE/UNEP "Transport of carbon and minerals in major world rivers" (DEGENS, 1982 ; DEGENS *et al.*, 1983, 1985, 1987 et 1988).

La procédure de calcul et les variables explicatives testées sont les mêmes que celles qui ont été utilisées pour la modélisation de l'érosion mécanique par grands bassins fluviaux. La variable dépendante est ici le logarithme népérien des transports dissous.

1. Transports dissous totaux

Comme pour les zones latitudinales, c'est le drainage qui est introduit en premier dans le modèle. Puis, la procédure introduit dans l'ordre : l'intensité culturale et les pentes. Le modèle retenu contient donc trois variables et le coefficient de MALLOW est égal à 2,3. Les variables introduites par la suite dans le modèle n'apportent rien de plus au modèle initial à trois variables. L'équation du modèle retenu est la suivante :

$$\ln \text{TDS (t/km}^2\text{.an)} = 0,642 \times \ln D(\text{mm}) + 0,047 \times \text{Pt}(\%) + 0,020 \times \text{IC}(\%) - 0,803 \quad (71)$$

avec $r = 0,841$ pour $n = 32$ bassins, significatif à 0,01 %.

Comme on peut le voir sur la figure 86, les valeurs calculées par le modèle sont très proches des valeurs obtenues à partir du modèle par latitude et des valeurs estimées à partir des données de MEYBECK (1979). Ce modèle permet d'estimer le flux total de matériaux dissous évacués vers les océans à $4,05 \times 10^9$ t/an, valeur très proche de celle calculée ($4,2 \times 10^9$ t/an) par MEYBECK (1979).

Il est intéressant de noter que les facteurs qui sont pris en compte dans ce modèle ont également été pris en compte dans le modèle précédent, établi par latitude et par continent, à savoir le drainage, l'intensité culturale et les pentes.

2. Transports des différents éléments majeurs dissous

a) Relation avec les différents facteurs

On a reporté dans le tableau 13 les valeurs des coefficients de corrélation entre les transports spécifiques des différents éléments majeurs dissous et les différents paramètres de l'érosion. L'analyse de ce tableau permet déjà de souligner les points suivants :

1. Les flux de tous les éléments sont fortement corrélés à l'intensité du drainage, à l'exception du flux de potassium dont la corrélation avec le drainage n'est significative qu'à 13%. De plus, le drainage est souvent le paramètre avec lequel les flux des différents éléments sont le mieux corrélés.
2. Seul le flux de silice est corrélé avec la température, avec un seuil de 13% ; pour les autres éléments, il n'y a aucune relation entre la température et les flux.
3. La longueur des fleuves et la superficie de leur bassin versant sont corrélées négativement avec les flux des différents éléments (sauf surface et flux de silice). On peut supposer que plus le transfert des flux d'éléments est long, plus les pertes d'éléments au sein du cours d'eau par des processus biogéochimiques peuvent être importantes, comme nous avons pu le montrer pour l'évolution des flux de nitrates de l'amont vers l'aval sur le bassin de la Garonne ; mais on peut penser aussi que les plaines des bassins versants sont généralement moins carbonatées et/ou moins arrosées que les reliefs.
4. Il n'y a aucune relation significative entre l'altitude et les flux d'éléments ; par contre, les pentes sont très bien corrélées positivement au flux d'éléments, à l'exception du potassium et de la silice. On pourrait voir là l'influence de la pente sur l'intensité du drainage ($r = +0,384$) qui facilite le renouvellement des solutions altérantes, augmentant ainsi l'altération des minéraux, mais il s'agit plutôt d'une relation indirecte entre les chaînes de montagnes (pentes fortes) et les surfaces carbonatées qui présentent toutes les deux la même distribution holosphérique.
5. Seuls les flux de calcium, bicarbonates et silice sont bien corrélés à l'intensité des précipitations.
6. En ce qui concerne les paramètres végétation, cultures et protection des sols, l'indice de végétation (densité de biomasse au sol) est bien corrélé avec les flux des différents éléments (sauf le potassium), alors que l'indice de protection des sols qui a été établi pour l'érosion mécanique n'est pas bien corrélé aux flux des différents éléments (sauf la silice). Seuls les flux de calcium, magnésium et bicarbonates sont bien corrélés à l'intensité culturale, probablement pour les mêmes raisons que celles que nous avons déjà exposées pour les flux totaux dissous.

Tableau 13 – Valeurs des coefficients de corrélation de Pearson (r) entre les flux spécifiques des différents éléments majeurs dissous et les facteurs de l'érosion, pour les 45 grands bassins fluviaux ($r > 0,30 - 0,26$ significatif à 10% au moins)

	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
S	-0,296	-0,318	-0,295	-0,212	0,097	-0,223	-0,278	-0,355
H	0,141	0,068	0,087	-0,060	-0,082	0,212	0,116	-0,083
P	0,282	0,203	0,036	0,029	0,545	0,310	-0,002	0,135
D	0,537	0,470	0,400	0,272	0,855	0,556	0,413	0,416
T	-0,025	-0,029	-0,071	-0,083	0,273	0,005	-0,062	0,044
I _{ps}	0,088	0,156	0,188	0,248	0,495	0,158	0,157	0,138
I _{végé}	0,505	0,445	0,377	0,201	0,402	0,454	0,320	0,398
IC	0,399	0,270	0,168	-0,164	-0,259	0,303	0,103	0,255
I _{pt}	0,586	0,422	0,509	0,063	0,207	0,582	0,581	0,364
L	-0,311	-0,311	-0,363	-0,324	-0,110	-0,158	-0,362	-0,472

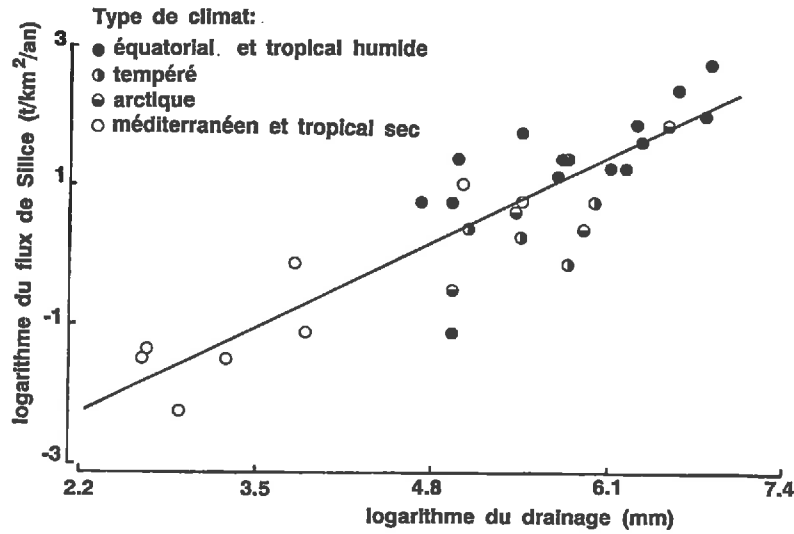


Fig.87 – Relation entre le flux de silice dissoute et le drainage pour l'ensemble des bassins fluviaux regroupés par zones climatiques

b) Relation flux spécifiques–drainage

Comme nous venons de le voir, le drainage est bien corrélé aux flux des différents éléments majeurs dissous ; nous avons donc calculé pour chaque élément (i) une relation simple entre le logarithme népérien du flux ($T_S(i)$ en $t/km^2.an$) et le logarithme népérien du drainage (D en mm) :

$$\ln T_S(i) = A \ln(D) + B \quad (72)$$

Les valeurs des coefficients A et B sont reportées dans le tableau 14. Il est intéressant de remarquer, pour la silice (fig. 87), qu'à drainage égal le flux de silice est plus élevé pour les bassins versants des climats équatoriaux et tropicaux humides que pour les bassins versants des climats tempérés et arctiques. On voit bien ici l'influence de la température sur la dissolution des minéraux silicatés.

Tableau 14 – Valeurs des coefficients A et B des relations calculées entre les flux d'éléments dissous ($T_S(i)$ en $t/km^2.an$) et le drainage (D en mm) ($\ln T_S(i) = A \ln D + B$). r : coefficient de corrélation, s : seuil de signification

Eléments	A	B	r	s %
Ca ²⁺	0,791	-2,762	0,798	0,01
Mg ²⁺	0,567	-2,860	0,723	0,01
Na ⁺	0,419	-1,829	0,516	0,42
K ⁺	0,636	-4,097	0,721	0,01
SiO ₂	0,906	-4,097	0,899	0,01
HCO ₃ ⁻	0,719	-1,082	0,827	0,01
SO ₄ ²⁻	0,706	-2,701	0,647	0,01
Cl ⁻	0,403	-1,668	0,360	5,49
TDS	0,660	0	0,988	0,01

Tableau 15 – Résultats des calculs de régression entre flux dissous et facteurs de l'érosion, pour les différents éléments majeurs dissous. Valeurs des coefficients des différents paramètres retenus dans les modèles

N+1 = nombre de variables retenues plus un, Cp : coefficient statistique de MALLOW, r : coefficient de corrélation du modèle, s : seuil de signification du modèle retenu. (1) d'après PROBST *et al.* (1992 b)

ln (i) T/km ² .an	ln (D) mm	T °C	ln (P) mm	IC %	Pt %	I _{végé}	ln (I _{ps})	I _{lith}	Intercept	N+1	Cp	r	s %
Ca ²⁺	0,945	—	-0,489	0,028	0,048	—	—	—	-1,427	5	2,6	0,904	0,01
Mg ²⁺	0,567	—	—	0,017	0,037	—	—	—	-3,613	4	0,04	0,806	0,01
Na ⁺	0,366	—	—	—	0,041	—	—	0,040	-2,413	4	4,2	0,650	0,01
K ⁺	0,660	—	—	—	—	—	—	—	-4,280	2	-5,1	0,778	0,01
SiO ₂	0,895	0,053	—	—	—	—	—	—	-5,115	3	0,11	0,952	0,01
HCO ₃ ⁻ (1)	0,714	—	—	0,022	0,047	—	—	—	-1,933	4	2,22	0,906	0,01
SO ₄ ²⁻	1,197	—	-0,986	—	0,040	0,636	-3,203	—	2,065	6	5,78	0,881	0,01
Cl ⁻	0,555	—	—	—	—	—	—	—	-2,566	2	1,76	0,428	0,65

c) Modélisation

La procédure de régression utilisée est toujours la même. La variable dépendante est le logarithme népérien du flux spécifique de chaque élément dissous. C'est la première fois, à notre connaissance, que l'on teste à l'échelle globale l'influence des différents facteurs de l'érosion sur l'intensité des transports spécifiques des différents éléments majeurs dissous.

Dans un premier temps, on a testé l'ensemble des facteurs pour déterminer si la superficie des bassins versants et la longueur des fleuves étaient introduites dans les modèles comme des paramètres agissant significativement sur les flux des différents éléments. Heureusement, ces deux paramètres n'ont été pris en compte par aucun modèle. En effet, il aurait été impossible, dans le cas contraire, d'extrapoler ces modèles à l'ensemble des continents. Nous avons donc recommencé pour chaque élément les calculs de régression en supprimant parmi les variables explicatives la surface des bassins et la longueur des cours d'eau.

Tous les résultats des calculs et les modèles obtenus pour les différents éléments sont reportés dans le tableau 15. Il faut remarquer que, pour tous les éléments, le premier facteur qui est introduit dans le premier modèle à une variable est le drainage. De plus, pour le potassium et les chlorures, ce sera le seul facteur pris en compte par la procédure de calcul. En ce qui concerne la silice, on retrouve dans le modèle calculé ce que l'on avait observé sur la figure 87 : le flux de silice (F_{SiO₂} en t/km².an) dépend principalement du drainage (D en mm) et de la température (T en °C). L'équation de cette relation est la suivante :

$$\ln(F_{\text{SiO}_2}) = 0,895 \times \ln(D) + 0,053 \times T - 5,115 \quad (73)$$

Les modèles calculés pour les flux de calcium, magnésium et bicarbonates ont tous retenu le drainage, l'intensité culturale et les pentes comme facteurs principaux, confirmant ainsi nos hypothèses sur les relations indirectes entre intensité culturale, pentes et surfaces carbonatées, notamment pour l'hémisphère nord (pays industrialisés et chaînes de montagnes). Contrairement aux modèles calculés pour l'érosion mécanique, l'intensité des précipitations n'est prise en considération que dans les modèles calculés pour les flux de calcium et de sulfate. De plus, il est tout à fait surprenant de voir que ce paramètre est introduit avec un coefficient négatif dont il est difficile pour le moment d'expliquer la signification.

Finalement, il semblerait, d'après les résultats obtenus par cette première tentative, que les éléments les plus difficiles à modéliser soient ceux dont la contribution des apports atmosphériques aux transports fluviaux est la plus importante à l'échelle globale (cf. tab. 16) et, notamment, les chlorures, les sulfates et le sodium.

Tableau 16 – Concentrations moyennes mondiales des différents éléments majeurs dissous dans les précipitations et contributions des apports atmosphériques et de la dissolution des roches évaporitiques aux transports fluviaux dissous (d'après MEYBECK, 1984 et 1987)

	SiO ₂	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
C mg/l	0,30	0,31	0,26	1,46	0,135	2,6	1,37
Apports atmosphériques (%) (1)	4	6	19	53	27	72	42
Evaporites (%) (2)	0	6	8	25	4	28	24

(1) MEYBECK (1984), (2) MEYBECK (1987)

Mais il existe aussi une autre source importante d'éléments dissous qu'il est difficile de modéliser pour le moment à l'échelle globale, notamment pour les flux de sodium, calcium, chlorures et sulfates : ce sont les roches évaporitiques (dissolution du gypse et de la halite) qui sont toujours très localisées à l'échelle globale.

d) Reconstitution des variations latitudinales et bilans globaux

Nous avons utilisé tous ces modèles pour reconstituer les variations latitudinales des flux spécifiques "continent-océan" pour chaque élément majeur dissous (fig. 88) à partir des valeurs moyennes des différents facteurs de l'érosion que nous avons calculées par tranche de 10° de latitude dans le chapitre I. Les résultats montrent que, pour l'ensemble des éléments, les valeurs simulées à partir de nos modèles suivent assez bien les valeurs calculées à partir des données de MEYBECK (1979), à l'exception des flux de sulfates, notamment pour les latitudes 20–30° N et 70–80° N.

On peut cependant remarquer que, pour la plupart des éléments, particulièrement pour le calcium, le magnésium, les bicarbonates et les chlorures, les modèles donnent des flux légèrement inférieurs à ceux calculés à partir des données de MEYBECK, notamment pour les latitudes tempérées nord.

A partir des valeurs de flux spécifiques ($F_s(i)$) des différents éléments que nous avons reconstitués ci-dessus par tranche de latitude (i), on peut faire une estimation des flux globaux "continent-océan" de chaque élément majeur dissous (F_{global}), en pondérant ces flux spécifiques (F_{si}) par la surface respective de chaque bande latitudinale (S_i) :

$$F_{\text{global}} = \sum_{i=1}^{18} (F_{si} \times S_i) \quad (74)$$

Les résultats qui sont reportés dans le tableau 17 montrent que nos estimations globales sont très proches de celles de MEYBECK (1979), mais elles sont souvent plus près des flux naturels (sans les apports anthropiques) que des flux totaux, notamment pour les flux de calcium, sodium et chlorures. Par contre, les flux que nous avons estimés pour le magnésium, le potassium et les sulfates sont légèrement supérieurs aux flux totaux de MEYBECK. Enfin, il faut souligner que les flux totaux d'éléments dissous obtenus par les différents modèles (tab. 17) sont pratiquement identiques et très proches des estimations de MEYBECK (1979).

CONCLUSION

Comme pour les matières en suspension, les variations de concentration en éléments majeurs dissous sont réglées par les variations de débit. Dans la plupart des cas, ces concentrations sont diluées par les forts débits, et elles augmentent en périodes de basses eaux. En revanche, sur les bassins soumis à des influences anthropiques, certains éléments apportés par les pollutions diffuses comme les nitrates voient

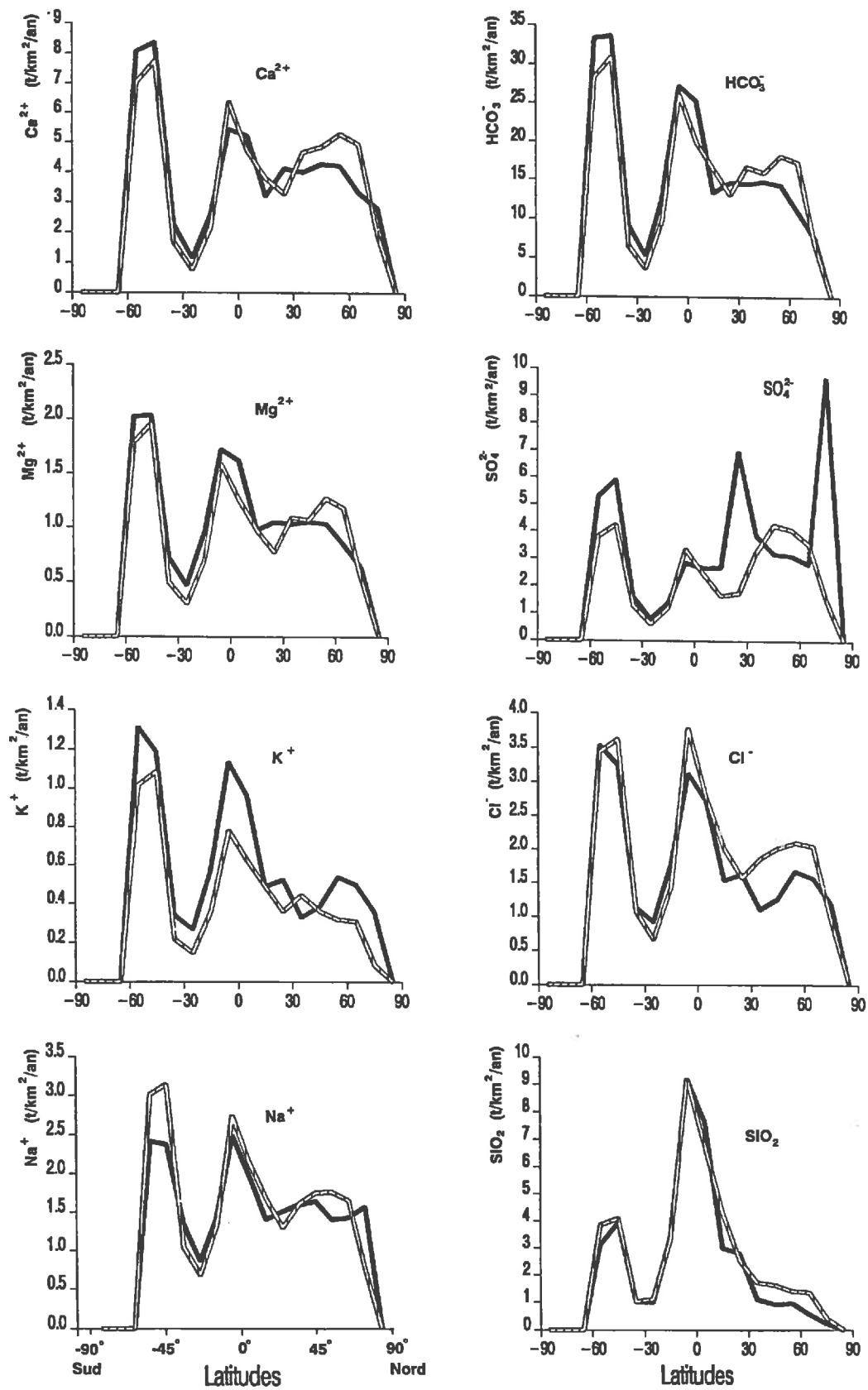


Fig.88 – Variations latitudinales des transferts d'éléments dissous "continent-océan" exprimées en t/km².an. Courbes hachurées : valeurs calculées à partir des données de MEYBECK (1979), courbes noires : valeurs simulées à partir des modèles déterminés dans cette étude. HCO₃⁻ d'après PROBST et al. (1992b)

Tableau 17 – Apports totaux dissous aux océans calculés pour chaque élément par extrapolation à l'échelle globale des modèles établis dans cette étude à partir des grands bassins fluviaux. Comparaison avec les bilans établis par MEYBECK (1979)

1- somme des flux des différents éléments, 2- obtenu directement à partir du modèle par bassins, 3- obtenu directement à partir du modèle par latitude et par continent

Elément	Apports dissous aux océans (10 ⁹ t/an)		
	Cette étude	MEYBECK (1979)	
		Total	Naturel
Ca ²⁺	0,510	0,549	0,502
Mg ²⁺	0,141	0,136	0,126
Na ⁺	0,211	0,270	0,192
K ⁺	0,073	0,053	0,048
HCO ₃ ⁻	2,013	2,040	1,940
SO ₄ ²⁻	0,455	0,431	0,307
Cl ⁻	0,223	0,308	0,215
SiO ₂	0,355	0,388	—
TDS	3,981 (1)	4,175	3,718
	4,050 (2)		
	4,080 (3)		

leur concentration augmenter avec le drainage. L'étude des relations entre les débits et les concentrations permet de déterminer l'origine et la dynamique des éléments exportés par les fleuves. On a proposé une méthode pour mettre en évidence, sur un bassin, des apports par lessivage des sols, malgré la dilution des concentrations par les débits que l'on peut observer dans le fleuve. C'est la méthode de la "dilution zéro" qui compare l'évolution observée des concentrations en fonction des débits à l'évolution d'une concentration théorique résultant de la dilution du flux de basses eaux par un volume d'eau croissant de concentration égale à zéro.

Sur les différents bassins versants étudiés, les bilans d'érosion chimique ont pu être calculés à partir des transports fluviaux dissous, en les corrigeant des apports atmosphériques et des apports par les pollutions anthropiques. Les flux d'éléments dissous libérés par l'érosion chimique ne représentent finalement que 55 à 65 %, suivant les bassins, des transports fluviaux dissous. Mais à l'échelle globale, il y a une très bonne relation linéaire entre les transports fluviaux dissous et les flux d'éléments dissous libérés par l'érosion chimique. L'autre contribution importante aux transports fluviaux dissous est fournie par le CO₂ atmosphérique qui est utilisé lors de l'altération des silicates et des carbonates, et qui libère des ions bicarbonates en solution.

Pour chaque bassin, le flux de matières dissoutes libérées par l'érosion chimique a permis de calculer la vitesse d'approfondissement des profils d'altération. Sur le bassin molassique du Girou (climat tempéré), la vitesse de progression du front de décarbonatation de la molasse calcaire a été estimée à 100 m par million d'années, alors que la vitesse de l'érosion mécanique n'est que de 17 m/Ma. Sur le bassin du Congo (climat tropical et équatorial), la transformation du socle cristallin en kaolinite progresse actuellement à la vitesse moyenne de 8,5 m/Ma, mais l'érosion mécanique moyenne du bassin (7,4 m/Ma) est à peine inférieure à cette vitesse de transformation. Si l'on compare, élément par élément, les tonnages exportés par l'érosion mécanique avec ceux évacués par l'érosion chimique, on s'aperçoit que, sur tous les bassins étudiés, les éléments les moins mobiles comme la silice, le fer et l'aluminium quittent les paysages lors de l'érosion mécanique, alors que les cations et les carbonates s'en vont plutôt avec l'érosion chimique.

La contribution du CO₂ atmosphérique au flux total de bicarbonates exportés par le fleuve a été estimée sur le bassin du Congo à 75 % par deux méthodes différentes. La première (approche par type de roche) est basée sur le calcul des flux d'éléments dissous libérés par l'érosion chimique de chaque type de roche et estimés à partir de la composition chimique, du drainage et de la surface occupée par chaque type de

roche. La deuxième (méthode globale) est basée sur le flux total d'éléments dissous libérés par l'érosion chimique de l'ensemble du bassin et mesurés directement à l'exutoire. L'application de ces méthodes aux différents bassins étudiés nous a permis de calculer, pour chaque bassin, le flux spécifique de CO₂ consommé par érosion chimique et sa contribution au flux total de bicarbonates exportés par le fleuve : 50 % sur le Girou, 55 % sur la Garonne et sur la Moselle, 67 % sur l'Amazone, 72 % sur la Mossig, et 75 % sur le Congo et l'Oubangui. On a pu montrer que le flux spécifique de CO₂ consommé par l'érosion chimique totale d'un bassin est directement fonction de la contribution de la dissolution des carbonates au flux total de bicarbonates exportés par le fleuve. C'est finalement l'abondance relative des surfaces continentales carbonatées qui règle l'intensité moyenne du flux de CO₂ utilisé par l'érosion chimique continentale. Mais, pour chaque bassin, et pour l'ensemble des continents, ce flux de CO₂ varie d'une année sur l'autre en fonction des variations du drainage moyen annuel. Les années humides apparaissent comme des années à forte consommation de CO₂ par érosion chimique, alors que, durant les années sèches, la consommation de CO₂ est faible.

On a donc calculé, pour les bassins de l'Amazone et du Congo et pour l'ensemble des continents, les fonctions de transfert entre le drainage et le flux de CO₂ consommé par érosion chimique. Ces fonctions nous ont permis de reconstituer, à partir des fluctuations de débit des fleuves et du drainage continental, les variations interannuelles des flux de CO₂. L'amplitude de ces fluctuations est, pour l'ensemble des continents (CV = 4,2 %), intermédiaire entre celle du bassin de l'Amazone (CV = 8,2 %) et celle du bassin du Congo (CV = 0,4 %). Mais, dans tous les cas, on a pu détecter pour les 100 dernières années une tendance moyenne à l'augmentation de ces fluctuations interannuelles. Ainsi, sur le bassin de l'Amazone la consommation annuelle de CO₂ par érosion chimique a augmenté en moyenne de 10 % au cours des 100 dernières années, alors que sur le bassin du Congo elle n'a augmenté que de 0,7 % seulement. Pour l'ensemble des continents, cette augmentation moyenne a été estimée à 3 %, mais elle n'est cependant pas très significative.

L'étude de l'influence des différents facteurs de l'érosion sur les transferts actuels de matières dissoutes "continent-océan" montre que le drainage a une influence prépondérante. Tous les modèles qui ont été calculés dans cette étude, que ce soit par latitude et par continent ou par grands bassins fluviaux, introduisent le drainage en premier. En plus du drainage, la température est introduite dans le modèle calculé pour les flux de silice dissoute, car à drainage égal, les flux de silice sont plus importants dans les régions tropicales et équatoriales que dans les régions tempérées et arctiques où la température moyenne est plus faible. Les pentes et l'intensité culturale ont également été retenues en plus du drainage dans les modèles calculés pour les flux totaux dissous, et pour les flux dissous de calcium, de magnésium et de bicarbonates. Ces deux facteurs (pentes et intensité culturale) sont certainement retenus dans les modèles plutôt pour leur relations indirectes avec les surfaces carbonatées qui ont la même distribution à l'échelle globale que les chaînes de montagne (pentes fortes) et les pays industrialisés (intensité culturale élevée), que pour leur influence directe sur les transports fluviaux dissous (pentes sur drainage et érosion chimique, intensité culturale sur flux de pollutions).

Les différents modèles établis dans cette étude à partir des différents facteurs de l'érosion nous ont permis d'estimer le flux total d'éléments dissous "continent-océan" à 4 milliards de tonnes par an (3,981 à 4,080 × 10⁹ t/an). On a pu aussi calculer pour chaque élément majeur dissous le flux total "continent-océan" et reconstituer la variation latitudinale de ce flux. Les résultats obtenus sont très proches de ceux calculés à partir des données de MEYBECK (1979).

Chapitre V

FLUCTUATIONS DU DRAINAGE CONTINENTAL ET DE L'ÉROSION DES CONTINENTS AU COURS DES 500 DERNIERS MILLIONS D'ANNÉES

INTRODUCTION

Le cycle de l'eau joue un rôle fondamental sur le cycle des éléments à l'échelle globale. Comme nous avons pu le montrer dans les chapitres précédents, le drainage continental est l'un des principaux facteurs qui règle l'intensité de l'érosion chimique et mécanique des continents, et les transferts de matières dissoutes et particulaires des continents vers les océans.

Pourtant, les travaux de paléoclimatologie ont eu souvent pour objectif de reconstituer les fluctuations de température de l'air (WOLFE et HOPKINS, 1967 ; DORF, 1964 ; TANAI et HUIZOLA, 1967 ; MEYERHOFF, 1970 ; SAVIN, 1977) pour qualifier le climat de chaud ou de froid, sans déterminer si ce climat était humide ou sec. Puis on utilisa différents indicateurs paléobotaniques, sédimentologiques ou géochimiques pour reconstituer des variations qualitatives (plus humide ou plus sec) de l'intensité des précipitations et de l'évaporation (FRAKES, 1979 ; PARRISH *et al.*, 1982 ; ROWLEY *et al.*, 1985 ; RAYMOND *et al.*, 1985).

Plus récemment, certains auteurs ont développé l'utilisation des modèles climatiques pour expliquer notamment des records de température aux différentes époques géologiques (HENDERSON-SELLERS et MEADOWS, 1977 ; OWEN *et al.*, 1979 ; BARRON et WASHINGTON, 1982, 1984 et 1985 ; CROWLEY *et al.*, 1986 ; MANABE et BROCCOLI, 1985). D'autres auteurs ont utilisé des modèles géochimiques globaux pour reconstituer, au cours des 500 derniers millions d'années, les variations des teneurs en CO₂ de l'atmosphère et les fluctuations de température de l'air (BERNER *et al.*, 1983 ; BERNER et BARRON, 1984 ; LASAGA *et al.*, 1985 ; BERNER, 1991), ou pour étudier les changements de climat à long terme (MARSHALL *et al.*, 1988).

Mais personne ne s'était encore attaché à reconstituer les fluctuations du drainage continental au cours des 500 derniers millions d'années. Tous les modèles de circulation atmosphérique montrent aujourd'hui que la position des continents à la surface du globe, l'orientation et l'altitude des chaînes de montagnes jouent un rôle important dans la circulation atmosphérique générale et donc sur les climats et le cycle de l'eau. Plusieurs auteurs se sont déjà attachés à expliquer les changements de température à long terme par la géométrie des continents (FRAKES et KEMP, 1972 ; DONN et SHAW, 1977 ; BARRON *et al.*, 1980 ; COGLEY, 1980 ; THOMPSON et BARRON, 1981 ; BARRON et WASHINGTON, 1984), mais SELLERS et MEADOWS (1975) furent les seuls à examiner aussi la position des continents à la surface du globe terrestre. BARRON *et al.* (1984) utilisèrent un modèle de circulation atmosphérique générale (GCM) pour reconstituer la température globale de l'air correspondant à deux distributions théoriques des surfaces continentales :

1. tous les continents se distribuent dans la ceinture équatoriale entre 17°N et 17°S ; la température moyenne de l'ensemble du globe est alors plus chaude qu'aujourd'hui ;
2. tous les continents se distribuent dans les hautes latitudes, de 45° à 90° N et S, la température globale est plus froide.

TARDY (1986) fut le premier à examiner l'influence de la superficie et de la position des surfaces continentales sur le cycle de l'eau. Il détermina l'intensité du cycle global de l'eau et les flux des différentes composantes de ce cycle (précipitations, évaporation, drainage) entre les différents réservoirs (atmosphère, océans, continents) pour quatre modèles théoriques de distribution des surfaces continentales à la surface du globe :

1. Les continents sont rassemblés à l'équateur, le cycle de l'eau est accéléré et le drainage continental moyen est augmenté de 40 % par rapport au drainage actuel.
2. Les continents sont rassemblés en ceintures tropicales, le cycle de l'eau est ralenti et le drainage ne représente plus que 40 % du drainage actuel.
3. Les continents sont tous dans la zone tempérée nord et sud, le cycle de l'eau est légèrement accéléré et le drainage est augmenté seulement de 5 % par rapport à la situation actuelle.
4. Les continents se distribuent aux latitudes polaires, le cycle de l'eau est à nouveau ralenti, et le drainage représente 85 % seulement du drainage actuel.

Ces modèles nous ont servi de base pour reconstituer les fluctuations du drainage continental au cours des temps phanérozoïques (TARDY *et al.*, 1988 et 1989 ; NKOUNKOU, 1989). Juste après la parution de nos résultats, BARRON *et al.* (1989) ont publié un article sur les variations du cycle de l'eau au cours des 100 derniers millions d'années pour montrer que le cycle hydrologique est très sensible aux changements des climats et qu'il doit être pris en compte dans les études globales. Enfin, BERNER (1991) a utilisé les résultats de nos reconstitutions du drainage continental pour simuler les variations des teneurs en CO₂ au cours des 500 derniers millions d'années.

Les résultats qui sont présentés dans ce chapitre sont essentiellement issus de l'article que nous avons publié dans *American Journal of Science* (TARDY *et al.*, 1989), du mémoire de thèse de NKOUNKOU (1989) et du rapport de DEA de AMIOTTE-SUCHET (1989). On présente d'abord la procédure utilisée pour reconstituer les fluctuations de drainage à partir du cycle actuel de l'eau et de la paléogéographie des continents, puis les résultats obtenus sont discutés et comparés avec les variations des précipitations et de la température globale obtenues par ailleurs. Enfin, on reconstitue les fluctuations de l'intensité de l'érosion continentale à partir des masses de sédiments accumulées aux différentes périodes géologiques, et on compare les variations de drainage que nous avons reconstituées avec les fluctuations des masses sédimentaires et avec les variations du rapport isotopique du strontium dans les océans.

I – RECONSTITUTION DES VARIATIONS DU DRAINAGE CONTINENTAL

A – LE CYCLE GLOBAL DE L'EAU

1. Taille des réservoirs

Le plus grand réservoir d'eau de la terre est aujourd'hui constitué par les océans et les mers (fig. 89) qui représentent 97 % environ de l'hydrosphère totale. Le reste est réparti inégalement entre les eaux souterraines, les glaces, les rivières, les lacs et l'atmosphère. Les estimations concernant la taille des réservoirs "eaux souterraines" et "rivières et lacs" varient suivant les auteurs (KOSSINA, 1933 ; MEINARDUS, 1934 ; HUTCHINSON, 1957 ; NACE, 1967 ; PEIXOTO et KETTANI, 1973 ; GARRELS *et al.*, 1975 ; TUREKIAN, 1976 ; AMBROGGI, 1977 ; UNESCO, 1978 ; BERNER et BERNER, 1987).

2. Flux actuels entre les différents réservoirs

Les intensités des flux hydriques entre les différents réservoirs de l'hydrosphère ont fait l'objet, par le passé, de nombreuses estimations (ALBRECHT, 1960 ; BUDYKO, 1963 et 1970 ; MIRA ATLAS, 1964 ;

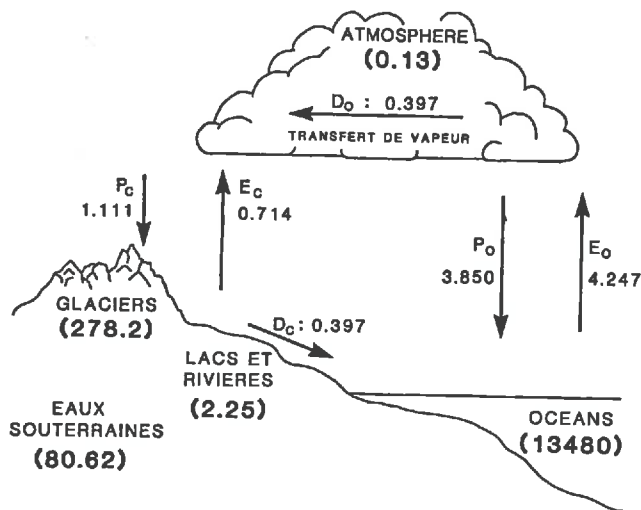


Fig.89 - Flux hydriques actuels à la surface de la Terre entre les différents réservoirs (en 10^{20} g/an de H_2O) et tailles des différents réservoirs (10^{20} g de H_2O) (NKOUNKOU, 1989 d'après BAUMGARTNER et REICHEL, 1975)

L'VOVITCH, 1970 et 1973 ; GARRELS et MACKENZIE, 1971 a ; UNESCO, 1978). Mais nous avons choisi de travailler ici avec les données de BAUMGARTNER et REICHEL (1975) qui ont calculé avec précision, pour chaque bande latitudinale de 5° , l'intensité des flux entre les différents réservoirs.

Les principaux flux qui constituent à l'échelle globale les termes du bilan du cycle de l'eau sont les suivants (fig. 89) : précipitation (P_o) et évaporation (E_o) sur les océans, précipitation (P_c) et évaporation (E_c) sur les continents, drainage continental (D_c) et transfert de vapeur des océans sur les continents (D_o).

Pour conserver, à l'échelle globale, le volume total d'eau, l'excès d'évaporation sur les océans est égal à l'excès de précipitations sur les continents, c'est-à-dire aussi au drainage continental.

3. Distributions holosphériques des flux et relations entre ces flux

Les données de BAUMGARTNER et REICHEL (1975) nous ont permis de représenter sur la figure 90 les distributions holosphériques des différents flux (précipitation, évaporation et drainage) sur les continents et sur les océans.

Sur les océans, les précipitations sont supérieures à l'évaporation, à l'exception des latitudes 10° à 40° N et S qui fournissent l'essentiel de l'excès global d'évaporation sur les océans. Par contre, sur les continents, les précipitations sont toujours supérieures à l'évaporation, mais cette différence (drainage continental) augmente en allant des latitudes subtropicales vers l'équateur et vers les latitudes tempérées. Vers les hautes latitudes, le drainage est inférieur à celui des latitudes subtropicales.

Ces données nous ont permis de montrer qu'il existait, à l'échelle globale, de bonnes relations entre l'intensité des précipitations et l'évaporation ou le drainage (fig. 7, chapitre II). Pour les continents, nous avons pu ajuster un polynôme de degré 4 à la relation entre les précipitations (P en mm/an) et le drainage (D en mm/an) :

$$D = 0,541P - 5,90 \times 10^{-3}P^2 + 3,83 \times 10^{-7}P^3 - 6,02 \times 10^{-11}P^4 \quad (75)$$

avec un coefficient de corrélation $r = 0,986$ pour 46 observations.

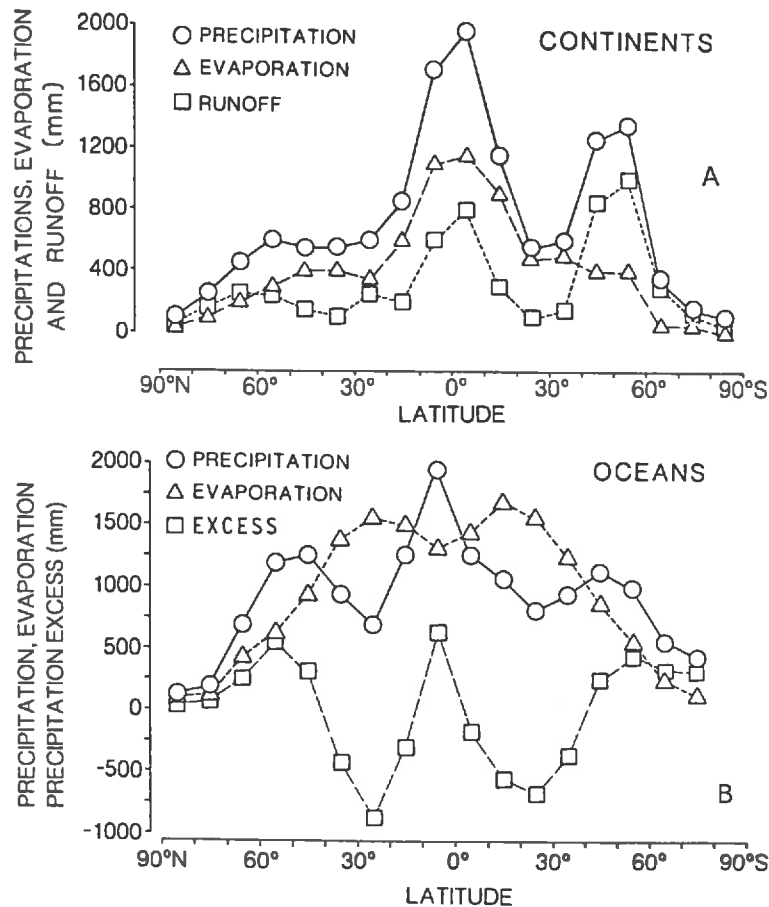


Fig.90 – Distributions holosphériques des trois composantes du cycle de l'eau (précipitation, évaporation et drainage) sur les continents (A) et sur les océans (B) (TARDY et al., 1989, d'après BAUMGARTNER et REICHEL, 1975)

4. Influences de la superficie des continents et des océans sur l'intensité des précipitations et du drainage

a) Continents

Nous avons pu calculer, pour chaque bande latitudinale de 10°, une relation linéaire simple entre l'intensité des précipitations et la taille des continents. Mais la pente de cette relation varie suivant les latitudes. Aux basses latitudes (0°-10°), la pente est relativement élevée et négative. Au contraire, aux hautes latitudes, cette pente est très faible mais toujours négative, et aux latitudes tropicales, elle reste très faible et devient même positive. Ceci signifie simplement que la diminution des précipitations au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'océan est d'autant plus importante que l'intensité des précipitations est forte (latitudes équatoriales et tempérées). Ainsi, aux latitudes subtropicales et polaires, la distance à l'océan a moins d'influence sur l'intensité des précipitations.

b) Océans

Pour l'ensemble des latitudes, NKOUNKOU (1989) a pu calculer une bonne relation entre l'excès d'eau évaporée sur les océans (D_o en mm) et la superficie océanique correspondante (S_o en 10^3 km^2) :

$$D_o = -0,0158 S_o + 318,72 \quad (76)$$

avec $r = 0,39$ pour 17 observations, significatif à 10 %.

B - PALÉOGÉOGRAPHIE DES CONTINENTS

Au cours des 500 derniers millions d'années, les continents se sont déplacés à la surface de la terre (SCOTSE *et al.*, 1979 ; BAMBACH *et al.*, 1980 ; MACKENZIE et PIGOTT, 1981 ; BARRON *et al.*, 1981 ; PARRISH, 1982 ; PARRISH *et al.*, 1982) vers le pôle Sud comme à l'Ordovicien (470 Ma), vers le pôle Nord comme au Quaternaire, ou vers l'équateur comme au Cambrien (550 Ma).

Ces continents ont été séparés comme au Cambrien et au Crétacé, ou agglomérés comme au Permien et au Trias pour former la Pangée. Ainsi, le nombre de continents, la surface des continents et la distribution latitudinale relative des continents et des océans ont varié au cours des temps géologiques (fig. 91).

Les surfaces continentales des différentes époques géologiques ont été mesurées par tranches de 10° de latitude sur les cartes paléogéographiques de SCOTSE *et al.* (1979) et de PARRISH *et al.* (1982). Comme on

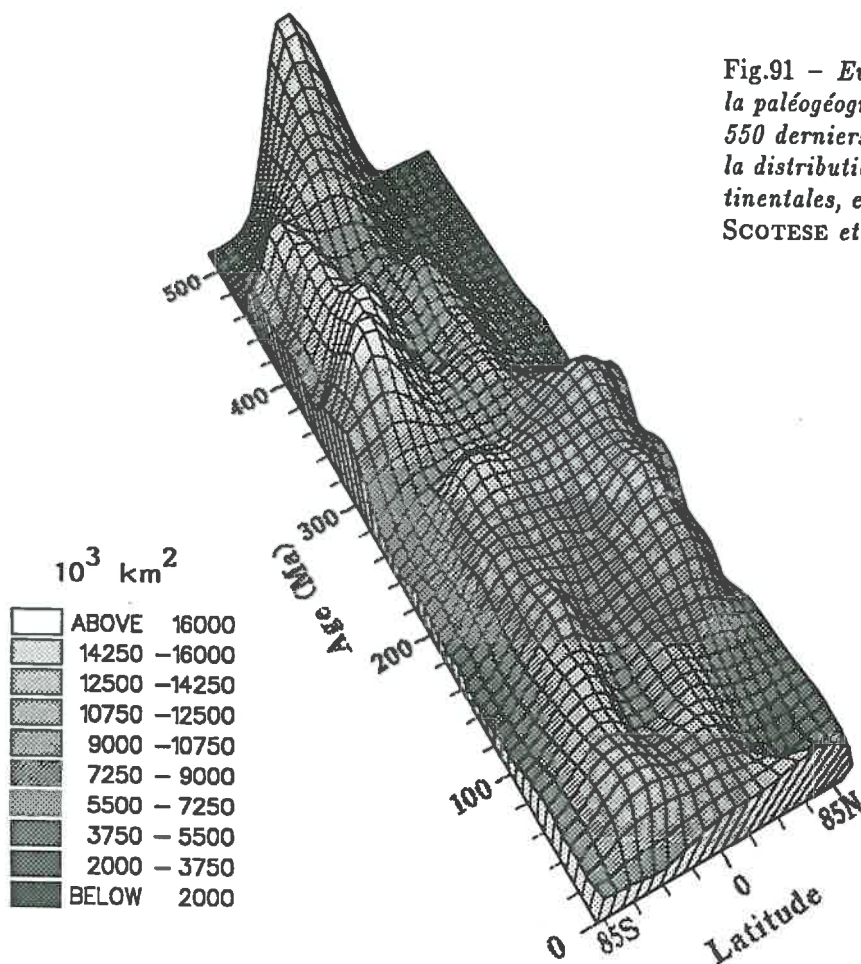


Fig.91 - Evolution spatiale et temporelle de la paléogéographie des continents au cours des 550 derniers millions d'années. Variations de la distribution holosphérique des surfaces continentales, en 10^3 km^2 (d'après les données de SCOTSE *et al.*, 1979 et PARRISH *et al.*, 1982)

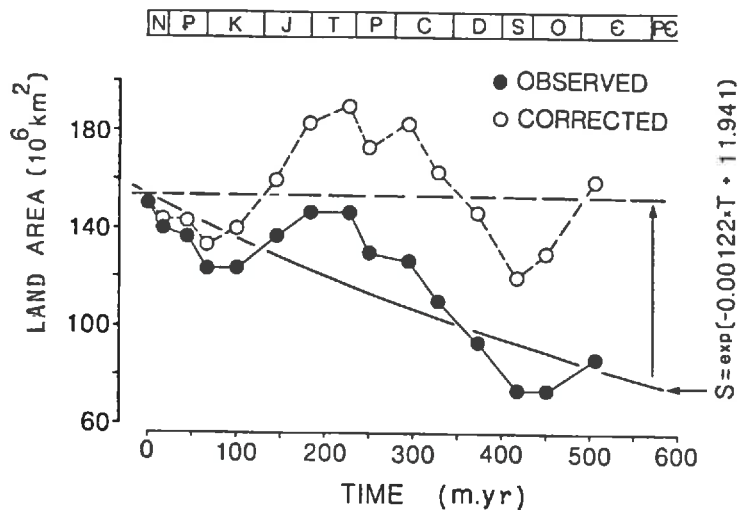


Fig.92 - Variations des surfaces continentales au cours des 500 derniers millions d'années

Ronds noirs : surfaces restantes calculées à partir des données de SCOTSE et al. (1979) et de PARRISH et al. (1982). Ronds blancs : surfaces continentales reconstituées (d'après TARDY et al., 1989)

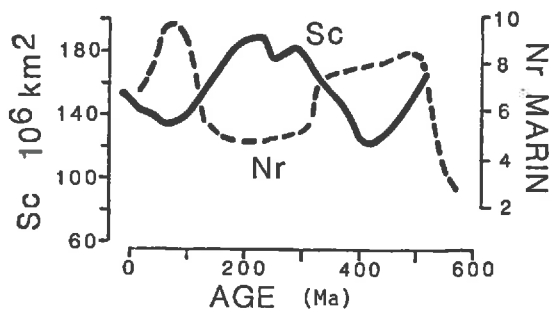


Fig.93 - Comparaison des variations du niveau des océans, Nr (VAIL et al., 1977) et de la superficie totale corrigée des surfaces continentales, Sc (TARDY et al., 1989)

peut le voir sur la figure 92, la surface totale des continents (S_t en 10^3 km^2) diminue de façon exponentielle en fonction de temps (t en millions d'années) :

$$S_t = 153,4 \times 10^3 e^{-0,00122t} \quad (77)$$

Pour expliquer cette décroissance, on peut invoquer les mêmes raisons que GARRELS et MACKENZIE (1971 b) pour l'évolution des masses de sédiments. En fait, plus on remonte vers les temps anciens, plus les informations et les contours des continents sont progressivement perdus. On fera donc ici l'hypothèse que la surface totale des continents a fluctué au cours des temps phanérozoïques autour d'une valeur moyenne constante (à $t = 0$, $M_t^0 = 153,4 \times 10^3 \text{ km}^2$), très proche de la surface actuelle des continents ($148,9 \times 10^3 \text{ km}^2$).

Pour reconstituer les surfaces continentales (S_t) aux différentes époques (t), on corrigera les surfaces observées (S_t^0) en les multipliant par un coefficient K qui varie de façon exponentielle en fonction du temps :

$$S_t = S_t^0 \times K = (S_t^0 \times S_0) / S_t^{\text{th}} = S_t^0 \times e^{+0,00122t} \quad (78)$$

avec S_0 , ordonnée à l'origine de l'équation 77 et S_t^{th} , surface théorique calculée à partir de l'équation 77.

Ainsi, comme on peut le voir sur la figure 92, la courbe d'évolution des surfaces continentales reconstituées permet de distinguer deux périodes d'expansion océanique (450 et 100 Ma) avec un niveau des océans élevé, entrecoupées de trois périodes d'agglomération des continents (600, 200 Ma et l'actuel) avec un niveau des océans bas (MACKENZIE et PIGOTT, 1981). En effet, on voit bien sur la figure 93 que les variations des superficies continentales reconstituées évoluent en sens inverse du niveau des océans (VAIL et al., 1977).

C - VARIATIONS DU DRAINAGE

Le drainage continental est reconstitué aux différentes époques géologiques à partir de l'évolution paléogéographique des continents et des relations établies entre les différents flux hydriques actuels et les surfaces continentales actuelles. Les équations de ces relations permettent de calculer pour les différentes périodes, latitude par latitude, l'intensité des précipitations pour chaque morceau de continent à partir de leur superficie respective. Puis, à partir de l'équation 75, on détermine l'intensité du drainage pour chaque bande latitudinale de 10°. Le drainage continental global ($D_{c,t}^o$ en 10^{20} g/an) est obtenu pour chaque époque en faisant la somme des drainages ($D_{i,t}^o$ en mm/an) obtenus pour chaque latitude (i) et pondérés par la surface correspondante ($S_{i,t}^o$) des continents de cette latitude :

$$D_{c,t}^o = \sum_i (D_{i,t}^o \times S_{i,t}^o) \quad (79)$$

On corrige alors ce drainage continental global ($D_{c,t}^o$) calculé pour chaque époque géologique (t) à partir des surfaces continentales globales observées (S_t^o) pour tenir compte des surfaces continentales globales corrigées (S_t), reconstituées à partir de l'équation 78. Le drainage continental global corrigé est alors calculé de la manière suivante :

$$D_{c,t} = (D_{c,t}^o \times S_t) / S_t^o \quad (80)$$

On trouvera tous les résultats des calculs, époque par époque, en ce qui concerne les surfaces, les précipitations, le drainage et l'évaporation sur les continents et sur les océans dans TARDY *et al.* (1989).

A l'échelle globale, le drainage continental (D_c) doit être égal à l'excès d'évaporation (D_o) sur les océans. Mais, comme on peut le voir sur la figure 94, cet excès d'évaporation sur les océans (D_o), calculé de la même manière que le drainage continental, est différent de celui-ci, notamment pour les époques les plus anciennes (> 300 Ma). Cette différence peut s'expliquer par les positions relatives des continents et des océans qui diffèrent largement de celles d'aujourd'hui. Pour la suite de ce travail, nous considérerons donc la moyenne arithmétique ($D_m = (D_c + D_o)/2$) des valeurs de drainage calculées sur les continents et sur les océans.

On peut noter sur la figure 94 que les périodes qui sont caractérisées par un drainage élevé sont le Crétacé (100 Ma), le Silurien et le Dévonien (400 Ma). Au contraire, le drainage actuel et celui du Trias (200 Ma) sont relativement faibles. Pour le Cambrien (550 Ma), il est difficile de dégager une tendance, vu la divergence des résultats obtenus en ce qui concerne le drainage continental et l'excès d'évaporation sur les océans. Mais les résultats obtenus en ce qui concerne les précipitations (1124 mm/an) et l'évaporation (725 mm/an) sur les continents montrent qu'au Cambrien ces flux ont été les plus importants de tout le

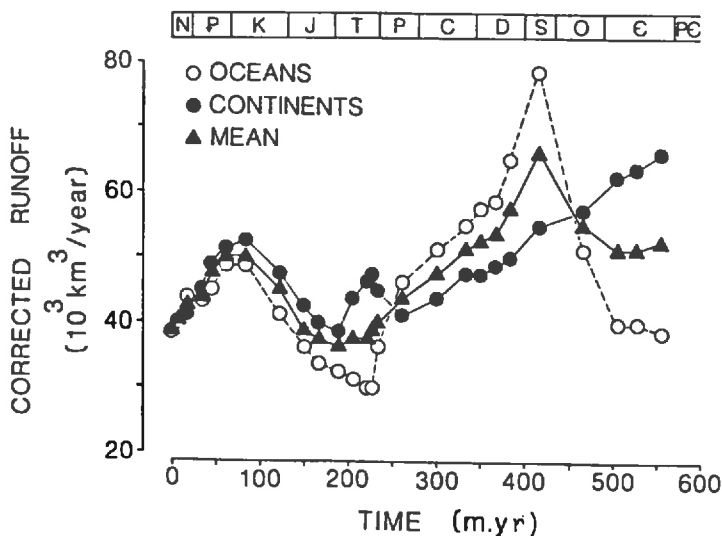


Fig.94 - Reconstitutions des variations du drainage continental global au cours des 500 derniers millions d'années (d'après TARDY *et al.*, 1989). Reconstitutions effectuées pour les continents (D_c , ronds noirs) et pour les océans (D_o , ronds blancs) à partir des surfaces continentales et océaniques corrigées. Le drainage moyen (D_m , triangles noirs) est la moyenne arithmétique des deux autres drainages ($D_m = (D_c + D_o)/2$)

Phanérozoïque, probablement à cause de la position équatoriale des continents. On peut donc penser que l'excès d'évaporation océanique (D_o) est sous-estimé, et que le drainage du Cambrien est plus proche de la valeur calculée du drainage continental (D_c).

Les valeurs de précipitation et de drainage relativement élevées que nous avons pu calculer pour le Crétacé (100 Ma) sont en accord avec les résultats obtenus par BARRON *et al.* (1989) à partir des modèles de circulation atmosphérique générale. Tous ces résultats sont renforcés par l'abondance sur les continents, à cette période, de profils d'altération qui caractérisent globalement un climat humide et chaud : latérites, bauxites (KHAIN et RONO, 1960 ; HALLAM, 1985 ; TARDY *et al.*, 1988 et 1990) et kaolin (TOURTELOT, 1983). De même, les forages de l'Atlantique nord du Programme Deep Sea Drilling Project sont caractérisés par l'abondance de kaolinite et de smectite d'âge Crétacé qui indiquent également un environnement chaud et humide (CHAMLEY, 1979). Enfin, le milieu du Crétacé est aussi une période d'importante formation de charbons en Amérique du Nord (BESSON, 1984).

D – COMPARAISON AVEC LES VARIATIONS DE TEMPÉRATURE DE L'AIR

On ne dispose pas aujourd'hui de variations quantitatives de la température de l'air au cours des 500 derniers millions d'années. On peut, par contre, trouver dans la littérature de nombreuses indications qualitatives (chaud ou froid) pour différentes périodes. FRANKS (1979) fut le premier à proposer une courbe de variations qualitatives de la température globale de l'air pour l'ensemble du Phanérozoïque (fig. 96 b) à partir d'une synthèse de toutes les informations disponibles concernant la nature des dépôts sédimentaires (évaaporite, charbons, carbonates...), et les indicateurs paléobotaniques, isotopiques, etc.

Par contre, pour les 100 derniers millions d'années (fig. 95), on dispose de quelques estimations quantitatives des variations de la température globale de l'air (WOLFE et HOPKINS, 1967 ; SAVIN, 1977 ; BERNER *et al.*, 1983). Toutes ces variations montrent une diminution globale de la température de l'air, du Crétacé (100 Ma) jusqu'à nos jours. Au cours de cette même période, nous avons montré également que le drainage continental avait diminué. Il est maintenant admis que la température de l'air est étroitement associée à la teneur en CO_2 de l'atmosphère. BERNER *et al.* (1983) ont montré que, au cours des 100 derniers millions d'années, la teneur en CO_2 de l'atmosphère est contrôlée par le cycle géochimique global des carbonates et des silicates, et résulte notamment de l'équilibre entre "altération-dissolution" qui consomme du CO_2 et "métamorphisme-précipitation" qui libère du CO_2 . Or, l'activité volcanique et le métamorphisme, qui libèrent tous les deux du CO_2 , peuvent être corrélés au taux d'expansion du plancher océanique. Enfin, MENARD (1969), HAYS et PITMAN (1973), RONA (1973), PITMAN (1978), KOMINZ (1984) et WORSLEY *et al.* (1984) ont montré qu'il y avait une étroite relation entre la remontée du niveau général des océans aux époques de transgression et l'augmentation du volume des dorsales aux époques d'expansion océanique rapide.

On voit donc bien qu'à l'échelle globale tout est lié : activité volcanique importante et expansion rapide du plancher océanique, teneur en CO_2 importante dans l'atmosphère et température de l'air élevée, niveau des

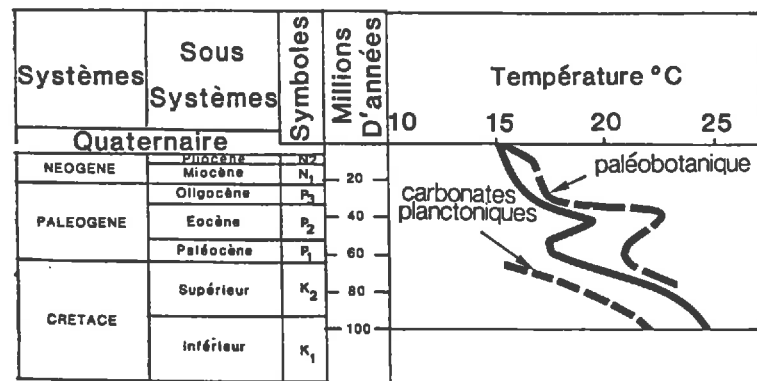


Fig.95 – Variations de la température moyenne globale de l'air au cours des 100 derniers millions d'années. Comparaison des variations calculées par le modèle BLAG (BERNER *et al.*, 1983) avec celles estimées par SAVIN (1977) et WOLFE et HOPKINS (1967) (d'après TARDY, 1986)

océans haut et superficie continentale réduite. On peut relier l'augmentation de la température globale de l'air à la hausse du niveau moyen des océans. On peut alors tenter de reconstituer les variations de température globale de l'air à partir des fluctuations du niveau des océans publiées par VAIL *et al.* (1977) pour les 500 derniers millions d'années et HAQ *et al.* (1987) pour les 240 derniers millions d'années (AMIOTTE-SUCHET, 1989). Mais les variations de VAIL *et al.* (1977) sont des variations relatives du niveau eustatique (N_r) qui varient entre 0 et 1, le niveau maximum du Crétacé ($N_{r_{crét}}$) étant égal à 1 et le niveau actuel ($N_{r_{act}}$) à 0,4. Par contre, la courbe de HAQ *et al.* (1987) donne les variations du niveau de la mer (N_d) en mètres par rapport au niveau actuel (niveau zéro). Sachant que la température moyenne globale de l'air est de 15°C aujourd'hui et qu'elle fut de 25°C environ au Crétacé (FRAKES, 1979 ; BERNER *et al.* (1983), on peut calculer les variations de température (T_t en °C) de la manière suivante :

1. Avant 240 Ma (à partir de VAIL *et al.*, 1977)

$$T_t = \frac{(T_{crét} - T_{act}) \times (N_{r_t} - N_{r_{act}})}{N_{r_{crét}} - N_{r_{act}}} + T_{act} \quad (81)$$

d'où :

$$T_t = 16,7N_{r_t} + 8,32 \quad (82)$$

2. Après 240 Ma (à partir de HAQ *et al.*, 1987)

$$T_t = \frac{(T_{crét} - T_{act}) \times N_{d_t}}{N_{d_{crét}}} + T_{act} \quad (83)$$

d'où :

$$T_t = 0,04N_d + 15 \quad (84)$$

Les résultats de ces reconstitutions sont reportés sur la figure 96 où elles sont comparées avec les variations qualitatives de FRAKES (1979). On peut voir sur cette figure qu'il y a une assez bonne correspondance entre notre courbe de variation et celle de FRAKES (1979).

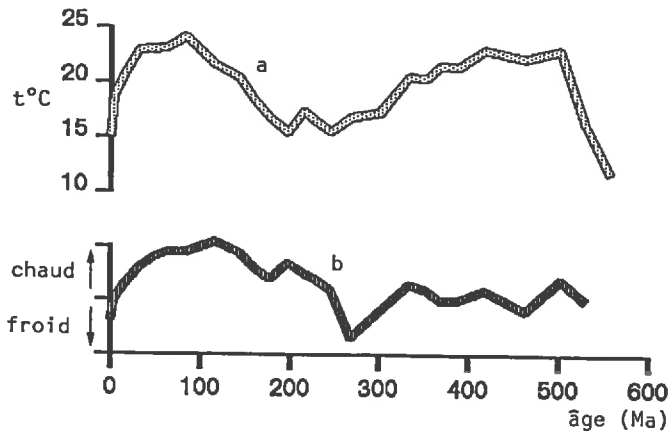


Fig.96 - Variations de la température moyenne globale de l'air au cours des 500 derniers millions d'années. a- courbe reconstituée à partir du niveau des océans (cette étude), b- courbe relative de FRAKES (1979)

On retrouve donc une évolution de la température de l'air assez comparable à celle du drainage continental, montrant des périodes chaudes et humides (Silurien-Dévonien ou Crétacé) qui alternent avec des périodes sèches et froides (Permien et Plio-Quaternaire). On peut d'ailleurs calculer une très bonne relation entre le drainage continental (R en 10^{20} g/an) et la température de l'air (T en °C) pour les 500 derniers millions d'années, à partir des reconstitutions que nous avons effectuées :

$$R = 0,0114T + 0,2405 \quad (85)$$

avec $r = 0,496$, significatif à 1%.

Si l'on transforme cette équation pour la comparer avec celle du modèle BLAG (BERNER *et al.*, 1983), comme dans le chapitre II, on obtient :

$$R_{(T)}/R_{(T_0)} = 0,040(T - T_0) + 1 \quad (86)$$

avec $R_{(T)}$ le drainage continental (l/an) correspondant à une température T (°C), et $R_{(T_0)}$ le drainage actuel ($3,74 \times 10^{16}$ l/an) correspondant à la température moyenne globale actuelle de l'air ($T_0 = 15$ °C environ).

Il est très intéressant de souligner que cette équation que nous avons établie pour les 500 derniers millions d'années est très proche de celle du modèle BLAG (BERNER *et al.*, 1983) établie pour les 100 derniers millions d'années :

$$R_{(T)}/R_{(T_0)} = 0,038(T - T_0) + 1 \quad (87)$$

E - FLUCTUATIONS DU RAPPORT ISOTOPIQUE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ DANS LES CARBONATES MARINS

Le rapport isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dans les carbonates marins d'un âge donné peut être considéré comme égal à celui de l'eau de mer à la même époque. Comme le montre la figure 97, ce rapport a varié de 0,707 à 0,709 au cours des 500 derniers millions d'années (FAURE, 1982). Ces fluctuations sont dues aux variations des contributions relatives du strontium venant des interactions entre les basaltes du plancher océanique et l'eau de mer, et de celui venant de l'altération des continents (PETERMAN *et al.*, 1970 ; CLAUER et TARDY, 1971 ; VEIZER et COMPSTON, 1974 ; TREMBA *et al.*, 1975 ; BRASS, 1976 ; CLAUER, 1976 ; BREVART et ALLEGRE, 1978 ; FAURE *et al.*, 1978 ; KOVACH, 1980 ; ALBAREDE *et al.*, 1981 ; BURKE *et al.*, 1982 ; FAURE, 1982 ; VEIZER *et al.*, 1983 ; PALMER et ELDERFIELD, 1985 ; CHAUDHURI et CLAUER, 1986 ; ELDERFIELD, 1986 ; TARDY, 1986 ; ALBAREDE et MICHARD, 1987 ; HODELL *et al.*, 1989 et 1990 ; PALMER et EDMOND, 1989 et 1992).

A l'inverse des roches basiques (basaltes en particulier), les roches acides sont riches en rubidium et donc également en ^{87}Rb radioactif. Avec le temps, le ^{87}Rb se transforme en ^{87}Sr radiogénique, donnant ainsi aux roches acides (granites, grès, etc.) un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé (0,720) que celui des basaltes (0,704). En conséquence, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer tend à diminuer quand l'expansion du plancher océanique (interactions eau de mer/basalte) et donc l'activité volcanique globale augmentent, et/ou quand l'altération continentale diminue. Au contraire, quand l'activité volcanique sous-marine diminue et/ou quand l'érosion chimique continentale augmente, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmente. Or, nous avons montré dans le chapitre précédent que l'érosion chimique des continents était directement fonction de l'intensité du drainage continental. On peut donc reconstituer les variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 97) à partir des variations du drainage que nous avons calculées et de l'activité volcanique sous-marine que nous pouvons quantifier à partir des données de RONOV *et al.* (1980). C'est donc un modèle de mélange dans lequel le rapport isotopique de l'eau de mer est augmenté par les apports du continent et diminué par l'activité volcanique sous-marine. L'équation est une régression multiple de la forme :

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 2,535 \times 10^{-8} D_{c,t} + 2,167 \times 10^{-5} V_{sm} + 0,7062 \quad (88)$$

avec $r = 0,680$ (très significatif), $D_{c,t}$ le drainage continental (10^9 km³/Ma) au temps t , et V_{sm} l'activité volcanique sous-marine (10^6 km³/Ma).

Comme on peut le voir sur la figure 97, il y a un bon ajustement des valeurs calculées à partir de ce modèle aux variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de FAURE (1982), sauf pour le Cambrien, la fin du Tertiaire et l'Actuel. Ces déviations peuvent être attribuées à la variation, au cours des temps, des proportions relatives de roches granitiques et de roches carbonatées ou évaporitiques exposées sur les continents à l'érosion chimique, faisant ainsi varier le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les eaux de drainage continental (ALBAREDE et MICHARD, 1987). Néanmoins, les deux courbes de la figure 97 sont relativement bien ajustées et nous permettent de penser que nos calculs de variations du drainage continental sont raisonnables.

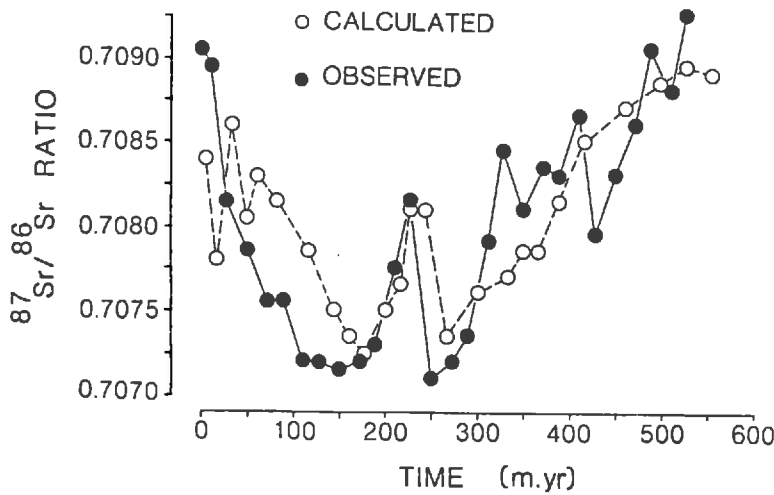


Fig.97 - Variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer au cours des 500 derniers millions d'années. Comparaison des variations mesurées de FAURE (1982) avec celles que nous avons reconstituées à partir du drainage continental et de l'activité volcanique sous-marine (d'après TARDY et al., 1989)

II - VARIATIONS DE L'ÉROSION CONTINENTALE

On peut mesurer l'intensité de l'érosion à partir des flux de matières qui en dérivent, mais on peut aussi la mesurer à partir des épaisseurs ou des masses de sédiments qui se sont accumulées dans les dépressions, les lacs, les océans au cours d'une période donnée.

Les masses de sédiments, qui ont été déposées au cours des temps phanérozoïques et qui restent encore aujourd'hui à la surface des continents (fig. 98), ont été étudiées par GREGOR (1970), GARRELS et MACKENZIE (1971 a et b), VEIZER et JANSEN (1979), RONOV *et al.* (1980), WALKER (1981), RONOV (1982 a et b). GREGOR (1985) propose d'améliorer toutes ces données en ajoutant les masses de sédiments accumulés depuis le Trias dans les bassins océaniques actuels (fig. 98 d).

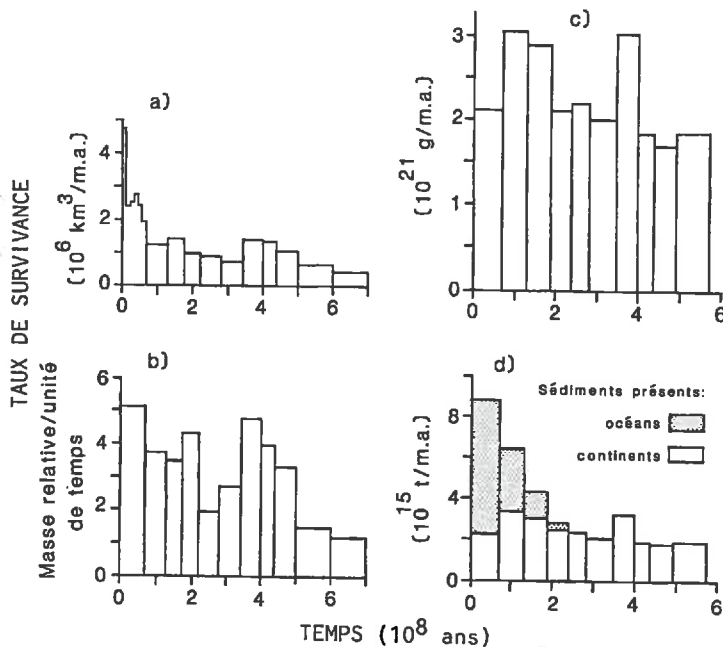


Fig.98 - Variations au cours des 500 derniers millions d'années des masses de sédiments restant aujourd'hui à la surface des continents (a- GREGOR, 1968, b- GARRELS et MACKENZIE, 1971a, c- RONOV, 1982 a et b) et dans les bassins océaniques (d- GREGOR, 1985) (d'après NKOUNKOU, 1989)

A - RECONSTITUTION DES MASSES DE SÉDIMENTS TOTAUX

Comme on peut le voir sur la figure 99, la distribution des masses de sédiments (M_t en 10^{15} t/Ma) de GREGOR (1985) décroît de façon exponentielle en fonction du temps (t en Ma). L'équation que nous avons calculée est la suivante :

$$\ln M_t^o = -2,95 \times 10^{-3} t + 1,972 \quad (89)$$

soit :

$$M_t^o = 7,221 \times e^{-0,00295 t} \quad (90)$$

avec $r = 0,88$ pour $n = 10$ observations, significatif à 1% au moins.

On peut alors reconstituer les masses de sédiments qui se sont effectivement déposées aux différentes périodes et qui ont été, par la suite, partiellement érodées, en appliquant la même procédure que celle que nous avons utilisée pour reconstituer les surfaces continentales. On reconstitue donc les masses de sédiments (M_t) en corrigeant les masses restantes (M_t^o) par un coefficient K qui varie de façon exponentielle en fonction du temps (t) :

$$M_t = K \times M_t^o = M_t^o \times e^{+0,00295 t} \quad (91)$$

Ainsi, comme on peut le voir sur la figure 99, les masses de sédiments reconstituées fluctuent au cours des temps phanérozoïques autour d'une valeur moyenne ($M_o = 7,221 \times 10^{15}$ t/Ma). Le Cambrien, le Dévonien, le Crétacé et le Tertiaire apparaissent comme des périodes géologiques où le taux de sédimentation était relativement élevé ($8,7$ à $9,9 \times 10^{15}$ t/Ma). Les autres périodes (Ordovicien, Silurien et Jurassique) ont des taux de sédimentation totale proches de la moyenne ($6,7$ à $7,0 \times 10^{15}$ t/Ma).

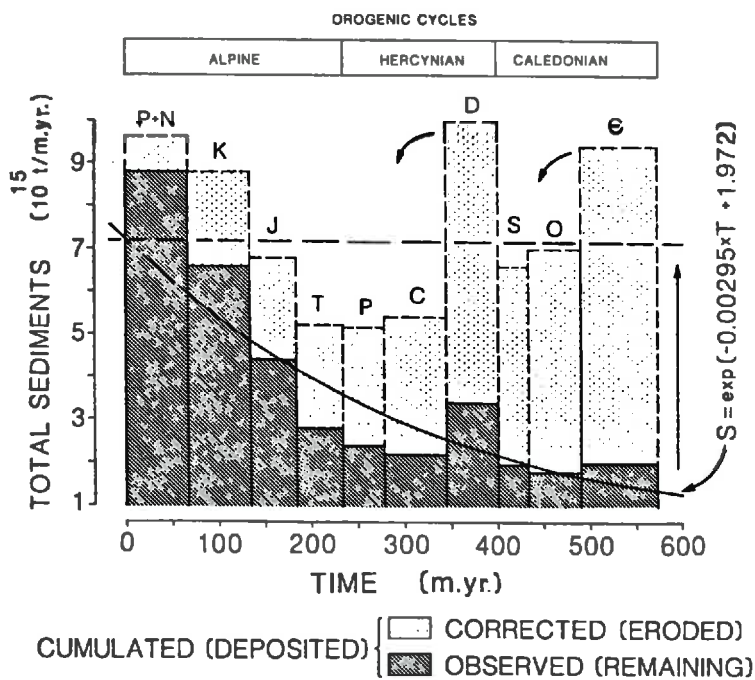


Fig.99 - Variations des taux de sédimentation totale au cours des 500 derniers millions d'années (d'après TARDY et al., 1989). Sédiments restants (hachurés) : GREGOR (1985), sédiments érodés (pointillés) : reconstitués dans cette étude

B - RECONSTITUTION DES DIFFÉRENTS DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

RONOV *et al.* (1980) ont calculé, pour chaque période géologique, les masses des différents dépôts sédimentaires (détritiques, carbonatés, volcaniques, évaporitiques et charbonneux) qui restent aujourd'hui à la surface des continents. TARDY (1986) et NKOUNKOU (1989) ont transformé ces masses en taux de sédimentation (en 10^{15} t/Ma), en pondérant les données de RONOV *et al.* (1980) par la durée moyenne des différentes

Tableau 18 – Valeurs des coefficients calculés pour chaque loi exponentielle décroissante en fonction du temps ($M_t^o = be^{-at}$), ajustée à la distribution au cours des 500 derniers millions d'années des masses restantes de chaque dépôt sédimentaire. r - coefficient de corrélation, s - seuil de signification

Sédiments (M_t^o)	b	a	r	s (%)
Détritiques	5,00	$3,2 \times 10^{-3}$	0,82	0,4
Carbonates	1,34	$2,0 \times 10^{-3}$	0,69	2,7
Volcaniques	1,49	$3,3 \times 10^{-3}$	0,76	1,1
Evaporites	0,09	$5,1 \times 10^{-3}$	0,61	6,1
Charbons	0,41	$6,3 \times 10^{-3}$	0,54	26,9

époques géologiques. Mais on est obligé de tenir compte, pour chaque dépôt sédimentaire, comme GREGOR (1985) pour les sédiments totaux (fig. 98 d) et HAY *et al.* (1988) pour les détritiques et les carbonates, des sédiments qui se sont accumulés dans les bassins océaniques depuis le Trias. On considérera ici en première approximation que la proportion de chaque dépôt sédimentaire (m) par rapport à la somme de tous les sédiments ($M = \Sigma m$) est la même sur les continents (m_c/M_c) que dans les bassins océaniques (m_o/M_o). Mais on sait pertinemment que cette hypothèse n'est pas vérifiée, car si l'on compare le rapport carbonates/sédiments totaux des continents (RONOV *et al.*, 1980) et des bassins océaniques (HAY *et al.*, 1988), on s'aperçoit que, pour le Crétacé supérieur et le Tertiaire, ils sont très différents l'un de l'autre : 27 % et 15 % de carbonates sur les continents, respectivement pour le Crétacé supérieur et le Tertiaire, contre 56 % et 38 % dans les bassins océaniques. De plus, on ne tient pas compte ici des dépôts des marges continentales.

On peut tout de même essayer de calculer, pour chaque dépôt sédimentaire (détritiques, carbonates, etc.), la masse de sédiments accumulés dans les océans (m_o) à partir des données de RONOV *et al.* (1980) pour les continents (m_c et M_c) et des estimations de GREGOR (1985) pour les bassins océaniques (M_o) :

$$m_o = (m_c/M_c) \times M_o \quad (92)$$

On reconstitue ensuite les masses totales de sédiments (océaniques + continentaux) pour chaque dépôt sédimentaire en faisant la somme ($m_c + m_o$) des données de RONOV *et al.* (1980) et de nos estimations.

Pour reconstituer les masses de sédiments qui ont été effectivement déposées aux différentes époques, puis partiellement érodées, on peut utiliser la même procédure que celle que nous avons utilisée pour reconstituer les surfaces continentales et les sédiments totaux. On ajuste donc à la distribution de chaque dépôt sédimentaire (M_t^o) au cours du Phanérozoïque, une loi exponentielle décroissante en fonction du temps (t) de la forme :

$$M_t^o = be^{-at} \quad (93)$$

Les résultats obtenus par AMIOTTE-SUCHET (1989) pour les différents dépôts sédimentaires sont reportés dans le tableau 18.

On corrige ensuite les masses des différents dépôts sédimentaires (M_t^o) par un coefficient K ($K = e^{at}$), tiré de l'équation 93 :

$$M_t = M_t^o \times e^{at} \quad (94)$$

Les résultats des reconstitutions sont reportés sur la figure 100 pour les différents dépôts sédimentaires : détritiques, carbonates, évaporites, volcaniques et charbonneux. Il est bien évident que ces premières reconstitutions sont tout à fait discutables, notamment en ce qui concerne tout d'abord les évaporites et les charbons dont la décroissance exponentielle au cours du temps n'est pas très significative, probablement à cause de la nature géochimique de ces dépôts. De même, si l'on tient compte des résultats obtenus récemment par HAY *et al.* (1988) pour les sédiments carbonatés et détritiques déposés dans les bassins océaniques au cours des 85 derniers millions d'années, il est évident que la masse totale de carbonates que nous obtenons pour le Crétacé et le Tertiaire est sous-estimée. Cette sous-estimation des carbonates crétacés et tertiaires induit une pente plus faible pour la décroissance exponentielle que nous avons calculée en fonction du temps, et,

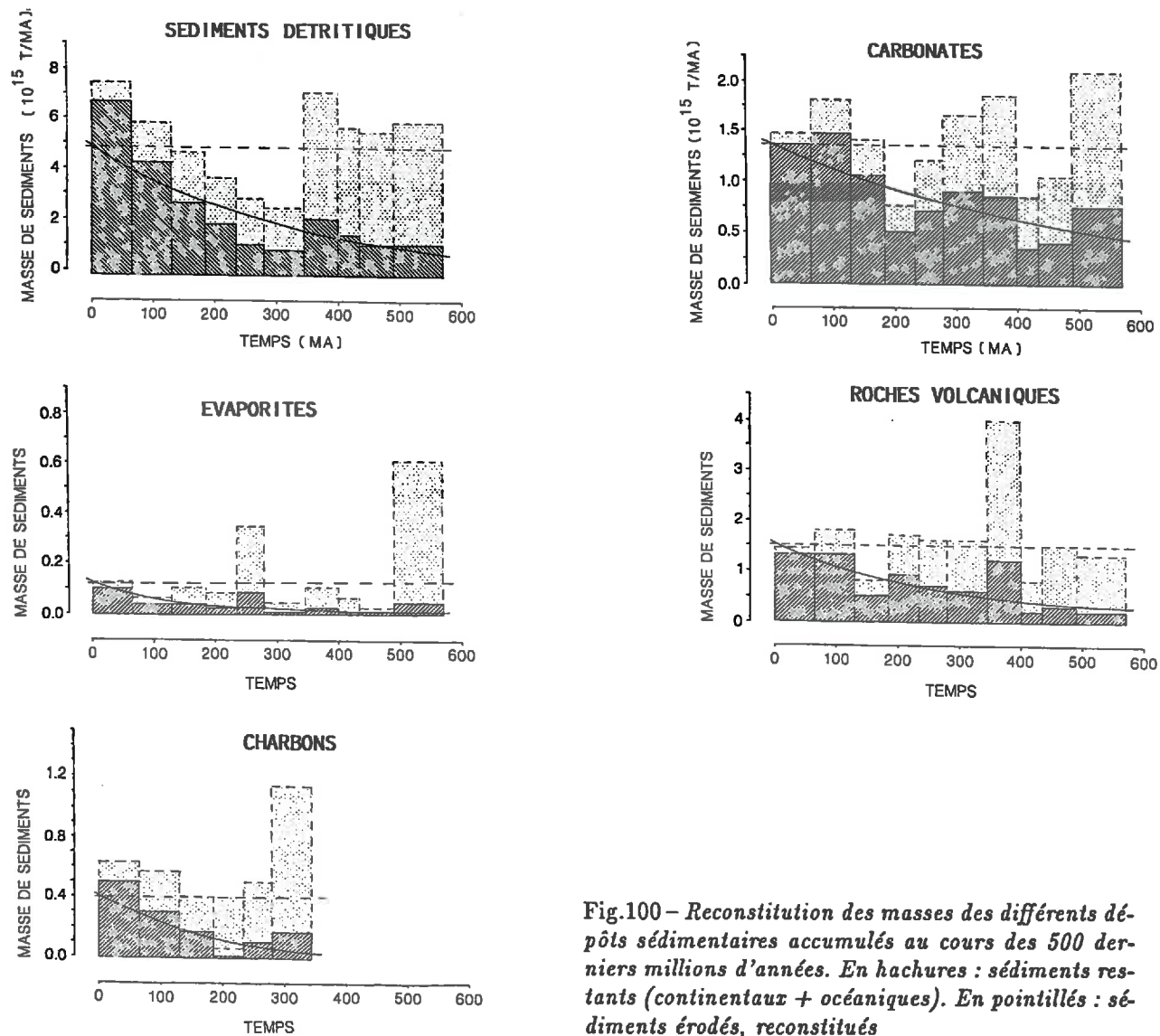


Fig.100 – Reconstitution des masses des différents dépôts sédimentaires accumulés au cours des 500 derniers millions d'années. En hachures : sédiments restants (continentaux + océaniques). En pointillés : sédiments érodés, reconstitués

par conséquent, elle entraîne également une sous-estimation des carbonates effectivement déposés dans les périodes plus anciennes, notamment au Cambrien, au Dévonien, au Jurassique et au Crétacé.

C – VARIATIONS DES TAUX D'ÉROSION CONTINENTALE

Le taux d'érosion des continents devrait en principe être égal au taux de sédimentation. On peut donc calculer le taux d'érosion (en 10^6 t/km².Ma) en divisant le taux de sédimentation par la superficie des continents (fig. 101). De la même manière, on peut estimer la charge en matières dissoutes et particulaires des eaux du drainage en divisant la masse de sédiments érodés par le volume d'eau du drainage (fig. 101).

Comme on peut le voir sur la figure 101, le taux d'érosion continentale et la charge en matières des eaux de drainage sont beaucoup plus forts de nos jours qu'au cours des temps phanérozoïques. Mais il faut souligner que l'intensité de l'érosion n'a pas cessé d'augmenter depuis le Jurassique jusqu'à nos jours, si bien que les taux d'érosion élevés que l'on mesure actuellement peuvent être attribués également à une augmentation de l'activité tectonique et non pas seulement à l'influence des activités anthropiques actuelles.

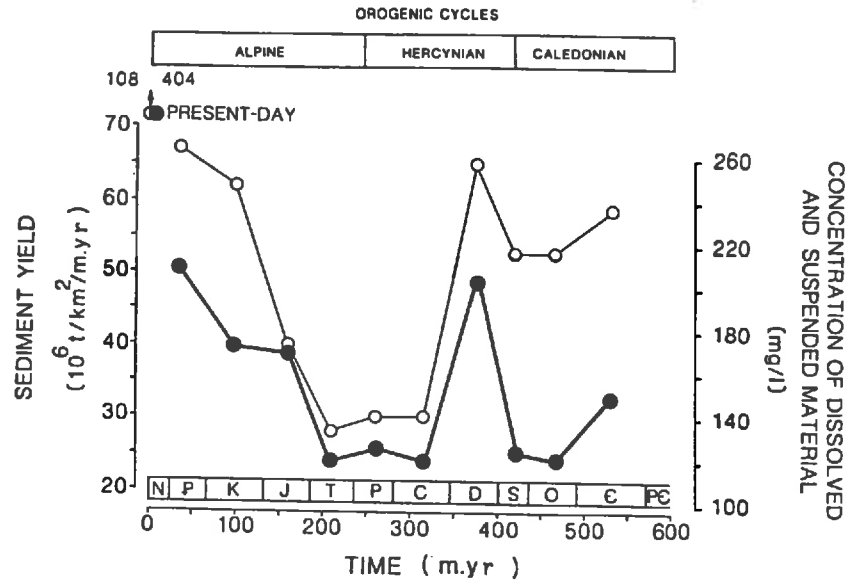


Fig.101 – Variations du taux d'érosion continentale et de la charge dissoute et particulaire des eaux de drainage au cours des 500 derniers millions d'années (d'après TARDY et al., 1989). Ronds blancs : érosion. Ronds noirs : concentration

De plus, il faut remarquer que près de la moitié des sédiments qui sont actuellement exportés par les fleuves vers les océans viennent de l'Himalaya et du Sud-Est asiatique (MILLIMAN et MEADE, 1983). Il faut donc aujourd'hui concentrer nos efforts sur les fleuves qui drainent ces régions du monde.

III – CONCLUSION

Les résultats obtenus dans ce chapitre montrent que la distribution des continents à la surface de la Terre, ainsi que leur forme et leur nombre, sont des facteurs importants qui contrôlent le cycle global de l'eau et l'intensité de l'érosion des continents. Ainsi, en considérant les facteurs extraterrestres ou cosmiques comme constants, le couplage du cycle global actuel de l'eau et de l'évolution paléogéographique des continents au cours des 500 derniers millions d'années nous a permis de reconstituer les variations de l'intensité du drainage continental. Le Trias, au cours duquel les continents sont agglomérés (la Pangée) et distribués uniformément en latitude, est une période sèche avec un drainage moyen légèrement inférieur (moins 8%) au drainage actuel. Par contre le Silurien et le Crétacé, pendant lesquels les continents sont morcelés et distribués principalement sous les latitudes tempérées et équatoriales où le cycle de l'eau est le plus actif, sont des périodes humides avec un drainage moyen supérieur de 60% et 20% respectivement au drainage actuel. A l'exception du Trias et du Jurassique, c'est la période actuelle qui présente le plus faible drainage de toute la période phanérozoïque.

Les variations quantitatives de la température de l'air que nous avons tenté de reconstituer à partir des variations du niveau des océans suivent les variations qualitatives déjà proposées par d'autres auteurs. Toutes ces variations de température suivent finalement les fluctuations du drainage continental, montrant des périodes froides et sèches (Permien et Plio-Quaternaire) qui alternent avec des périodes chaudes et humides (Silurien-Dévonien et Crétacé). La relation entre drainage et température, calculée ici pour les 500 derniers millions d'années est pratiquement identique à celle calculée par BERNER *et al.* (1983) pour les 100 derniers millions d'années.

Le couplage dans un modèle de mélange des variations du drainage continental que nous avons calculées et des variations de l'activité volcanique sous-marine de RONOV *et al.* (1980) nous a permis de reconstituer assez fidèlement les variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer publiées par FAURE (1982). Ainsi, le Dévonien qui montre une intense activité volcanique sous-marine devrait présenter un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faible, mais son rapport relativement élevé (0,708) doit être attribué à un apport par érosion des continents relativement important. Le faible rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du Jurassique (0,707), qui ne présente pourtant pas une activité volcanique importante, est dû à un drainage continental relativement faible. Pour le Cambrien, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé peut être attribué conjointement à une activité volcanique importante et à un drainage continental élevé, confirmant ainsi notre première hypothèse sur la valeur du drainage durant cette période.

Enfin, les reconstitutions des variations de la superficie totale des continents, du drainage continental et des taux de sédimentation nous ont permis de déterminer les fluctuations des taux d'érosion continentale et de la charge dissoute et particulaire des eaux de drainage au cours des 500 derniers millions d'années. Ainsi, le Dévonien présente un taux d'érosion très élevé qui doit être en partie attribué à un drainage relativement important, tandis que le Permo-Trias apparaît comme une période de faible érosion associée à un drainage continental faible.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Il a été montré en introduction que les estimations faites par différents auteurs depuis le début du siècle sur les bilans de l'érosion mécanique des continents variaient beaucoup plus que celles de l'érosion chimique. Cette variabilité des estimations de l'érosion mécanique traduit le fait que les transports solides par les fleuves sont plus difficiles à mesurer que les transports dissous. En effet, d'une part les charges en suspension sont beaucoup plus variables que les charges en solution, et d'autre part les facteurs et les mécanismes qui contrôlent l'érosion mécanique des continents et les transports solides par les fleuves sont plus nombreux et plus complexes que ceux qui règlent l'érosion chimique et les transports fluviaux dissous. Ainsi, les estimations effectuées dans cette étude à partir de deux modèles multivariés, l'un établi pour l'ensemble des grands bassins fluviaux et l'autre par latitude et par continent, montrent des résultats identiques pour l'érosion chimique ($4,05$ et $4,08 \times 10^9$ t/an), alors que, pour l'érosion mécanique, les valeurs obtenues à partir des deux modèles sont assez différentes ($14,5$ et $21,7 - 22,9 \times 10^9$ t/an).

Les objectifs principaux de ce travail n'étaient cependant pas de faire de nouvelles estimations des bilans des flux de matières dissoutes et particulaires des continents vers les océans, mais plutôt de déterminer les facteurs qui contrôlent les variations spatiales et temporelles de ces bilans à l'échelle des grands bassins et à l'échelle globale. On a donc été amené à caractériser les variables hydroclimatiques et les états de surface des continents et des bassins fluviaux, puis à reconstituer les fluctuations des variables hydroclimatiques pour les 100 dernières années et pour les 500 derniers millions d'années.

Cette étude montre que le changement d'échelle de temps (présent, 100 ans et 500 Ma) et d'espace (petit bassin, grand bassin et continents) est indispensable pour mieux comprendre les mécanismes et les bilans qui règlent l'érosion sur les terres émergées et les fluctuations de son intensité. En effet, c'est en étudiant l'hydroclimatologie et la géochimie de l'érosion globale actuelle des continents que l'on a pu tirer quelques enseignements pour les temps phanérozoïques. De même, c'est en déterminant les mécanismes et les bilans de l'érosion à l'échelle des bassins versants et par zone climatique que l'on a pu expliquer les variations à l'échelle globale de l'intensité de l'érosion continentale.

Pour conclure, on reprendra ici les résultats les plus importants qui ont été obtenus dans cette étude et on soulignera les études qui restent encore à réaliser et les perspectives qui se dégagent à l'issue de ce travail de synthèse.

I – FLUCTUATIONS HYDROCLIMATIQUES

A – DEUX PRINCIPAUX MODES CLIMATIQUES : CHAUD/HUMIDE ET FROID/SEC

A l'échelle globale, les variations du drainage continental qui ont été reconstituées pour les 100 dernières années et pour les 500 derniers millions d'années suivent les variations de température de l'air. Au cours des 100 dernières années, les années chaudes sont aussi des années humides et l'augmentation moyenne de la température de l'air s'accompagne d'une légère augmentation du drainage continental. De même au cours des 500 derniers millions d'années, les périodes chaudes et humides comme le Silurien-Dévonien ou le Crétacé ont alterné avec des périodes sèches et froides comme le Permo-Trias et le Plio-Quaternaire. Ainsi,

deux principaux modes climatiques se dégagent à l'échelle globale : "chaud et humide" et "froid et sec", les modes "chaud et sec" et "froid et humide" apparaissant finalement comme des modes plutôt exceptionnels. Il faut souligner aussi que l'augmentation de la température de l'air et du drainage continental accompagne toujours un accroissement des teneurs en CO₂ dans l'atmosphère. Tous ces résultats sont en accord avec le travail de synthèse de TARDY (1986), avec les résultats du modèle géochimique global BLAG établi pour les 100 derniers millions d'années (BERNER *et al.*, 1983), avec les prédictions des modèles de circulation atmosphérique générale (MANABE et STOUFFER, 1980) et avec les résultats obtenus également à partir des modèles de circulation atmosphérique pour les 100 derniers millions d'années (BARRON *et al.*, 1989).

B – VARIATIONS RÉGIONALES ET FLUCTUATIONS GLOBALES

D'une région à l'autre, d'une zone climatique à l'autre et d'un continent à l'autre, les paramètres hydroclimatiques peuvent évoluer différemment et présenter des fluctuations asynchrones. En ce qui concerne le drainage continental, il a été montré notamment que les fluctuations de débit des fleuves pouvaient être décalées ou même en opposition de phase, en allant d'une région à l'autre et d'un continent à l'autre, et il a été déterminé que ces décalages se propageaient à l'échelle globale d'Ouest en Est et du Sud au Nord en suivant le déplacement des anticyclones et des dépressions. Par contre, pour un même bassin, une même région ou un continent de petite taille, les fluctuations de débit de tous les fleuves sont globalement synchrones, même si dans le détail, année par année, on peut distinguer des évolutions différentes, et même si l'amplitude des fluctuations est souvent très différente d'un fleuve à l'autre.

Il est important de souligner que ce n'est pas parce qu'une région est affectée par une sécheresse, aussi sévère soit-elle, que les autres régions du monde, les autres continents ou même l'ensemble du globe sont touchés par cette période sèche. Les reconstitutions des variations de drainage qui ont été effectuées continent par continent pour les 100 dernières années montrent que les fluctuations annuelles et les tendances à long terme de ces fluctuations sont différentes d'un continent à l'autre. Les fluctuations du drainage continental global ne représentent finalement que la somme des différentes variations continentales. Ainsi, même si l'amplitude des fluctuations de drainage observées sur les différents continents est très importante, celle des variations du drainage global est très faible. De même, les variations de drainage de l'Europe et de l'Asie présentent, au cours des 100 dernières années, une tendance décroissante, alors que celles d'Amérique du Nord, d'Amérique du Sud et d'Afrique montrent une augmentation significative. Au total, les fluctuations du drainage continental global ne présentent qu'une légère augmentation qui n'est d'ailleurs pas très significative.

II – LES FACTEURS DE L'ÉROSION. ÉTATS DE SURFACE ET VARIABLES HYDROCLIMATIQUES

Le traitement des données sur les états de surface des continents et sur les variables hydroclimatiques a permis de déterminer les valeurs moyennes de ces paramètres pour chaque grand bassin versant et pour chaque bande continentale de 10° de latitude. On a pu ensuite caractériser les relations qui existent à l'échelle globale entre ces différents états de surface. Ainsi, on a montré que la pente moyenne des bassins augmentait avec l'altitude moyenne, mais que cette augmentation était plus rapide sur les bassins à orogènes récents que sur ceux à orogènes anciens. Par contre, plus la surface d'un bassin augmente, plus sa pente moyenne diminue. La densité de végétation et la protection des sols par la végétation diminue avec l'altitude, que ce soit par bassin ou par zone latitudinale.

On a ensuite déterminé les relations existant à l'échelle globale entre les variables hydroclimatiques et les différents états de surface des continents. Ainsi, la végétation et la protection des sols augmentent avec l'intensité des précipitations, le drainage augmente avec la pente moyenne et l'intensité des précipitations diminue quand la surface des continents augmente.

Finalement, cette étude des facteurs de l'érosion montre qu'à l'échelle globale, les valeurs moyennes de tous ces paramètres ne présentent pas la même distribution latitudinale, et que d'un bassin à l'autre ces facteurs ne varient pas tous dans le même sens. Ainsi, les différents facteurs de l'érosion peuvent être corrélés entre eux positivement ou négativement, ou même être indépendants. Ce sont toutes ces variations qui sont responsables des fluctuations spatiales et temporelles de l'intensité de l'érosion. Certains facteurs vont donc se combiner, régionalement ou globalement, pour accélérer l'intensité de l'érosion continentale, d'autres au contraire vont se neutraliser, diminuant ainsi son intensité.

III – INFLUENCES DES DIFFÉRENTS FACTEURS SUR L'ÉROSION MÉCANIQUE ET CHIMIQUE DES CONTINENTS

A – INFLUENCE PRÉPONDERANTE DU DRAINAGE

Il ressort clairement de cette étude que le drainage continental est le facteur principal qui règle la dynamique et l'intensité de l'érosion mécanique et chimique des continents et des transports fluviaux particuliers et dissous. En effet, sur les différents fleuves qui ont été étudiés ici, les variations des charges et des flux de matières dissoutes et particulières sont réglées par les variations de débit, même si le sens et la nature de ces relations changent d'un bassin à l'autre, et pour un même bassin suivant les périodes hydrologiques et suivant les éléments.

Parmi tous les facteurs qui ont été retenus par les calculs de régression, comme des facteurs agissant significativement sur les transferts actuels de matières dissoutes et particulières des continents vers les océans, le drainage arrive toujours en premier dans les modèles, et il est même parfois le seul à avoir été retenu, comme dans le cas des transports dissous de potassium et de chlorures. De même, au cours des 500 derniers millions d'années, les variations de drainage continental calculées à partir du cycle global actuel de l'eau et de l'évolution paléogéographique des continents permettent de reconstituer, dans un modèle de mélange avec l'activité volcanique sous-marine (RONOV *et al.*, 1980), les variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des carbonates marins (FAURE, 1982). Ces variations de drainage montrent également une assez bonne correspondance avec les variations des taux d'érosion continentale reconstituées ici à partir des masses de sédiments restants à la surface de la Terre (GREGOR, 1985).

B – INFLUENCES DES AUTRES FACTEURS

En ce qui concerne les facteurs physiques, il a été montré que l'érosion mécanique était plus dépendante de la moyenne des pentes des bassins versants que de leur altitude moyenne, car à altitude égale, les bassins à orogènes récents présentent des pentes et une érosion mécanique plus fortes que les bassins à orogènes anciens.

La nature physique et chimique des roches joue également un rôle important sur l'intensité de l'érosion mécanique et chimique. Malheureusement, on ne dispose pas aujourd'hui de carte de la composition chimique des roches qui permettrait d'estimer à l'échelle globale la sensibilité moyenne des roches à l'érosion chimique. Par contre, on a pu établir une carte mondiale de la dureté des roches qui a permis de calculer, pour chaque bassin versant, un indice moyen de sensibilité des roches à l'érosion mécanique, et de montrer qu'il y avait une relation significative entre cet indice et l'intensité moyenne de l'érosion mécanique. De même, sur les petits bassins versants du Maghreb, on a pu établir qu'à drainage égal l'intensité de l'érosion mécanique était plus forte sur les roches tendres (marnes, par exemple) que sur les roches dures (granite, par exemple).

Les facteurs "végétation" et "protection des sols" sont en compétition avec les précipitations vis-à-vis de l'érosion mécanique, car, comme cette dernière, la végétation augmente en fonction des précipitations. Ainsi,

les relations que l'on a pu établir, pour l'ensemble des bassins et pour l'ensemble des bandes continentales de 10° de latitude, entre les précipitations et l'érosion mécanique sont contrôlées par le facteur "végétation". L'intensité de l'érosion mécanique dépend donc également, à l'échelle globale, de l'équilibre entre une variable hydroclimatique, les précipitations, et un paramètre d'état de surface, la végétation.

Le facteur "température" intervient uniquement pour contrôler les flux de silice dissoute, et on a pu voir qu'à drainage égal les flux de silice exportée par les fleuves étaient plus élevés dans les régions équatoriales et tropicales humides que dans les régions tempérées et arctiques où les températures moyennes annuelles sont plus faibles.

Finalement, dans les modèles qui ont été calculés pour l'ensemble des bassins et pour les bandes continentales de 10° de latitude, les principaux facteurs qui ont été retenus, en plus du drainage, sont les suivants :

1. les précipitations, les pentes, l'indice de sensibilité des roches à l'érosion mécanique et l'indice de protection des sols par la végétation pour l'érosion mécanique,
2. l'intensité culturale et les pentes pour l'érosion chimique totale (l'altitude et la surface des continents n'ayant été retenues que dans le modèle par latitude),
3. la température pour les flux de silice et les pentes et l'intensité culturale pour les flux de calcium, de magnésium et de bicarbonates.

Pour les flux des autres éléments, différents facteurs interviennent dans les différents modèles calculés. Il est important de souligner ici que les pentes et l'intensité culturale sont des facteurs qui interviennent tous les deux dans les modèles retenus pour l'érosion chimique totale et les flux de calcium, magnésium et bicarbonates qui représentent en moyenne à l'échelle globale près de 70 % des flux totaux d'éléments dissous (d'après MEYBECK, 1979). Or, les flux des ces trois éléments sont principalement liés, à l'échelle globale, à l'érosion chimique des roches carbonatées qui fournit 60 % des bicarbonates et du calcium et 40 % du magnésium exportés par l'ensemble des fleuves vers les océans (MEYBECK, 1987). C'est certainement pour cette raison que les facteurs "pentes" et "intensité culturale" sont introduits dans les modèles, non parce qu'ils sont directement responsables de l'érosion chimique de ces éléments, mais plutôt parce qu'ils sont étroitement liés à un facteur qui n'est pas pris en compte dans cette étude, la nature chimique des roches, et notamment les roches carbonatées. En effet, on retrouve à l'échelle globale les surfaces carbonatées principalement dans l'hémisphère nord entre 20° et 50° de latitude où se situent également les principales chaînes de montagnes (pentes fortes) et la plupart des pays industrialisés (agriculture intensive).

IV – RUISSELLEMENT SUPERFICIEL ET ÉROSION MÉCANIQUE

Les charges solides et les flux de matières en suspension sont fonction des débits des fleuves, et les tonnages de matériaux particuliers sont principalement évacués lors des périodes de crue. C'est durant ces périodes de crue que se produit le ruissellement superficiel qui est finalement le principal agent responsable de l'érosion mécanique des versants. On a donc proposé deux méthodes, l'une basée sur un découpage horizontal des hydrogrammes (modèle HYDEC) et l'autre sur une analyse spectrale des variations interannuelles des débits moyens mensuels, pour estimer la contribution de cet écoulement de surface à l'échelle des grands bassins versants. Malgré toutes les erreurs possibles dans l'évaluation du ruissellement et la mesure des charges en suspension dans les fleuves, ces estimations ont permis de montrer que la charge en suspension mesurée dans les fleuves est directement fonction de la contribution du ruissellement superficiel au débit fluvial total. En rapportant la charge solide du fleuve au seul débit du ruissellement, on a pu calculer la concentration moyenne en suspension du ruissellement sur les différents bassins étudiés. Il apparaît alors que cette concentration est constante en moyenne pour un bassin donné et qu'elle varie peu autour de 1 g/l d'un bassin à l'autre et pour l'ensemble des continents. Il est important de souligner ici que, quelle que soit l'échelle d'étude (parcelle expérimentale, petit bassin versant, grand bassin versant et ensemble des continents), l'ordre de grandeur de cette charge solide du ruissellement est le même.

Une méthode a été proposée pour estimer la contribution annuelle de l'érosion des berges, *sensu lato*, aux transports solides fluviaux en distinguant, sur la relation flux-débit, les périodes où le ruissellement superficiel et l'érosion des versants contribuent à l'écoulement fluvial et aux transports solides fluviaux, de celles où le fleuve est uniquement alimenté par les apports des écoulements souterrains et des matériaux autochtones. Cette contribution de l'érosion des berges varie de 20 à 30 % en moyenne du flux total annuel de sédiments exportés par les fleuves, suivant les bassins versants qui ont été étudiés.

Finalement, la charge en suspension d'un fleuve à l'exutoire d'un bassin résulte de deux contributions principales. La première, la plus importante, est fournie par l'érosion des versants et la charge solide du ruissellement qui est une constante pour un bassin donné. Cette charge initiale du ruissellement est diluée dans le fleuve par les écoulements hypodermique et souterrain. La seconde contribution, la moins importante, est fournie par l'érosion des berges dont le flux de matières vient concentrer la charge en suspension du fleuve. Cette deuxième contribution peut aussi être négative (sédimentation, alluvionnement, barrages et retenues) et venir dans ce cas diminuer la charge solide du fleuve.

V - ÉROSION CHIMIQUE ET FLUX DE CO₂ ATMOSPHÉRIQUE CONSOMMÉ

Sur les différents bassins versants qui ont été étudiés en Europe, en Afrique et en Amérique du Sud, on a pu calculer les flux de matières en solution libérés par l'érosion chimique en corrigeant les transports fluviaux dissous des apports atmosphériques et des pollutions anthropiques. Il apparaît alors que le flux venant de l'érosion chimique ne représente que 55 à 65 % du transport fluvial dissous suivant les bassins (à l'exception de la Moselle), avec une moyenne mondiale de 58 %. Mais on a pu montrer qu'il existait une très bonne relation linéaire à l'échelle globale, latitude par latitude, entre l'intensité de l'érosion et le flux total dissous "continent-océan". En effet, le CO₂ atmosphérique utilisé lors de l'altération des silicates et des carbonates fournit, après l'érosion chimique, la contribution la plus importante aux transports fluviaux dissous (20 à 40 % suivant les bassins), en libérant 50 à 100 % des ions bicarbonates exportés en solution par les fleuves.

Sur le bassin du Congo, la contribution du CO₂ atmosphérique au flux total de bicarbonates a été estimée à 75 % par deux méthodes différentes : l'une est basée sur le calcul des flux dissous libérés par chaque type de roche en utilisant la composition chimique des eaux de drainage, l'intensité du drainage et la surface occupée par chaque type de roche, et l'autre est basée sur un calcul direct à partir des flux d'éléments majeurs dissous exportés par le fleuve à l'exutoire (méthode globale).

L'application de ces méthodes sur les autres bassins étudiés a permis d'estimer, pour chaque bassin, le flux spécifique de CO₂ atmosphérique consommé par l'érosion chimique. On a également déterminé une très bonne relation entre ce flux de CO₂ et la contribution de la dissolution des carbonates au flux total de bicarbonates exportés par chaque fleuve, montrant ainsi que la présence et la proportion des roches carbonatées sur un bassin contrôlent l'intensité moyenne du flux spécifique de CO₂ consommé sur ce bassin par l'érosion chimique totale. Mais sur un même bassin et pour l'ensemble des continents, cette consommation de CO₂ varie d'une année sur l'autre en fonction des fluctuations hydroclimatiques, et notamment en fonction de l'intensité du drainage continental. En effet, on a montré, sur les différents bassins étudiés et sur l'ensemble des continents, que les flux et/ou les teneurs en bicarbonates dans les eaux de drainage étaient fonction de l'intensité du drainage. On a donc pu calculer, pour chaque bassin et pour l'ensemble des continents, une fonction de transfert entre le drainage continental et le flux de CO₂ consommé par l'érosion chimique. Ces fonctions ont alors permis de reconstituer, pour l'Amazone, le Congo et l'ensemble des continents, les variations interannuelles des flux de CO₂ à partir des fluctuations de débit au cours des 100 dernières années. Ces reconstitutions montrent que les flux annuels de CO₂ varient beaucoup plus sur le bassin de l'Amazone (8,2%) et sur l'ensemble des continents (4,2%) que sur le bassin du Congo (0,4%) où la consommation annuelle de CO₂ par l'érosion chimique apparaît finalement relativement constante. Dans tous les cas, l'amplitude des variations des flux de CO₂ consommé est moins importante que celle des débits. Mais, comme les fluctuations de débit, les fluctuations interannuelles des flux de CO₂ consommé présentent,

au cours des 100 dernières années, une tendance moyenne à l'augmentation, significative sur les bassins de l'Amazonie (+ 10 %) et du Congo (+ 0,7 % seulement), mais peu significative sur l'ensemble des continents (+ 3 %).

Finalement, à l'échelle globale, quand la teneur en CO₂ de l'atmosphère augmente, la température de l'air et le drainage continental augmentent. En outre, quand le drainage continental augmente, le flux de CO₂ atmosphérique consommé par l'érosion chimique des continents augmente également. L'érosion chimique des continents apparaît donc comme l'un des facteurs naturels limitants de l'augmentation des teneurs en CO₂ dans l'atmosphère, comme l'ont déjà montré BUDYKO et RONOVA (1979), WALKER *et al.* (1981) et BERNER *et al.* (1983) pour les temps géologiques.

VI – INFLUENCES ANTHROPIQUES : DE L'ÉCHELLE RÉGIONALE A L'ÉCHELLE GLOBALE

A – A L'ÉCHELLE RÉGIONALE

Régionalement, cette étude a révélé que les activités anthropiques pouvaient modifier les bilans d'érosion continentale et les transports de matières dissoutes et particulaires par les fleuves. Ainsi, les teneurs en nitrates dans les eaux fluviales ont augmenté de 40 %, 78 % et 104 % en 14 ans, respectivement sur la Moselle, la Garonne et la Mosig, sous l'effet d'une augmentation considérable des apports de fertilisants azotés sur les bassins versants. Les flux de nitrates évacués par les cours d'eau sont fonction, non seulement des apports de fertilisants, mais aussi de l'intensité du drainage. Enfin, les concentrations et les flux de nitrates sont étroitement corrélés à la contribution relative de l'écoulement hypodermique au débit fluvial total.

Au contraire, les flux et les concentrations en phosphore dans les eaux fluviales sont élevés, mais restent relativement stables, malgré l'augmentation des tonnages de fertilisants épandus et des rejets domestiques. Le phosphore est un élément facilement adsorbé par les colloïdes du sol et régulé au niveau du fleuve par des processus biogéochimiques. Les flux de phosphore ont une double origine, ponctuelle due aux rejets domestiques, et diffuse due à l'agriculture. L'exportation du phosphore d'origine diffuse est liée à l'érosion mécanique des sols, et de bonnes relations ont été calculées entre les charges en phosphore de la rivière et la contribution relative du ruissellement superficiel à l'écoulement fluvial total.

Sur le bassin de la Garonne, le suivi des variations de la composition chimique des eaux du fleuve au cours des 15 dernières années a permis de détecter des tendances moyennes à l'augmentation des teneurs de la plupart des éléments majeurs dissous. L'augmentation moyenne de la pression partielle de gaz carbonique et la diminution du pH ont pu être attribuées à l'oxydation des matières organiques d'origine autochtone (rejets domestiques et production phytoplanctonique) dont les apports ont augmenté sensiblement au cours des 15 dernières années, notamment en périodes de basses eaux. Les apports de fertilisants azotés peuvent aussi contribuer à augmenter l'érosion chimique des roches carbonatées (+ 30 % sur le Girou et 1 % par an sur la Garonne).

Enfin, dans le massif des Vosges, les précipitations atmosphériques acides sont l'un des facteurs responsables de l'acidification (pH < 5,6) des eaux de 15 ruisseaux sur les 39 qui ont été étudiés ici, associée à une augmentation des teneurs en aluminium dissous (> 200 ppb/l) et à une disparition des populations de truites.

B – A L'ÉCHELLE GLOBALE

A l'échelle globale, l'impact des activités anthropiques sur l'intensité de l'érosion des continents et sur les transferts de matières "continent-océan" paraît encore relativement limitée. Les modifications qui ont

été observées ces 100 dernières années sont à relativiser, notamment en ce qui concerne l'augmentation de la température de l'air et des teneurs en CO₂ de l'atmosphère, par rapport aux fluctuations naturelles des 500 derniers millions d'années. Ainsi, les teneurs moyennes en CO₂ et la température globale de l'air ont considérablement augmenté, de façon naturelle, à certaines périodes géologiques comme au Silurien-Dévonien (FRAKES, 1979 et BERNER *et al.*, 1983) ou au Crétacé. De même, les forts taux d'érosion continentale que nous enregistrons aujourd'hui, par rapport au 500 derniers millions d'années, ne peuvent être uniquement attribués aux activités anthropiques puisque ce taux d'érosion n'a pas cessé d'augmenter depuis le Jurassique (150 Ma) jusqu'à nos jours, et qu'au cours du Dévonien (370 Ma) déjà, ce taux d'érosion était relativement élevé.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AHNERT F. (1970) – Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. *Amer. J. Sci.*, 268, p. 243–263.
- ALBAREDE F. et MICHARD A. (1987) – Evidence for slowly changing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in runoff from freshwater limestones of southern France. *Chem. Geol.*, 64, p. 55–65.
- ALBAREDE F., MICHARD A., MINSTER J.F. et MICHARD G. (1981) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in hydrothermal waters and deposits from the East Pacific rise at 21°N. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, p. 229–236.
- ALBRECHT F. (1960) – Jahreskarten des Wärme- und Wasserhaushaltes der Ozeane. *Ber. Dt. Wd.*, 9, 66, 19 p.
- ALEKIN O.A. (1978) – Water erosion of land surface. In “ World Water Balance and Water Ressources of the Earth ”, Studies and reports in hydrology 25, UNESCO Press, p. 518–525.
- ALEKIN O.A. et BRAZHNIKOVA L.V. (1960) – A contribution on runoff of dissolved substances on the world's continental surface. *Gidrokim. Mat.*, 32, p. 12–34.
- ALEKIN O.A. et BRAZHNIKOVA L.V. (1968) – Dissolved matter discharge and mechanical and chemical erosion. Proc. Bern Symp., *IAHS Publ.*, 78, p. 35–41.
- AMBROGGI R.P. (1977) – Underground reservoirs to control the Water Cycle. *Amer. Sci.*, 236, p. 21–27.
- AMIOTTE-SUCHET P. (1989) – Modélisation des paléoclimats, du cycle de l'eau, de l'érosion et de la sédimentation au cours des temps phanérozoïques. Mém. DEA, Univ. Louis Pasteur Strasbourg, 28 p.
- ANDERSON H.W. (1954) – Suspended sediment discharge as related to streamflow, topography, soil and land use. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 35, (2), p. 268–281.
- ANDERSON M.G. et BURT T.P. (1980) – Interpretation of recession flow. *J. Hydrol.*, 46, p. 89–101.
- BACASTOW R.B. et KEELING D.C. (1981) – Atmospheric carbon dioxide concentration and the observed airborne fraction. In “ Carbon Cycle Modelling ”, B. Bolin (Ed.), SCOPE Report 16, Wiley, Chichester, p. 103–112.
- BALAZS D. (1977) – The geographical distribution of karst areas. Proc. 7th Intern. Congr. Speleology, Sheffield, p. 13–15.
- BALLAND P. (1983) – Méthodologie de quantification des flux de nutriments en rivières. Proc. Hamburg Symp., *IAHS Publ.*, 141, p. 333–345.
- BALLAND P. (1984) – Utilisation des relations concentration-débit pour le calcul des flux de matières en rivières. *Physio. Géo.*, 9, p. 5–13.
- BAMBACH R.K., SCOTESE C.R. et ZIEGLER A.M. (1980) – Before Pangea : The geographies of the Paleozoic world. *Amer. Sci.*, 68, p. 26–38.
- BARNES B.S. (1939) – The structure of discharge recession curves. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 20, (4), p. 721–725.
- BARNES B.S. (1940) – Discussion on analysis of runoff characteristics by O.H. Meyer. *Trans. Amer. Soc. Civ. Engineers*, 105, p. 104–106.
- BARRON E.J., HARRISON C.G.A., SLOAN J.L. et HAY W.W. (1981) – Paleogeography, 180 million years ago to the Present. *Eclog. Geol. Helvet.*, 74, p. 443–470.
- BARRON E.J., HAY W.W. et THOMPSON S.L. (1989) – The hydrologic cycle : A major variable during earth history. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* (Global and Planetary Change Section), 75, p. 157–174.
- BARRON E.J., SLOAN J.L. et HARRISON C.G.A. (1980) – Potential significance of land-sea distribution and surface albedo variations as a climatic forcing factor ; 180 m.y. to the present. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 30, p. 17–40.

- BARRON E.J., THOMPSON S.L. et HAY W.W. (1984) – The potential of continental distribution as a climatic forcing factor. *Nature*, 310, p. 574–575.
- BARRON E.J. et WASHINGTON W.M. (1982) – Cretaceous climate : A comparison of atmospheric simulations with the geologic record. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 40, p. 103–133.
- BARRON E.J. et WASHINGTON W.M. (1984) – The role of geographic variables in explaining paleoclimates : Results from Cretaceous climate sensitivity studies. *J. Geophys. Res.*, 89, p. 1267–1279.
- BARRON E.J. et WASHINGTON W.M. (1985) – Warm Cretaceous climates : High atmospheric CO₂ as a plausible mechanism. In “The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂ : Natural Variations Archean to Present”. *Geophys. Monogr.*, 32, E.T. Sundquist & W.S. Broecker (Eds), *Amer. Geophys. Union*, Washington, D.C., p. 546–553.
- BARTLEIN P.J. (1982) – Streamflow anomaly patterns in the USA and southern Canada 1951–1970. *J. Hydrol.*, 57, p. 49–63.
- BAUMGARTNER A. et REICHEL E. (1975) – The world water balance. Mean annual global continental and maritime precipitation, evaporation and runoff. Elsevier, Amsterdam, 179 p.
- BAZERBACHI A., PUECH-COSTE E., BEN AIM R. et PROBST J.L. (1990) – Modélisation mathématique du taux de coagulant dans une station de traitement d'eau. *Rev. Sci. Eau*, 3, p. 377–397.
- BERGER A. (1980) – Climate variations and variability, fact and theories. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- BERGER W.H. et LABEYRIE L. (1987) – Abrupt climatic change. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- BERGMAN K.H. (1983) – Climate change. *Intern. J. Environ. Studies*, 20, p. 91–101.
- BERNER R.A. (1991) – A model for atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Amer. J. Sci.*, 291, p. 339–376.
- BERNER R.A. et BARRON E.J. (1984) – Comments on the BLAG model : Factors affecting atmospheric CO₂ and temperature over the past 100 million years. *Amer. J. Sci.*, 284, p. 1183–1192.
- BERNER E.K. et BERNER R.A. (1987) – The global water cycle. *Geochemistry and environment*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 387 p.
- BERNER R.A., LASAGA A.C. et GARRELS R.M. (1983) – The carbonate–silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 millions years. *Amer. J. Sci.*, 283, p. 641–683.
- BESSON D.C. (1984) – Relative significance of tectonics, sea level fluctuations, and paleoclimate to Cretaceous coal distribution in North America. *Coop. Thesis Nat. Cent. Atmos. Res. Univ. Colorado*, 201 p.
- BIKSHAM G. et SUBRAMANIAN V. (1988) – Nature of solute transport in the Godavari basin, India. *J. Hydrol.*, 103, p. 375–392.
- BLATT H. et JONES R.L. (1975) – Proportions of exposed igneous, metamorphic and sedimentary rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, p. 1085–1088.
- BOLIN B., DEGENS E.T., DUVIGNEAUD P. et KEMPE S. (1979) – The global biogeochemical carbon cycle. In “The Global Carbon Cycle”, B. Bolin, E.T. Degens, S. Kempe & P. Ketner (Eds), Wiley & Sons, SCOPE 13, p. 1–56.
- BOTTOMLEY D.C. et JOHNSTON L.M. (1985) – Neutralization of acid runoff by groundwater discharge to streams in canadian Precambrian shield watersheds. *J. Hydrol.*, 75, p. 1–26.
- BOULVERT Y. et SALOMON J.N. (1988) – Sur l'existence de paléocryptokarts dans le bassin de l'Oubangui. *Karstologia*, 11–12, p. 37–48.
- BRAZDIL R. et KOZUCHOWSKI K. (1986) – Some aspects of precipitation variability in Poland in the period 1881–1980. *Scripta Fac. Sci. Univ. Purk. Brun.*, 16, 8, p. 365–382.
- BRAZDIL R., SAMAJ F. et VALOVIC S. (1985) – Variation of spatial annual precipitation sums in central Europe in the period 1881–1980. *J. Climatol.*, 5, p. 617–631.
- BRASS G.W. (1976) – The variation of the marine ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio during Phanerozoic time : Interpretation using a flux model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, p. 721–730.
- BREVART O. et ALLEGRE C. (1978) – Strontium isotopic ratios in limestones through geological time. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, p. 1253–1258.
- BUCHA V. (1984) – Mechanism for linking solar activity to weather-scale effects, climatic changes and glaciations in the northern hemisphere. In “Climatic change on a yearly to a millennial basis”, N.A. Morner & W. Karlen (Eds), D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, p. 415–448.
- BUDYKO M.I. (1963) – Der Wärmehaushalt der Erdoberfläche. Deutsche Fassung von E. Pelzl. *Fachl. Mitt. Geophys. Berat. Dienst Bundeswehr.*, Reihe 1, 100, 282 + 19 p.

- BUDYKO M.I. (1970) – The water balance of the oceans. *In* Symposium on world water balance, I, Reading 1970, *Intern. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.*, 92, p. 24–33.
- BUDYKO M.I. et RONOV A.B. (1979) – Chemical evolution of the atmosphere in the Phanerozoic. *Geochem. Internat.*, 16, 3, p. 1–9.
- BURKE W.H., DENISON R.E., HETHERINGTON E.H., KOEPNICK R.B., NELSON H.F. et OTTO J.B. (1982) – Variations of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout geological time. *Geology*, 10, p. 516–519.
- BUSBY M.W. (1963) – Yearly variations in runoff for the conterminous United States. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap.*, 1669-S, 49 p.
- BUTLER S.S. (1957) – Engineering geology. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J.
- CADEE G.C. (1982) – Organic carbon and phytoplankton in Zaire river, estuary and plume. *In* “Transport of carbon and minerals in major world rivers”, Part 1, E.T. Degens (Ed), *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderb., 52, p. 429–432.
- CADEE G.C. (1984) – Particulate and dissolved organic carbon and chlorophyll-a in the Zaire river, estuary and plume. *Neth. J. Sea Res.*, 17, (2/4), p. 426–440.
- CALLEDE J. (1974) – Bassin versant représentatif de Sarki (R.C.A). Rapport ORSTOM, Paris, 120 p.
- CHAMLEY H. (1979) – North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the Late Jurassic. *In* “Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleoenvironments” (Maurice Ewing Ser. 3), M. Talwani, W. Hay & W.B.F. Ryan (Eds), Amer. Geophys. Union, Washington, D.C., p. 342–361.
- CHAUDHURI S. et CLAUER N. (1986) – Fluctuations of isotopic composition of strontium in seawater during the Phanerozoic eon. *Chem. Geol.*, 9, p. 293–303.
- CHORLEY R.J., SCHUMM S.A. et SUGDEN D.E. (1984) – Geomorphology. Methuen, New-York, 605 p.
- CHOW VEN TE (1964) – Handbook of applied hydrology : A compendium of water resources technology. Mc Graw Hill Book Co., Inc., N.Y., 1400 p.
- CLARKE F. (1924) – The data of geochemistry. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 770, 841 p.
- CLAUER N. (1976) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of evaporitic carbonates and sulfates from Miocene sediment cored in the Mediterranean Sea (DSDP, Leg 13). *Sedimentology*, 23, p. 133–140.
- CLAUER N. et TARDY Y. (1971) – Distinction par la composition isotopique du strontium contenu dans les carbonates, entre le milieu continental des vieux socles cristallins et le milieu marin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 273, D, p. 2191–2194.
- CLERFAYT A. (1956) – Composition des eaux de rivière au Congo. Influence des facteurs géologiques et climatiques. *Centre Belge d'Etude et de Documentation des Eaux*, 31/I, p. 26–31.
- COGLEY J.G. (1980) – Replies to J.M. Reynolds, Glaciation to continental drift. *Nature*, 283, p. 112.
- COLLINET J. (1988) – Comportements hydrodynamiques et érosifs de sols de l'Afrique de l'Ouest, évolution des matériaux et des organisations sous simulation de pluie. Thèse Doct. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 513 p.
- CONWAY E.J. (1942) – Mean geochemical data in relation to oceanic evolution. *Roy. Irish Acad. Proc.*, B, 48, p. 119–159.
- COOPER A.J. et SNYDER W.M. (1956) – Evaluating the effects of land use changes on sediment load. *Amer. Soc. Civ. Eng. Proc.*, 82 (HYI), Pap. 883, 14 p.
- CORBEL J. (1964) – L'érosion terrestre. Etude quantitative. *Ann. Géogr.*, 73, 398, p. 385–412.
- CROUZEL F. et MEYER R. (1977) – Les calcaires lacustres du Miocène aquitain. Participation des lacs à l'édification d'un ensemble molassique continental. *Sci. Terre, Nancy*, 21, 3, p. 237–250.
- CROWLEY T.J., SHORT D.A., MENGEL J.G. et NORTH G.R. (1986) – Role of seasonality in the evolution of climate during the last 100 million years. *Science*, 231, p. 579–584.
- DEGENS E.T. (1982) – Transport of carbon and minerals in major world rivers, Part 1. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, Proc. Hamburg Symp., SCOPE/UNEP Sonderb., 52, 766 p.
- DEGENS E.T., KEMPE S. et SOLIMAN H. (1983) – Transport of carbon and minerals in major world rivers, Part 2. *Mitt. Geol.-Paläont., Inst. Univ. Hamburg*, Proc. Assiut University Symp., SCOPE/UNEP Sonderb., 55, 535 p.
- DEGENS E.T., KEMPE S. et HERRERA R. (1985) – Transport of carbon and minerals in major world rivers, Part 3. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, Proc. Caracas Symp., SCOPE/UNEP Sonderb., 58, 645 p.

- DEGENS E.T., KEMPE S. et WEIBIN G. (1987) – Transport of carbon and minerals in major world rivers, Part 4. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, Proc. Tianjin Symp., SCOPE/UNEP Sonderb., 64, 538 p.
- DEGENS E.T., KEMPE S. et NAIDU A.S. (1988) – Transport of carbon and minerals in major world rivers, lakes and estuaries, Part 5. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, Proc. Fairbanks Symp., SCOPE/UNEP Sonderb., 66, 422 p.
- DEPETRIS P.J. (1980) – Hydrochemical aspect of the Negro River, Patagonia, Argentina. *Earth Surf. Proc.*, 5, p. 181–186.
- DERONDE L. et SYMOENS J.J. (1980) – L'exportation des éléments dominants du bassin du fleuve Zaire : Une réévaluation. *Ann. Limnol.*, 16, (2), p. 183–188.
- DEVOL A.H., QUAY P., RICHEY J.E. et MARTINELLI L. (1987) – The role of gas exchange in the inorganic carbon, oxygen, and ^{222}Rn budgets of the Amazon river. *Limnol. Oceanogr.*, 32, p. 235–248.
- DINCER T. et PAYNE B.R. (1971) – An environmental isotope study of the south-western karst region of Turkey. *J. Hydrol.*, 14, p. 233–258.
- DONN W.L. et SHAW D. (1977) – Model of climatic evolution based on continental drift and polar wandering. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 390–396.
- DORF E. (1964) – The use of fossil plants in paleoclimatic interpretations. In “Problems of paleoclimatology”, A.F.M. Nairn (Ed.), Wiley-Interscience, p. 13–31 et 46–48.
- DOUGLAS I. (1964) – Intensity and periodicity in the denudation processes with special reference to the removal of material in solution by the rivers. *Z. Geomorphol.*, 8, 4, p. 453–472.
- DOUGLAS I. (1967) – Man, vegetation and the sediment yield of rivers. *Nature*, 215, p. 925–928.
- DUBUS P. (1989) – Paramétrisation des grands bassins fluviaux du monde. Modélisation de l'érosion mécanique et de l'érosion chimique des continents. Mém. DEA, Univ. Louis Pasteur Strasbourg, 30 p.
- DUPRAZ C. (1984) – Bilans des transferts d'eau et d'éléments minéraux dans trois bassins versants comparatifs à végétations contrastées (Mont-Lozère, France). Thèse Doct.-Ing., Géologie appliquée (Hydrologie), Univ. Orléans, 363 p. + annexes.
- DURAND R. (1978) – La pédogenèse en pays de craie dans le Nord-Est de la France. Thèse Sci. et Sci. Géol., Mém., 55, (1979), 198 p.
- DURUM W.H., HEIDEL G. et TISON L.J. (1960) – Worldwide runoff of dissolved solids. Proc. Helsinki Symp., *IAHS Publ.*, 51, p. 618–628.
- DYER T.G.J. (1978) – On the 11-year solar cycle and river flow. *Water South Africa*, ZAF, 4, 4, p. 157–160.
- EBISE S., MURAOKA K. et SATO T. (1984) – Runoff analysis by water quality. Hydrological approach. Proc. 28th Jap. Conf. on Hydraulics, p. 547–552.
- EDDY J.A. (1977) – Climate and the changing sun. *Climatic Change*, 1, p. 173–190.
- ELDERFIELD H. (1986) – Strontium isotope stratigraphy. *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 57, p. 71–90.
- ENFIELD D.B. (1989) – El Nino, past and present. *Rev. Geophys.*, 27, 2, p. 159–187.
- ETCHANCHU D. (1983) – Hydrologie et géochimie des crues sur le bassin versant du Girou (Terrefort toulousain). Mém. DEA, Université Paul Sabatier Toulouse, 61 p.
- ETCHANCHU D. (1988) – Géochimie des eaux du bassin de la Garonne, transferts de matières dissoutes et particulaires vers l'océan Atlantique. Thèse Doct., Université Paul Sabatier Toulouse, 178 p.
- ETCHANCHU D. et PROBST J.L. (1986) – Erosion et transport de matière en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, p. 1063–1067.
- ETCHANCHU D. et PROBST J.L. (1988) – Evolution of the chemical composition of the Garonne river water during the period 1971–1984. *Hydrol. Sci. J.*, Oxford, U.K., 33, 3, p. 243–256.
- ETCHEBER H., LIN R.G. et PROBST J.L. – River suspended sediment and organic matter fluxes in the Garonne basin. Soumis à *Limnol. Oceanogr.*
- FAIRBRIDGE R.W. (1984) – The Nile floods as a global climatic/solar proxy. In “Climatic changes on a yearly to millennial basis”, N.A. Morner & W. Karlen (Eds), D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, p. 181–190.
- FAURE G. (1982) – The marine-strontium geochronometer. In “Numerical Dating in Stratigraphy”, G.S. Odin (Ed), Wiley & Sons, p. 73–79.

- FAURE G., ASSERTO R. et TREMBA E.L. (1978) – Strontium isotope composition of marine carbonates of Middle Triassic to Early Jurassic age, Lombardic Alps, Italy. *Sedimentology*, 25, p. 523–543.
- FAURE H. et GAC J.Y. (1981) – Will the sahelian drought end in 1985 ? *Nature*, 291, p. 475–478.
- FAURIE G. (1977) – Etude *in vitro* du rôle de la nitrification sur la lixiviation du calcium dans les sols calcaires. *Science du Sol*, 4, p. 204–218.
- FOLLAND C.K., PARKER D.E. et KATES F.E. (1984) – Worldwide marine temperature fluctuations 1856–1981. *Nature*, 310, p. 670–673.
- FOURNIER F. (1949) – Les facteurs climatiques de l'érosion du sol. *Assoc. Géogr. Franç., Bull.*, 203, p. 97–103.
- FOURNIER F. (1960 a) – Climat et érosion. Presses Universitaires de France, Paris, 201 p.
- FOURNIER F. (1960 b) – Débit solide des cours d'eau. Essai d'estimation de la perte en terre subie par l'ensemble du globe terrestre. Proc. Helsinki Symp., *IAHS Publ.*, 53, p. 19–25.
- FRAKES L.A. (1979) – Climates Throughout Geologic Time. Elsevier, Amsterdam, 310 p.
- FRAKES L.A. et KEMP E.M. (1972) – Influence of continental position on Early Tertiary climates. *Nature*, 240, p. 97–100.
- FRECAUT R. (1964) – Les transports solides des cours d'eau et leur signification morphologique. *Rev. Géogr. Est*, 4, p. 447–458.
- FRITZ B. (1981) – Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 41, 152 p.
- FURCH K. (1984) – Water chemistry of the Amazon. Distribution of chemical elements among freshwaters. In "The Amazon limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin", H. Sioli (Ed.), Dr W. Junk Publishers, Dordrecht, Boston, Lancaster, p. 107–137.
- FURCH K. et JUNK W.J. (1985) – Dissolved carbon in a floodplain lake of the Amazon and in the river channel. In "Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers", Part 3, E.T. Degens, S. Kempe & R. Herrera (Eds), *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderb., 58, p. 285–298.
- GAC J.Y. (1980) – Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. *Trav. et Doc. ORSTOM*, Paris, 123, 251 p.
- GAC J.Y. et PINTA M. (1973) – Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide, estimation de la vitesse d'approfondissement des profils : étude du bassin versant de l'Ouham (R.C.A.). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, V, p. 83–96.
- GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1971 a) – Evolution of sedimentary rocks. W.W. Norton and Co. Inc., New-York, 397 p.
- GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1971 b) – Gregor's denudation of the continents. *Nature*, 231, p. 382–383.
- GARRELS R.M., MACKENZIE F.T. et HUNT C. (1975) – Chemical cycles and the global environments. W. Kaufmann Inc., Los Altos, California, 206 p.
- GATES W.L. (1976) – The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model. *J. Atmospheric Sci.*, 33, p. 1844–1873.
- GATES W.L. et NELSON B. (1975) – A new (revised) tabulation of the scripps topography on a 1° global grid. Part I : Terrain heights. The Rand Corporation, R-1276-1-ARPA, Octobre 1975, 132 p.
- GIBBS R.J. (1970) – Mechanism controlling world water chemistry. *Science*, 170, p. 1088–1090.
- GILLULY J. (1955) – Geologic contrast between continents and ocean basins. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 62, p. 7–18.
- GITELSON I.I., ABROSOV N.S. et GLADYSHEV M.I. (1988) – The main hydrological and hydrobiological characteristics of the Yenissei River. In "Transport of carbon and minerals in major world rivers, lakes and estuaries", Part 5, *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, SCOPE-UNEP Sonderb., 66, p. 43–46.
- GLOVER B.J et JOHNSON P. (1974) – Variations in the natural chemical concentration of river water during flood flows, and the lag effect. *J. Hydrol.*, 22, p. 303–316.
- GOLDBERG E.D. (1976) – The Health of the Oceans. UNESCO, Paris.
- GOLTERMAN H.L., SLY P.G. et THOMAS R.L. (1983) – Study of the relationship between water quality and sediment transport. UNESCO Tech. Pap. in Hydrol., n°26, UNESCO, Paris.
- GOMA S.C. (1988) – Transports dissous et particulaires par le fleuve Congo et l'un de ses principaux affluents, l'Oubangui. Premiers résultats de la campagne 1986–1987. Mém. DEA, Univ. Louis Pasteur Strasbourg,

27 p.

- GREGOR C.B. (1968) – The rate of denudation of the continents in post-Algonkian time. *Proc. Roy. Neth. Acad. Sci.*, B, 71, p. 23–30.
- GREGOR C.B. (1970) – Denudation of the continents. *Nature*, 228, p. 273–275.
- GREGOR C.B. (1980) – Weathering rates of sedimentary and crystalline rocks. *Geol. Proc.*, B, 83, (1), p. 173–181.
- GREGOR C.B. (1985) – The mass-age distribution of Phanerozoic sediments. In “The chronology of the geological record”, N.J. Snelling (Ed.), p. 284–289.
- GRIGORKINA T.Y. (1972) – Inflow of river water to the Baltic Sea from the USSR. *Soviet Hydrol.*, 2, p. 148–152.
- GUY H.P. (1964) – An analysis of some storm-period variables affecting stream sediment transport. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 462 E, 46 p.
- HALLAM A. (1985) – A review of Mesozoic climates. *J. Geol. Soc.*, 142, p. 433–445.
- HANSEN J.E. et TAKAHASHI (1984) – Climate processes and climate sensitivity. *Geophys. Monogr. Ser.*, 29, AGU, Washington D.C.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987) – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, p. 1156–1167.
- HART R.C. (1985) – Aspects of the hydrogeochemistry of the upper Orange river. In “Transport of carbon and minerals in major world rivers”, Part 3, E.T. Degens, S. Kempe & R. Herrera (Eds), *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderbd.*, 58, p. 435–442.
- HAY W.W., SLOAN J.L. et WOLD C.N. (1988) – Mass/age distribution and composition of sediments on ocean floor and global rate of sediment subduction. *J. Geophys. Res.*, 93, B12, p. 14933–14940.
- HAYS J.D. et PITMAN W.C. (1973) – Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. *Nature*, 246, p. 18–22.
- HENDERSON-SELLERS A. et MEADOWS A.J. (1977) – Surface temperature of early Earth. *Nature*, 270, p. 589–591.
- HOCKING R.R. (1976) – The analysis and selection of variables in linear regression. *Biometrics*, 32, p. 1–50.
- HODELL D.A., MUELLER P.A., MCKENZIE J.A. et MEAD G.A. (1989) – Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, p. 165–178.
- HODELL D.A., MEAD G.A. et MUELLER P.A. (1990) – Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to Present) : Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans. *Chem. Geol., Isotope Geosci. Sect.*, 80, p. 291–307.
- HOLEMAN J.N. (1968) – The sediment yield of major rivers of the world. *Water Res. Res.*, 4, p. 737–747.
- HOLLAND H.D. (1978) – The chemistry of the atmosphere and oceans. Wiley-Interscience, 351 p.
- HOUGHTON J.T. (1984) – The global climate. Cambridge University Press.
- HOYT W.G. et LANGBEIN W.B. (1944) – The yield of streams as a measure of climatic fluctuations. *Geogr. Rev.*, 34, p. 218–234.
- HUMBEL X. (1988) – Transport de matières en suspension et de carbone organique particulaire par la Garonne. Mém. DEA, Univ. Louis Pasteur Strasbourg, 33 p.
- HUTCHINSON G.E. (1957) – A treatise on limnology. In “Geography, Physics and Chemistry”, Wiley & Sons Inc., N.Y., 1015 p.
- JACKSON R.E. (1974) – Time series analysis of groundwater hydrographs from surficial deposits of the Canadian shield. *Can. J. Earth Sci.*, 11, p. 177–188.
- JANDA R.J. (1971) – An evaluation of procedure used in computing chemical denudation rates. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 1, p. 67–80.
- JANSEN J.M.L. et PAINTER R.B. (1974) – Predicting sediment yield from climate and topography. *J. Hydrol.*, 21, p. 371–380.
- JANSSON M.B. (1982) – Land erosion by water in different climates. UNGI Rapp. 57, Uppsala University, 151 p.
- JANSSON M.B. (1988) – A global survey of sediment yield. *Geogr. Ann.*, 70, (A), p. 81–98.
- JOHNSON F.A. et EAST J.W. (1982) – Cyclical relationships between river discharge and chemical concentration during flood events. *J. Hydrol.*, 57, p. 93–106.

- JONES P.D., RAPER S.C.B., BRADLEY R.S., DIAZ H.F., KELLY P.M. et WIGLEY T.M.L. (1986 a) – Northern hemisphere surface air temperature variations : 1851–1984. *J. Climate and Applied Meteorology*, 25, p. 161–179.
- JONES P.D., RAPER S.C.B. et WIGLEY T.M.L. (1986 b) – Southern hemisphere surface air temperature variations : 1851–1984. *J. Climate and Applied Meteorology*, 25, p. 1213–1230.
- JONES P.D., WIGLEY T.M.L. et WRIGHT P.B. (1986 c) – Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, 322, p. 430–434.
- JONES P.D. (1990) – Climat des mille dernières années. *La Recherche*, 219, 21, p. 304–312.
- JUDGE G.G., GRIFFITHS W.E., HILL R.C. et LEE T. (1980) – The theory and practice of Econometrics. Wiley & Sons Inc., N.Y.
- JUDSON S. (1968) – Erosion of the land. *Amer. Sci.*, 56, p. 356–374.
- KATTAN Z. (1984) – Hydrologie de surface et érosion mécanique sur les bassins amont du Chari-Logone et du Sénégal. Mém. DEA, Université Louis Pasteur Strasbourg, 53 p.
- KATTAN Z. (1989) – Géochimie et hydrologie des eaux fluviales des bassins de la Moselle et de la Mosig. Transports dissous et particulaires. Cycles biogéochimiques des éléments. Thèse Doct. Univ. Louis Pasteur Strasbourg, 220 p.
- KATTAN Z., GAC J.Y. et PROBST J.L. (1987) – Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin, estimation of the surface runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *J. Hydrol.*, 92, p. 59–76.
- KATTAN Z. et PROBST J.L. (1986) – Transports en solution et en suspension par la Moselle en périodes de crues. Actes des Journées d'Hydrologie, "Crues et Inondations", Strasbourg 16–18 octobre 1986, p. 143–167.
- KATTAN Z., SALLERON J.L. et PROBST J.L. (1986) – Bilans et dynamiques de transfert de l'azote et du phosphore sur le bassin de la Moselle (Nord-Est de la France). *Rev. Sci. Eau*, Paris, 5, p. 435–459.
- KAYSER N., PROBST J.L., CADET D. et TARDY Y. (1990) – Propagation des ondes de sécheresse et d'humidité à travers le monde. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 310, II, p. 757–763.
- KEELING C.D., BACASTOW R.B. et WHORF T.P. (1982) – Measurements of the concentration of carbon dioxide at Mauna Loa observator, Hawaïi. In "Carbon Dioxide Review", W.C. Clark (Ed.), Oxford University Press, p. 377–385.
- KEMPE S. (1982) – Long-term records of CO₂ pressure fluctuations in fresh waters. In "Transport of carbon and minerals in major world rivers", Part 1, E.T. Degens (Ed.), *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderb., 52, p. 91–332.
- KHAIN V.E. et RONOVA A.B. (1960) – World paleogeography and lithological associations of the Mesozoic area. Rep. 21st Intern. Geol. Congr., 12, p. 152–164.
- KINGA-MOUZEO (1986) – Transport particulaire actuel du fleuve Congo et de quelques affluents ; enregistrement quaternaire dans l'éventail détritique profond (sédimentologie, minéralogie et géochimie). Thèse Doct. Univ. Perpignan, 262 p.
- KOBAYASHI D. (1981) – Separation of runoff components by stream temperature. *Verh. Intern. Verein. Limn.*, 21, p. 150–154.
- KOMINZ M.A. (1984) – Oceanic ridge volumes and sea-level change. An error analysis. In "Unconformities and hydrocarbon accumulation", J. Schlee (Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 36, p. 109–127.
- KONDRATIEV K.Y. (1985) – Changes in global climate. Balkema, 288 p.
- KONDRATSOVA O.F. et SMIRNOV N.P. (1973) – Quasi-biennial streamflow variation in the USSR. *Soviet Hydrol.*, 2, p. 182–192.
- KOSSINA E. (1933) – Die Erdoberfläche. In "Handbuch der Geophysic", B. Gutenberg. (Ed.), Borntraeger, Berlin, 2, p. 869–954.
- KOVACH J. (1980) – Variations in the strontium isotopic composition of seawater during Paleozoic time determined by analysis of conodonts. *Geol. Soc. Amer. Ann. Meeting*, Abstract, 12, p. 465.
- KRISHNAMURTI T.N., SHAO-HANG CHU et IGLESIAS W. (1986) – On the sea-level pressure of the southern oscillation. *Arch. Meteo. Geoph. Biocl.*, A, 34, p. 385–425.
- KUDELIN B.I. (1957) – Principes nouveaux pour distinguer ce qui est dû à l'écoulement souterrain sur l'hydrologie des fleuves. *Bull. Assoc. Intern. Hydrol. Scient.*, 7, p. 25–35.
- KUENEN P.H. (1950) – Marine geology. Wiley & Sons, N.Y., 568 p.

- LAL V.B., BANERJI S. et NARAYANAN J. (1977) – Sediment yield in relation to drainage basin characteristics in some Indian river valley projects. Proc. Paris Symp., July 1977, *IAHS-AIHS Publ.*, 122, p. 93–97.
- LAMB H.H. (1972) – Climate : Present, past and future. Vol. 1 : Fundamentals and climate now. Methuen, London, 613 p.
- LAMB H.H. (1977) – Climate : Present, past and future. Vol. 2 : Climatic history and the future. Methuen, London, 835 p.
- LAMBERT R. (1975) – Recherches hydrologiques dans le Sud-Est du Bassin Garonnais. Thèse Univ. Toulouse I, 1 et 2, 750 p.
- LANGBEIN W.B. et SCHUMM S.A. (1958) – Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Amer. Geophys. Union Trans.*, 39, p. 1076–1084.
- LASAGA A.C., BERNER R.A. et GARRELS R.M. (1985) – An improved geochemical model of atmospheric CO₂ fluctuations over the past 100 million years. In “The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂ : Natural Variations Archean to Present”. Geophys. Monogr., 32, E.T. Sundquist & W.S. Broecker (Eds), *Amer. Geophys. Union*, Washington, D.C., p. 397–411.
- LELONG F. (1967) – Nature et genèse des produits d’altération des roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française). Thèse Sci. Nancy, 182 p.
- LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G. et MILLER J.P. (1964) – Fluvial Processes in Geomorphology. W. H. Freeman and Co., Inc., San Francisco, 522 p.
- LERMAN A. et MEYBECK M. (1988) – Physical and chemical weathering in geochemical cycles. NATO ASI Series, Series C, 251, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 375 p.
- LE ROY LADURIE E. (1983) – Histoire du climat depuis l’an mil. Flammarion, Paris, vol. I, 287 p. et vol. II, 254 p.
- LIN R.G. (1988) – Etude du potentiel de dégradation de la matière organique particulaire au passage eau douce-eau salée : cas de l’estuaire de la Gironde. Thèse Doct. Univ. Bordeaux I, 209 p.
- LINS H.F. (1985) – Interannual streamflow variability in the United States based on principal components. *Water Res. Res.* (American Geophysical Union), 21, 5, p. 691–701.
- LINSLEY R.K. et FRANZINI J.B. (1972) – Water Resources Engineering. Mc Graw Hill Book Co., Inc., N.Y., (3e édition, 1979), 688 p.
- LINSLEY R.K. Jr., KOHLER M.A. et PAULHUS J.L.H. (1975) – Hydrology for Engineers. Mc Graw Hill Book Co., Inc., N.Y. (2e édition), 482 p.
- LISITZIN A.P. (1972) – Sedimentation in the world ocean. *Soc. Econ. Paleo. Min., Special Publ.*, Tulsa, Oklahoma, 17, 218 p.
- LISITSYNA K.N. et ALEXANDROVA V.I. (1972) – Sediment discharge of the rivers of the European USSR. *Sov. Hydrol.*, Sel. Pap. n°2.
- LIVINGSTONE D.A. (1963) – Chemical composition of rivers and lakes. Data of geochemistry. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 440 G, p. 1–64.
- LÔ H. (1984) – Le bassin de la Gambie : contribution à l’hydrologie et à la dynamique fluviale en milieu tropical humide africain. Thèse 3e cycle, Univ. Nancy II, 396 p.
- LOPATIN G.V. (1952) – Sediment deposits in the rivers of the USSR. Izd. Geographiceskai Literatury, Moscou.
- LOUGHRIDGE M.S. (1986) – Relief map of the earth’s surface. *EOS Trans. AGU*, 67, p. 121.
- L’VOVICH M.I. (1970) – World water balance. (General Report), Symp. on world water balance, Reading 1970, 2 : Gentbrugge, *Intern. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.*, 93, p. 401–415.
- L’VOVICH M.I. (1973) – The world’s water : Today and tomorrow. Mir. Publ., Moscou, 213 p.
- MACKENZIE F.T. et GARRELS R.M. (1966) – Chemical mass balance between rivers and oceans. *Amer. J. Sci.*, 264, p. 507–525.
- MACKENZIE F.T. et PIGOTT J.P. (1981) – Tectonic controls of Phanerozoic sedimentary rock cycling. *Geol. Soc. J.*, London, 138, p. 183–191.
- MAILLET E. (1905) – Essai d’hydraulique souterraine et fluviale. Herman, Paris.
- MAILLET E. (1906) – Le vidage des systèmes de réservoirs. *Ann. Ponts et Chaussées*, Mémoires et Documents, 21, série 8, 38 p.
- MALLOWS C.L. (1973) – Some comments on Cp. *Technometrics*, 15, p. 661–675.

- MANABE S. et BROCCOLI A.J. (1985) – The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age. *J. Geophys. Res.*, 90, p. 2167–2190.
- MANABE S. et STOFFER R.J. (1980) – Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, p. 5529–5554.
- MANGIN A. (1981) – Apports des analyses corrélatrices et spectrales croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 293, II, p. 1011–1014.
- MANSUE L.J. et ANDERSON P.W. (1974) – Effects of land use and retention practices on sediment yields in the Stony Brook Basin, New Jersey. *U.S. Geol. Surv., Water Supply Pap.*, 1798-L, 33 p.
- MARSHALL H.G., WALKER J.C.G. et KUHN W.R. (1988) – Long-term climate change and the geochemical cycle of carbon. *J. Geophys. Res.*, 93, D1, p. 791–801.
- MARTINS O. (1983) – Transport of carbon in the Niger river. In “Transport of carbon and minerals in major world rivers”, Part 2, E.T. Degens, S. Kempe & H. Soliman (Eds), *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderb.*, 55, p. 435–449.
- MARTINS O. et PROBST J.L. (1991) – Biogéochimie de grands fleuves africains. Carbon and mineral transport. In “Biogéochimie de grands fleuves”, E.T. Degens, S. Kempe & J.E. Richey (Eds), *SCOPE N° 42, J. Wiley & Sons Ltd*, p. 129–157.
- MATHEWS E. (1983) – Global vegetation and land use : New high-resolution data bases for climate studies. *J. Climate and Applied Meteorology*, 22, p. 474–487.
- MCPHERSON H.J. (1975) – Sediment yields from intermediate sized stream basins in southern Alberta. *J. Hydrol.*, 25, p. 243–257.
- MEADE R.H. et PARKER R.S. (1984) – Sediment in rivers of the United States. National Water Summary 1984, Water Quality Issues, *U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap.*, 2275, p. 49–60.
- MEINARDUS W. (1934) – Die Niederschlagsverteilung auf der Erde. *Meteor. Z.*, 51, p. 345–350.
- MENARD H.W. (1969) – Elevation and subsidence of oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6, p. 275–284.
- MEROT Ph., BOURGUET M. et LEUCH M. (1981) – Analyse d’une crue à l’aide du traçage naturel par l’oxygène 18 mesuré dans les pluies, le sol, le ruisseau. *Catena*, 8, p. 69–81.
- MEYBECK M. (1977) – Dissolved and suspended matter carried by rivers : Composition, time and space variations and world balance. In “Interactions between sediments and fresh waters”, H.L. Golterman (Ed.), *Junk & Pudoc, Amsterdam*, p. 25–32.
- MEYBECK M. (1979) – Concentrations des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 21, p. 215–246.
- MEYBECK M. (1982) – Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers. *Amer. J. Sci.*, 282, p. 401–450.
- MEYBECK M. (1984) – Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. Thèse Sci., Univ. Paris VI, 558 p.
- MEYBECK M. (1985) – Variabilité dans le temps de la composition chimique des rivières et de leurs transports en solution et en suspension. *Rev. Sci. Eau*, 4, p. 93–121.
- MEYBECK M. (1987) – Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *Amer. J. Sci.*, 287, p. 401–428.
- MEYER R. (1981) – Rôle de la paléaltération et de la paléopédogenèse et de la diagenèse précoce au cours de l’élaboration des séries continentales. Présentation d’exemples choisis dans quelques formations sédimentaires françaises. Thèse Sci., Nancy, 229 p.
- MEYERHOFF A.A. (1970) – Continental drift, II. High latitude evaporites and geologic history of Arctic and North Atlantic oceans. *J. Geol.*, 78, p. 406–444.
- MILLIMAN J.D. et MEADE R.H. (1983) – Worldwide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, 91, p. 1–21.
- MIRA ATLAS (1964) – Atlas du Monde. Ed. Mira, 250 cartes.
- MITCHELL J.M. (1963) – On the world-wide pattern of secular temperature change. In “Changes of climate”, *Proc. UNESCO/WMO Symp.*, Rome 1961, p. 161–182.
- MOMBOISSE B. (1990) – Paramétrisation des pentes sur des grands bassins fluviaux du monde. Modélisation des transferts des différents éléments majeurs dissous, des continents vers les océans. *Mém. DEA, Univ. Louis Pasteur Strasbourg*, 27 p.
- MOORE J.G. et MARK R.K. (1986) – World Slope Map. *EOS Trans.*, AGU, 67, 48, p. 1353–1356.

- MORNER N.A. (1984) – Concluding remarks. In “Climatic change on a yearly to a millennial basis”, N.A. Morner & W. Karlen (Eds), D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, p. 637–651.
- MORNER N.A. et KARLEN W. (1984) – Climatic change on a yearly to a millennial basis. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- MORTATTI J., PROBST J.L. et FERREIRA J.R. (1992) – Hydrological and geochemical characteristics of the Jamari and Jiparana river basins (Rondonia, Brazil). *GeoJournal*, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 26, 3, p. 287–296.
- NACE R.L. (1967) – Water resources : A global problem with local roots. *Environm. Sci. Technol.*, 1, p. 550–560.
- NAKAMURA R. (1971) – Runoff analysis by electric conductance of water. *J. Hydrol.*, 14, p. 197–212.
- NCAR -National Center For Atmospheric Research- (1982) – Global 10 arc min elevation map, global 1 arc degree vegetation type and cultivation intensity data maps. Boulder, Colorado.
- NICHOLSON S.E. et ENTEKHABI D. (1985) – The quasi-periodic behavior of rainfall variability in Africa and its relationship to the southern oscillation. *Arch. Met. Geoph. Biocl.*, A, 34, p. 311–348.
- NKOUNKOU R. (1989) – Hydrogéodynamique actuelle du Congo et de l’Amazonie. Cycle global de l’eau et bilan de l’érosion au cours des temps phanérozoïques (derniers 600 millions d’années). Thèse Doct. Univ. Louis Pasteur Strasbourg, 183 p.
- NKOUNKOU R.R. et PROBST J.L. (1987) – Hydrology and geochemistry of the Congo river system. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderb., 64, p. 483–508.
- NKOUNKOU R.R., KREMPP G. et PROBST J.L. (1990) – Géochimie et hydrologie des eaux de surface : exemple du bassin du fleuve Congo. Compte-Rendu des Journées Laboratoires ORSTOM, Bondy, 18–20 sept. 1990, p. 25–36.
- N.O.A.A. – Solar Geophysical Data, Boulder, Colorado, U.S.A.
- NOUVELOT J.F. (1972) – Le régime des transports solides en suspension dans divers cours d’eau au Cameroun de 1969 à 1971. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, IX, 1, p. 44–74.
- NUTBROWN D.A. et DOWNING R.A. (1976) – Normal-Mode analysis of the structure of baseflow-recession curves. *J. Hydrol.*, 30, p. 327–340.
- OLIVRY J.C. (1977) – Transports solides au Cameroun. In “Erosion and solid matter transport in inland waters”, Symp. Paris, *IAHS Publ.*, 122, p. 134–141.
- OLIVRY J.C. (1983) – Le point en 1982 sur l’évolution de la sécheresse en Sénégal et aux Iles du Cap Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XX, 1, p. 47–69.
- OLIVRY J.C., BRICQUET J.P., THIEBAUX J.P. et SIGHA N. (1988) – Transport de matières sur les grands fleuves des régions intertropicales : les premiers résultats des mesures de flux particulières sur le bassin du fleuve Congo. Proc. Porto Allegre Symp., *IAHS Publ.*, 174, p. 509–521.
- ORANGE D. (1990) – Hydroclimatologie du Fouta Djallon et dynamique actuelle d’un vieux paysage latéritique. Thèse Doct. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 220 p. et *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 93, (1992), 198 p.
- OWEN T., CESS R.D. et RAMANATHAN V. (1979) – Enhanced CO₂ greenhouse to compensate for reduced solar luminosity on early Earth. *Nature*, 277, p. 640–642.
- PALMER M.R. et EDMOND J.M. (1989) – The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, p. 11–26.
- PALMER M.R. et EDMOND J.M. (1992) – Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, p. 2099–2111.
- PALMER M.R. et ELDERFIELD H. (1985) – Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr. *Nature*, 314, p. 526–528.
- PALTRIDGE G. et WOODRUFF S. (1981) – Changes in global surface temperature from 1880 to 1977 derived from historical records of sea surface temperature. *Monthly Weather Rev.*, 109, p. 2427–2434.
- PARADES J.F. (1982) – Sao Francisco River at the Dammed Lake of Sobradinho. In “Transport of carbon and minerals in major world rivers”, Part 1, *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderb., 52, p. 383–384.
- PARRISH J.T. (1982) – Upwelling and petroleum source beds, with reference to Palaeozoic. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, p. 750–774.

- PARRISH J.T., ZIEGLER A.M. et SCOTESE C.R. (1982) – Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 40, p. 67–101.
- PECHINOV D. (1959) – Water erosion and solid discharge. *Priroda*, 8, 1, p. 49–52.
- PETERMAN Z.E., HEDGE C.E. et TOURTELOT H.A. (1970) – Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, p. 105–120.
- PETTINE M., LA NOCE T., PAGNOTTA R. et PUDDU A. (1985) – Organic and Trophic Load of major Italian Rivers. In “Transport of carbon and minerals in major world rivers”, Part 3, *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderb.*, 58, p. 417–729.
- PHILANDER S.G. (1990) – El Nino, la Nina, and the southern oscillation. *Intern. Geophys. Ser.*, 46, Academic Press, Inc., San Diego, 293 p.
- PHILLIPS J.D. (1990) – Relative importance of factors influencing fluvial soil loss at the global scale. *Amer. J. Sci.*, 290, p. 547–568.
- PIEST R.F., BRADFORD J.M. et SPOMER R.G. (1975) – Mechanisms of erosion and sediment movement from gullies. In “Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources”, U.S. Dept of Agriculture, Agr. Res. Serv. Publ., ARS-S-40, p. 162–176.
- PEIXOTO J.P. et KETTANI M. (1973) – The control of Water Cycle. *Sci. Amer.*, 228, (4), p. 46–61.
- PILGRIM D.H., HUFF D.D. et STEELE T.D. (1979) – Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Water. Res. Res.*, 15, 2, p. 329–339.
- PINDER G.F. et JONES J.F. (1969) – Determination of the the groundwater component of peak discharge from chemistry of total runoff. *Water. Res. Res.*, 5, 2, p. 438–445.
- PINET P. et SOURIAU M. (1988) – Continental erosion and large scale relief. *Tectonics*, 7, 3, p. 563–582.
- PITMAN W.C. (1978) – Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 1389–1403.
- POCKLINGTON R. (1987) – Arctic rivers and their discharges. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderb.*, 64, p. 261–268.
- POLDERVAART A. (1955) – Chemistry of the Earth crust. In “Crust of the Earth - A symposium”, A. Poldervaart (Ed.), *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 62, p. 119–144.
- PROBST A., FRITZ B., AMBROISE B. et VIVILLE D. (1987) – Forest influence on the surface water chemistry of granitic basins receiving acid precipitation in the Vosges massif, France. *Proc. Vancouver Symp., IAHS Publ.*, 167, p. 109–120.
- PROBST A., DAMBRINE E., VIVILLE D. et FRITZ B. (1990) – Influence of acid atmospheric inputs on surface water chemistry and mineral fluxes in a declining spruce stand within a small catchment (Vosges massif, France). *J. Hydrol.*, 116, p. 101–124.
- PROBST A., MASSABUAU J.C., PROBST J.L. et FRITZ B. (1990) – Acidification des eaux de surface sous l'influence des précipitations acides : rôle de la végétation et du substratum, conséquences pour les populations de truites. Le cas des ruisseaux des Vosges. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, II, p. 405–4101.
- PROBST J.L. (1983) – Hydrologie du bassin de la Garonne, modèle de mélanges, bilans de l'érosion, exportation des phosphates et des nitrates. Thèse 3e cycle, Université Paul Sabatier Toulouse, 148 p.
- PROBST J.L. (1985 a) – Nitrogen and phosphorus exportation in the Garonne basin (France). *J. Hydrol.*, 76, p. 281–305.
- PROBST J.L. (1985 b) – Geochemical balance of the Girou watershed. Mechanical and chemical erosion rates. *Terra Cognita*, 5, Intern. Congress EUG III, Strasbourg, p. 282.
- PROBST J.L. (1986) – Dissolved and suspended matter transported by the Girou river (France) : Mechanical and chemical erosion rates in a calcareous molasse basin. *Hydrol. Sci. J.*, 31, 1, p. 61–79.
- PROBST J.L. (1987) – Hydrologie de surface et géochimie des grands bassins versants. Mécanismes et bilans des érosions mécaniques et chimiques. Rapport ASP PIREN-EAU, Strasbourg, 44 p.
- PROBST J.L. (1989) – Hydroclimatic fluctuations of some european large rivers since 1800. In “Historical changes of large alluvial rivers in western Europe”, G. Petts (Ed.), Wiley & Sons, Chichester, (3), p. 41–55.
- PROBST J.L. (1992) – Exportation des nitrates et des phosphates par les eaux fluviales. *Les Echos de l'Hydrométrie et de l'Hydrologie*, 5, p. 9–10.
- PROBST J.L. et AMIOTTE-SUCHET P. (1992) – Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrol. Sci. J.*, 37, 6, sous presse.

- PROBST J.L., AMIOTTE-SUCHET P. et Y. TARDY (1992 b) – Global continental erosion and fluctuations of atmospheric CO₂ consumed during the last 100 years. Proc. 7th Internat. Symp. Water Rock Interaction, Park City, Utah, 13–18 juill. 1992, Y.K. Kharaka & A.S. Maest (Eds), A.A. Balkema, Rotterdam, p. 483–486.
- PROBST J.L. et BAZERBACHI A. (1986) – Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 39, 1, p. 79–98.
- PROBST J.L., KATTAN Z. et ETCHANCHU D. (1985) – Exportation des nitrates sur 4 bassins versants français agricoles. Proc. Intern. Congr. “Nitrates in water”, Paris, Ed. CNGE/ENSCR Rennes, 8 p.
- PROBST J.L., MORTATTI J. et TARDY Y. – Global weathering CO₂ consumption in the Congo and Amazon river basins estimated from dissolved inorganic carbon river fluxes. Soumis à *Applied Geochemistry*.
- PROBST J.L., NKOUNKOU R.R., KREMPP G., BRICQUET J.P., THIEBAUX J.P. et OLIVRY J.C. (1992 a) – Dissolved major elements exported by the Congo and the Ubangui rivers during the period 1987–1989. *J. Hydrol.*, 135, p. 237–257.
- PROBST J.L. et SIGHA N. (1989) – Estimation de l’écoulement superficiel et de sa charge en suspension sur quelques grands bassins fluviaux du monde. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, p. 357–363.
- PROBST J.L. et TARDY Y. (1985) – Fluctuations hydroclimatiques du Bassin d’Aquitaine au cours des 70 dernières années. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 26, p. 59–76.
- PROBST J.L. et TARDY Y. (1987) – Long range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *J. Hydrology*, 94, p. 289–311.
- PROBST J.L. et TARDY Y. (1989) – Global runoff fluctuations during the last 80 years in relation to world temperature change. *Amer. J. Sci.*, 289, p. 267–285.
- RAMBERT B. (1971) – Application de l’analyse des hydrogrammes des cours d’eau à l’évaluation de l’écoulement souterrain. Rapport BRGM, 71 SGN 389 HYD., 34 p.
- RAYMOND A., PARKER W.C. et PARRISH J.T. (1985) – Phytogeography and Paleoclimate of the Early Carboniferous. In “Geological factors and the evolution of plants”, B.H. Tiffney (Ed.), Yale Univ. Press, p. 169–211.
- REJO R.A. (1985) – Simulation des débits journaliers, recherche d’une méthode utilisant l’analyse de Fourier, application à l’Ipoka (Madagascar). Thèse Sci., Univ. Rennes I, 165 p.
- REMINIERAS G. (1976) – L’hydrologie de l’ingénieur. Ed. Eyrolles, Paris, 456 p.
- REVEL J.C. (1982) – Formation des sols sur marnes. Etude d’une chronoséquence et d’une toposéquence complexe du terrefort toulousain. Thèse Sci., INP, Toulouse, 250 p.
- RICHEY J.E. (1982) – The Amazon River System : A biogeochemical model. In “Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers”, Part 1, E.T. Degens (Ed.), *Mitt. Geol.-Palaönt. Inst., Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderb. 52, p. 365–378.
- RICHEY J.E., SALATI E. et SANTOS U.M. (1985) – Biogeochemistry of the Amazon River : An update. In “Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers”, Part 3, E.T. Degens, S. Kempe & R. Herrera (Eds), *Mitt. Geol.-Palaönt. Inst., Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderb. 58, p. 245–257.
- RIEGER W.A. et OLIVE L.J. (1984) – The behaviour of suspended sediment concentration during storm events. In “Drainage basin erosion and sedimentation”, Proc. Conf. “Erosion, transportation and sedimentation in Australian drainage basins”, Univ. Newcastle, New South Wales, Austr., May 14–17 1984, p. 121–126.
- RIEHL H. et MEITIN J. (1979) – Discharge of the Nile river : A barometer of short-period climate variation. *Science*, 206, p. 1178–1179.
- RIEHL H., EL-BAKRY M. et MEITIN J. (1979) – Nile river discharge. *Monthly Weather Rev.*, 107, 11, p. 1546–1553.
- ROCHE M. (1963) – Hydrologie de surface. Ed. Gauthier-Villars (ORSTOM), Paris, 430 p.
- RONA P.A. (1973) – Relationships between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading and eustacy inferred from the central North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 2851–2871.
- RONOV A.B. (1982 a) – The Earth’s sedimentary shell (quantitative patterns of its structure, compositions and evolution). Part I. *Intern. Geol. Rev.*, 24, 11, p. 1313–1364.
- RONOV A.B. (1982 b) – The Earth’s sedimentary shell (quantitative patterns of its structure, compositions and evolution). Part II. *Intern. Geol. Rev.*, 24, 11, p. 1365–1388.

- RONOV A.B., KHAIN V.E., BALUKHOVSKY A.N. et SESLAVINSKY K.B. (1980) – Quantitative analysis of Phanerozoic sedimentation. *Sedim. Geol.*, 25, p. 311–325.
- ROOSE E. (1977) – Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest ; vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. *Trav. et Doc. ORSTOM*, Paris, 78, 108 p.
- ROOSE E. et LELONG F. (1976) – Les facteurs de l'érosion hydrique en Afrique tropicale. Etudes sur petites parcelles expérimentales de sol. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 18, 4, p. 365–374.
- ROWLEY D.B., RAYMOND A., PARRISH J.T., LOTTES A.L., SCOTESE C.R. et ZIEGLER A. (1985) – Carboniferous, paleogeographic, phytogeographic and paleoclimatic reconstructions. *Intern. J. Coal Geol.*, 5, p. 7–42.
- SALTZMAN B. (1983) – Theory of climate. *Advances in Geophys.*, 25, Academic Press, New-York, 505 p.
- SAS Institute Inc. (1985) – User's Guide, version 5 edition. Cary, NC, USA, 738 p.
- SAVAT J. (1973) – Een morphologische en sedimentologisch- hydraulische indeling van de rivieren van het Zaire-bekken. Thesis Kath. Univ. Leuven, 399 p.
- SAVIN S.M. (1977) – The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, p. 319–355.
- SCHOELLER H. (1962) – Les eaux souterraines. Ed. Masson, Paris, 642 p.
- SCHUMM S.A. (1954) – The relation of drainage basin relief to sediment loss. *IAHS Publ.*, 36, p. 216–219.
- SCHUMM S.A. (1963) – The disparity between present rates of denudation and orogeny. *U.S. Geol. Soc. Prof. Pap.*, p. 454–511.
- SCOTESE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VAN DER VOO R. et ZIEGLER A.M. (1979) – Paleozoic base maps. *J. Geol.*, 87, 3, p. 217–277.
- SELLERS A. et MEADOWS A.J. (1975) – Long term variations in the albedo and surface temperature of the Earth. *Nature*, 254, p. 44.
- SEYFERT R. (1982) – European Rivers : First results. In "Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers", Part 1, E.T. Degens (Ed.), *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderb. 52, p. 523–527.
- SHARPTON V.L. et HEAD J.W. III (1986) – A comparison of the regional slope characteristics of Venus and Earth : Implications for geologic processes on Venus. *J. Geophys. Res.*, 91, p. 7545.
- SINGH K.P. et STALL J.B. (1971) – Derivation of baseflow recession curve and parameters. *Water Res. Res.*, 7, 2, p. 292–303.
- SIRCOULON J. (1976) – Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique Intertropicale. Comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940". *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XIII, 2, p. 75–174.
- SMIRNOV N.P. (1969) – Causes of long-period streamflow fluctuations. Soviet Hydrology : Selected papers (Izvestiya VGO, vol. 101, n°5, 1969, p. 433–440), Issue n°3, p. 308–314.
- SMIRNOV N.P. (1972) – Asynchronous long-period streamflow fluctuations in the European USSR. Soviet Hydrology : Selected papers (Izvestiya VGO, vol. 104, n°1, 1972, 59–63), Issue n°1, p. 46–49.
- SMIRNOV N.P. (1973) – Spatial patterns of long-period streamflow fluctuations in the European USSR. Soviet Hydrology : Selected papers (Vodnyye Resurcy, n°2, 1973, 21–32), Issue n°2, p. 112–122.
- SMIRNOV N.P. (1974) – Solar activity and river runoff fluctuations in the USSR. Soviet Hydrology : Selected papers (Izvestiya VGO, N°3, 1974, p. 211–216), Issue n°3, p. 205–210.
- SOGREAH (1983) – Erosion et transport solide au Magrheb. Analyse bibliographique. Rapport de Projet RAB/80/011 - PNUD 1982, 56 p.
- SOLOMON S.I., BERAN M. et HOGG W. (1987) – The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and water resources. Proc. Vancouver Symp., *IAHS Publ.*, 148, 640 p.
- SPANGLER W.M.L et JENNE R.L. (1984) – Reference Manual : World monthly surface station climatology. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, U.S.A.
- STALLARD R.F. (1980) – Major element geochemistry of the Amazon river system. PhD. Thesis, MIT-WHOI Joint Program in Oceanography, Cambridge MA., 362 p.
- STRAKHOV N.M.N. (1967) – Principle of lithogenesis. Vol. 1, Consultant bureau, New-York.
- STREET-PERROTT A., BERAN M. et RATCLIFFE R. (1983) – Variations in the global water budget. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 518 p.
- SUBRAMANIAN V. (1979) – Chemical and suspended sediment characteristics of rivers of India. *J. Hydrol.*, 44, p. 37–55.

- SUNBORG A. (1973) – Significance of fluvial processes and sedimentation. In “Fluvial Processes and Sedimentation”, Proc. Hydrol. Symp., Univ. Alberta, Edmonton, 1–10. Canada National Research Council.
- SYMOENS J.J. (1968) – La minéralisation des eaux naturelles. In “Exploration hydrobiologique du bassin du lac Bangweolo et du Luapula”, 2, (1), 199 p.
- TABONY R.C. (1980) – A set of homogeneous European rainfall series. Met. 0-13. Branch Memorandum 104, Met. Office Library, Bracknell (UK).
- TABONY R.C. (1981) – A principal component and spectral analysis of European rainfall. *J. Climatol.*, 1, p. 283–294.
- TANAI T. et HUZIOKA K. (1967) – Climatic implications of Tertiary floras in Japan. Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific. 11th Pacific Sci. Congr., Sendai, 25, p. 77–87.
- TARDY Y. (1969) – Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Sci., Univ. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 31, 199 p.
- TARDY Y. (1986) – Le cycle de l'eau ; climats, paléoclimats et géochimie globale. Ed. Masson, Paris, 338 p.
- TARDY Y. (1990) – Erosion. *Encyclopedia Universalis*, 8, p. 615–627.
- TARDY Y., KOBILSEK B., ROQUIN C. et PAQUET H. (1990) – Influence of periatlantic climates and paleoclimates on the distribution and mineralogical composition of bauxites and ferricretes. 2nd Intern. Symp. Geochemistry of the Earth's Surface and of Mineral Formation, July 2-8, Aix en Provence, France, *Chem. Geol.*, 84, 1/4, p. 179–182.
- TARDY Y., NKOUNKOU R.R. et PROBST J.L. (1988) – The global water cycles during the last 500 M.Y. V.M. Goldschmidt Conference, May 11-13, 1988, Baltimore, Maryland, organized by the Geochemical Society, Abstract, p. 77.
- TARDY Y., MELFI A.J. et VALETON I. (1988) – Climats et paléoclimats périatlantiques. Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques : température et activité de l'eau, sur la répartition et la composition des cuirasses ferrugineuses au Brésil et en Afrique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, p. 289–295.
- TARDY Y., NKOUNKOU R.R. et PROBST J.L. (1989) – The global water cycle and continental erosion during Phanerozoic time (570 m.y.). *Amer. J. Sci.*, 289, p. 455–483.
- TARDY Y. et PROBST J.L. (1992 a) – Sécheresses, crises climatiques et oscillations téléconnectées du climat depuis cent ans. *Science et Changements planétaires/Sécheresse*, n°1, vol. 3, p. 26–36.
- TARDY Y. et PROBST J.L. (1992 b) – Sécheresse et crises climatiques. *Encyclopaedia Universalis*, Universalis 92, p. 167–174.
- THOMPSON S.L. et BARRON E.J. (1981) – Comparison of Cretaceous and Present Earth albedos : Implications for the causes of paleoclimates. *J. Geol.*, 89, p. 143.
- TKACHEVA L.G. (1974) – Suspended Sediment Discharge in the rivers of Soviet central Asia. *Sov. Hydrol.*, Sel. Pap. n°3.
- TOLER L.G. (1965) – Relation between chemical quality and water discharge in Spring Creek, Southwestern Georgia. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-C, p. 209–213.
- TOURTELOT H.A. (1983) – Continental aluminous weathering sequences and their climatic implications in the United States. In “Paleoclimate and Mineral deposits”, T.M. Cronin, W.F. Cannon & R.Z. Poore (Eds), *U.S. Geol. Surv. Circ.*, 822, p. 1–5.
- TREMBE E.L., FAURE G., KATSIKATSOS G.G et SUMMERSON C.H. (1975) – Strontium isotope composition in the Tethys Sea, Euboea, Greece. *Chem. Geol.*, 16, p. 109–120.
- TREWARTHA G.T., ROBINSON A.H. et HAMMOND E.H. (1967) – Elements of Geography. Map : Classes of rock. Mc Graw Hill Book Co., Inc., N.Y.
- TUREKIAN K.K. (1976) – Oceans. 2d ed., Berkeley, California, Univ. California Press, 248 p.
- UNESCO (1963) – Changes of climate. Proc. Rome Symp. UNESCO/WMO, 487 p.
- UNESCO (1973) – International Classification and Mapping of Vegetation. Paris, UNESCO.
- UNESCO (1974) – Gross sediment transport into the oceans. UNESCO/IAHS, First preliminary edition, Paris, 70 p. et 2 cartes.
- UNESCO (1978) – World water balance and water resources of the earth. *Studies and Reports in Hydrology*, 25, UNESCO Press, 663 p.
- USSR National Committee for the International Hydrological Decade (1974) – Mirovoi Vodnyi Balans i Vodnye Resursy Zemli. Gidrometeoizdat, Leningrad.

- USSR National Committee for the International Hydrological Decade (1978) – World water balance and water resources of the Earth. *Studies and Reports in Hydrology*, 25, UNESCO Press, 663 p.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. et THOMPSON S. (1977) – Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4 : Global cycle of relative change of sea level. In “Seismic stratigraphy”, C.E. Payton (Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26, p. 83–97.
- VEIZER J. et COMPSTON W. (1974) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, p. 1461–1484.
- VEIZER J., COMPSTON W., CLAUER N. et SCHIDLÓWSKI M. (1983) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in late Proterozoic carbonates. Evidence for a mantle event at 900 My. ago. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, p. 295–302.
- VEIZER J. et JANSEN S.L. (1979) – Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *J. Geol.*, 87, p. 341–370.
- VINES R.G. (1982) – Rainfall patterns in the Western United States. *J. Geophys. Res.*, 87, C9, p. 7303–7311.
- VINES R.G. (1985) – European rainfall patterns. *J. Climatol.*, 5, p. 607–616.
- VINES R.G. (1986) – Rainfall patterns in India. *J. Climatol.*, 6, p. 135–148.
- WALDMEIER M. (1961) – The sunspot activity in the Years 1610–1960. Schultess and Co., Zurich, 171 p.
- WALKER J.C.G. (1981) – Rate law for decay of sedimentary mass. Proc. 8th Symp. on Geochemical Cycles, Cincinnati (Abstract), p. 8.
- WALKER J.C.G., HAYS P.B. et KASTING J.F. (1981) – A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth’s surface temperature. *J. Geophys. Research*, 86, p. 9776–9782.
- WALLING D.E. (1977) – Limitations of the rating curve technique for estimating suspended sediment loads. Proc. Paris Symp., *IAHS Publ.*, 122, p. 34–48.
- WALLING D.E. (1984) – The sediment yields of African rivers. Proc. Harare Symp., *IAHS Publ.*, 144, p. 265–283.
- WALLING D.E. et FOSTER I.D.L. (1975) – Variation of suspended sediment properties. Proc. Exeter Symp., *IAHS Publ.*, 137, p. 409–419.
- WALLING D.E. et WEBB B.W. (1980) – The spatial dimension in the interpretation of stream solute behaviour. *J. Hydrol.*, 47, p. 129–149.
- WALLING D.E. et WEBB B.W. (1981) – The reliability of suspended sediment load data. Proc. Florence Symp., *IAHS Publ.*, 133, p. 177–194.
- WALLING D.E. et WEBB B.W. (1982) – Sediment availability and the prediction of storm-period sediment yields. Proc. Exeter Symp., *IAHS Publ.*, 137, p. 327–337.
- WALLING D.E. et WEBB B.W. (1983 a) – Patterns of sediment yield. In “Background to paleohydrology”, K.J. Gregory (Ed.), Wiley & Sons, Chichester, p. 69–100.
- WALLING D.E. et WEBB B.W. (1983 b) – The dissolved load rivers : A global overview. In “Dissolved load of rivers and surface water quantity/quality relationships”, B.W. Webb (Ed.), *Intern. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.*, 41, p. 3–20.
- WALLING D.E. et WEBB B.W. (1987) – Material transport by the world’s rivers : Evolving perspectives. *IAHS Publ.*, 164, p. 313–329.
- WATHA-NDUDY N. (1987) – Biogéodynamiques comparées des bassins fluviaux de l’Amazonie et du Congo. Bilans actuels et évolution depuis le Jurassique. Mém. DEA, Univ. Louis Pasteur Strasbourg, 36 p.
- WIGLEY T.M.L. et JONES P.D. (1985) – Influences of precipitation changes and direct CO₂ effects on streamflow. *Nature*, 314, p. 149–152.
- WILSON L. (1969) – Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 11, p. 303–314.
- WILSON L. (1973) – Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation. *Amer. J. Sci.*, 273, p. 335–349.
- WILSON L. (1977) – Sediment yield as a function of climate in United States rivers. Proc. Paris Symp., *IAHS Publ.*, 122, p. 82–92.
- WMO (1975) – Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations. Norwich, 18–23 August, WMO n°421, Genève, 503 p.
- WOLFE J.A. et HOPKINS D.M. (1967) – Climatic changes recorded by Tertiary land floras in Northwestern North America. Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific. 11th Pacific Sci. Congr., Sendai,

25, p. 67-76.

- WOLLAST R. et MACKENZIE F.T. (1983) – The global cycle of silica. In “Silicon geochemistry and biogeochemistry”, S.E. Aston (Ed.), Academic Press, London, p. 39-76.
- WOLMAN M.G. (1967) – A cycle of sedimentation and erosion in urban river channels. *Geografiska Annaler*, 49 A, p. 385-395.
- WORSLEY T.R., NANCE D. et MOODY J.B. (1984) – Global tectonics and eustacy for the past two billion years. *Marine Geology*, 58, p. 373-400.
- WRIGHT P.B. (1975) – An index of the Southern Oscillation. Climatic research Unit, Report 4, University of East Anglia, Norwich.
- YORK T.H. (1975) – Effect of sediment control on sediment transport in the northwest branch Anacostia river basin, Montgomery country, Maryland. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 3, 4, p. 487-494.
- ZHANG QUNYING, LIN FENG, LI XUNG et HU MINGHUI (1987) – Major ion chemistry and fluxes of dissolved solids with rivers in southern coastal China. In “Transport of carbon and minerals in major world rivers”, Part 4, *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, SCOPE/UNEP Sonderb., 64, p. 243-249.

ANNEXE

**Variations interannuelles
du drainage des différents continents,
du drainage continental global,
des flux de CO₂,
des paramètres du climat global**

Année	(1) Débits moyens des différents continents $10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$			(2) Drainage continental global $10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ $10^{16} \text{ l} \cdot \text{an}^{-1}$		(3) F_{CO_2} érosion $10^{13} \text{ moles} \cdot \text{an}^{-1}$	(4) CO_2 atm. ppm	(5) ΔT global $^\circ\text{C}$	(6) SOI	(7) sunspot activity
	Europe	Asie	Afrique	Am. N	Am. S					
1863	58	44.0
1864	76	47.0
1865	76	30.5
1866	78	16.3
1867	102	7.3
1868	85	37.3
1869	77	73.9
1870	86	139.1
1871	89	111.2
1872	90	101.7
1873	82	66.3
1874	60	44.7
1875	80	17.1
1876	105	11.3
1877	95	12.3
1878	105	3.4
1879	127	459	6.0
1880	88	437	32.3
1881	103	461	54.3
1882	85	439	59.7
1883	98	366	-0.474	63.7
1884	72	441	-0.181	63.5
1885	83	385	-0.337	52.2
1886	89	453	-0.632	25.4
1887	76	468	0.717	13.1
1888	97	537	-0.465	6.8
1889	94	464	-0.235	6.3
1890	72	341	-0.410	7.1
1891	74	308	-0.500	35.6
1892	91	414	-0.485	73.0
1893	76	446	-0.505	84.9
1894	62	453	-0.355	78.0
1895	93	477	-0.430	64.0
1896	93	352	-0.220	41.8
1897	110	329	-0.210	26.2
1898	76	277	.	194	-0.420	26.7
1899	69	499	.	205	0.339	12.1
1900	94	404	.	186	0.181	9.5
1901	85	360	.	178	-0.080	2.7
1902	91	430	99	188	-0.130	5.0
									0.007	

Année	(1) Débits moyens des différents continents $10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$				(2) Drainage continental global $10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$			(3) FCO_2 érosion $10^{13} \text{ moles} \cdot \text{an}^{-1}$	(4) CO_2 atm. ppm	(5) ΔT global $^\circ\text{C}$	(6) SOI	(7) sunspot activity
	Europe	Asie	Afrique	Am. N	Am. S	$10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$					
1903	78	416	107	212	-0.375	0.427	24.4	
1904	77	338	100	214	-0.495	0.442	42.0	
1905	79	409	99	175	-0.345	-1.832	63.5	
1906	90	381	96	178	-0.210	.	53.8	
1907	92	312	92	208	-0.515	.	62.0	
1908	68	406	126	207	-0.370	.	48.5	
1909	78	396	114	199	-0.325	0.317	43.9	
1910	143	268	109	187	402	1242	3.92	2.53	-0.295	1.138	18.6	
1911	77	344	103	163	299	1104	3.48	2.34	-0.355	-0.530	5.7	
1912	108	383	105	188	351	1270	4.01	2.57	-0.335	-0.822	3.6	
1913	103	387	85	197	295	1195	3.77	2.46	-0.225	-0.610	1.4	
1914	100	464	97	179	296	1274	4.02	2.57	-0.090	.	9.6	
1915	127	451	93	191	266	1263	3.98	2.56	-0.025	.	47.4	
1916	111	484	117	217	361	1446	4.56	2.79	-0.255	0.677	57.1	
1917	95	440	106	199	368	1353	4.27	2.67	-0.495	1.948	103.9	
1918	72	400	90	187	333	1212	3.82	2.49	-0.370	0.082	80.6	
1919	124	393	93	183	284	1205	3.80	2.48	-0.195	-0.922	63.6	
1920	86	319	109	178	295	1105	3.49	2.34	-0.180	0.174	37.6	
1921	52	248	102	196	423	1144	242	2.39	-0.100	.	26.1	
1922	95	370	109	183	333	1220	258	2.50	-0.130	0.396	14.2	
1923	98	446	106	175	344	1309	277	2.62	-0.170	-0.278	5.8	
1924	97	401	113	165	307	1213	257	2.49	-0.175	0.407	16.7	
1925	83	390	114	177	288	1179	250	2.44	-0.115	-0.170	44.3	
1926	123	594	107	153	352	1489	315	2.85	0.115	-0.374	63.9	
1927	99	508	102	217	411	1498	317	2.86	-0.055	.	69.0	
1928	91	532	104	209	343	1433	304	2.78	0.035	0.436	77.8	
1929	74	468	111	210	343	1351	286	2.67	-0.210	0.465	65.0	
1930	106	343	98	160	344	1177	249	2.44	-0.035	-0.014	35.7	
1931	108	361	100	134	327	1154	244	2.41	0.040	.	21.2	
1932	92	410	110	182	353	1285	272	2.58	0.025	0.155	11.1	
1933	79	316	100	184	329	1129	239	2.37	-0.190	0.158	5.7	
1934	78	305	117	137	367	1126	238	2.37	-0.020	-0.040	8.7	
1935	94	318	103	174	355	1169	248	2.43	-0.090	0.158	36.1	
1936	110	392	111	156	301	1199	254	2.47	-0.045	0.043	79.7	
1937	114	391	102	181	312	1232	261	2.51	0.055	0.104	114.4	
1938	82	410	107	183	333	1250	265	2.54	0.160	0.802	109.6	
1939	106	362	107	169	374	1251	265	2.54	0.005	0.033	88.8	
1940	109	353	99	148	342	1178	250	2.44	0.090	-2.187	67.8	
1941	122	398	104	148	336	1241	263	2.53	0.095	-1.252	47.5	
1942	83	387	93	181	337	1211	256	2.49	0.055	0.017	30.6	

Année	(1) Débits moyens des différents continents $10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$						(2) Drainage continental global $10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ $\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$ $10^{16} \text{ l} \cdot \text{an}^{-1}$			(3) F_{CO_2} érosion $10^{13} \text{ moles} \cdot \text{an}^{-1}$	(4) CO_2 atm. ppm	(5) ΔT global $^{\circ}\text{C}$	(6) SOI	(7) sunspot activity
	Europe	Asie	Afrique	Am. N	Am. S		$10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$	$10^{16} \text{ l} \cdot \text{an}^{-1}$					
1943	65	365	97	210	349	1218	258	3.84	2.50	.	0.030	0.404	16.3	
1944	91	385	95	171	360	1234	261	3.89	2.52	.	0.180	-0.202	11.0	
1945	78	336	100	208	324	1170	248	3.69	2.43	.	-0.005	0.417	33.2	
1946	75	407	114	197	371	1304	276	4.11	2.61	.	0.050	-0.657	92.6	
1947	73	413	105	203	358	1290	273	4.07	2.59	.	0.125	0.191	151.5	
1948	86	424	108	209	373	1344	285	4.24	2.66	.	0.015	-0.136	136.2	
1949	59	418	100	196	414	1330	282	4.19	2.64	.	-0.020	-0.065	134.7	
1950	70	362	108	236	395	1313	278	4.14	2.62	.	-0.155	1.436	83.9	
1951	100	397	108	240	370	1360	288	4.29	2.68	.	-0.045	-0.085	69.3	
1952	93	378	101	213	359	1282	272	4.04	2.58	.	0.070	-0.257	31.5	
1953	75	369	98	180	377	1231	261	3.88	2.51	.	0.180	-0.678	13.8	
1954	79	320	112	174	334	1142	242	3.60	2.39	.	-0.050	0.367	4.4	
1955	97	375	116	186	380	1293	274	4.08	2.59	.	-0.110	0.993	37.9	
1956	90	397	112	195	398	1336	283	4.21	2.65	.	-0.290	0.999	141.7	
1957	80	390	100	194	295	1188	252	3.75	2.45	.	0.060	-0.398	189.8	
1958	97	411	94	183	286	1199	254	3.78	2.47	.	0.090	-0.372	184.6	
1959	84	426	114	183	357	1304	276	4.11	2.61	.	0.045	-0.028	158.7	
1960	108	394	111	184	357	1292	274	4.08	2.59	316	-0.045	0.344	112.3	
1961	85	434	140	196	363	1364	289	4.30	2.69	317	0.105	0.178	53.9	
1962	94	393	139	187	347	1299	275	4.10	2.60	318	0.030	0.421	37.6	
1963	83	395	119	150	353	1234	261	3.89	2.52	319	-0.015	-0.290	27.9	
1964	75	369	115	162	369	1221	259	3.85	2.50	319	-0.255	0.522	10.2	
1965	102	371	117	190	332	1245	264	3.93	2.53	320	-0.195	-0.889	15.0	
1966	105	398	105	164	344	1251	265	3.94	2.54	321	-0.130	-0.465	46.9	
1967	87	348	121	190	406	1291	273	4.07	2.59	321	-0.020	0.258	93.7	
1968	90	331	124	.	418	322	-0.210	0.222	105.9	
1969	84	376	121	173	356	1243	263	3.92	2.53	324	-0.040	-0.527	105.5	
1970	104	377	108	164	349	1235	262	3.89	2.52	326	0.015	0.277	104.7	
1971	68	406	99	203	430	1351	286	4.26	2.67	326	-0.120	1.023	66.6	
1972	76	380	90	236	395	1319	279	4.16	2.63	328	-0.135	-0.795	68.9	
1973	63	411	97	226	377	1315	278	4.15	2.62	330	0.165	0.674	38.1	
1974	88	412	.	230	403	330	-0.170	0.941	34.4	
1975	.	401	107	208	398	331	-0.025	1.265	15.4	
1976	.	.	109	213	338	332	-0.270	0.087	12.5	
1977	.	.	.	160	303	334	0.140	-0.931	27.5	
1978	.	.	.	206	385	335	-0.025	-0.199	92.6	
1979	.	.	.	187	357	337	0.045	-0.029	155.3	
1980	.	.	.	185	312	338	0.200	-0.299	154.6	
1981	.	.	.	188	329	339	0.375	0.126	140.4	
1982	.	.	.	223	331	341	-0.045	-1.282	116.3	
1983	343	0.310	-0.819	66.6	

- (1) – calculés dans cette étude à partir des débits des fleuves (PROBST et TARDY, 1987 et 1989)
- (2) – calculé en sommant les débits des différents continents (PROBST et TARDY, 1987 et 1989)
- (3) – flux global de CO₂ atmosphérique consommé par l'érosion chimique des continents ((PROBST, AMIOTTE-SUCHET et TARDY, 1992)
- (4) – teneur moyenne en CO₂ dans l'atmosphère, mesurée à la station de Mauna Loa (d'après KEELING, BACASTOW et WHORF, 1982)
- (5) – température moyenne globale de l'air, écart à la moyenne interannuelle ($\Delta T = T - \bar{T}$) (d'après JONES *et al.*, 1986 a, b et c)
- (6) – Southern Oscillation Index (oscillation australe) = différence de pression entre Darwin et Tahiti

$$SOI = \left(\sum_{j=1}^{j=12} ((\delta P_j - \delta \bar{P}_j) / \sigma_j) \right) / 12$$

- avec δP_j = moyenne mensuelle (mois j) de la différence de pression entre Darwin et Tahiti ;
- $\delta \bar{P}_j$ = moyenne interannuelle au cours de la période 1882–1984 des différences de pression pour le mois j ;
- σ_j = écart à moyenne de δP_j au cours de la période 1982–1984

(7) – Activité solaire mesurée par le nombre de taches solaires (d'après WALDMEIER, 1961 et N.O.A.A., Solar Geophysical Data)

Liste des figures

1	Bilans et mécanismes de l'érosion chimique et de l'érosion mécanique sur le bassin versant agricole du Girou	1
2	Estimations globales par différents auteurs des flux annuels de matériaux dissous et particuliers, érodés sur les continents et exportés vers les océans. Evolution de ces estimations depuis le début du siècle	2
3	Distribution sur les différents continents des 45 grands bassins fluviaux sélectionnés	9
4	Carte mondiale des différents types de roches établie d'après TREWARTHA <i>et al.</i> (1967)	9
5	Carte mondiale de l'intensité culturale, exprimée en % de la surface totale de chaque maille élémentaire	10
6	Carte mondiale de la protection des sols par la végétation et les cultures contre l'érosion mécanique	10
7	Relation entre le drainage moyen annuel et l'intensité des précipitations annuelles pour l'ensemble des continents	11
8	Variations latitudinales des différents facteurs de l'érosion	12
9	Relation entre le poids total de matière végétale par unité de surface et l'intensité des précipitations annuelles pour différentes formations végétales	13
10	Relation entre l'intensité des précipitations moyennes annuelles et l'index moyen de végétation naturelle	14
11	Relation entre l'intensité des précipitations moyennes annuelles et le coefficient moyen de protection des sols par la végétation et les cultures	14
12	Relation entre l'altitude moyenne d'un continent et sa surface totale	14
13	Relation entre la pente moyenne et l'altitude moyenne de chaque bassin versant	15
14	Relation entre la pente moyenne et la surface totale de chaque bassin versant	16
15	Comparaison des variations latitudinales du pourcentage de surfaces karstiques par rapport à la superficie totale de chaque bande continentale de 10° de latitude	17
16	Fluctuations au cours des 80 dernières années du débit moyen annuel de la Garonne au Mas d'Agenais et du coefficient hydroclimatique moyen annuel calculé pour l'ensemble du Bassin d'Aquitaine	20
17	Fluctuations quasi synchrones des débits moyens annuels des principales rivières du Bassin d'Aquitaine	21
18	Successions des périodes hydroclimatiques moyennes depuis 1800 pour l'ensemble des fleuves d'Europe	22
19	Successions des périodes humides et des périodes sèches qui ont affecté les bassins versants de 50 grands fleuves du monde distribués sur les différents continents	23

20	Comparaison des fluctuations de débit de l'Amazone (A) et du Congo (C) au cours des 80 dernières années	24
21	Décalages W-E des fluctuations de débit, de l'Europe de l'Ouest vers la Sibérie	25
22	Carte mondiale des courbes isophases montrant les déphasages en degrés entre les fluctuations de débit des grands fleuves du monde	26
23	Comparaison entre les fluctuations de débit des différents continents et du débit continental global, reconstituées pour les 80 dernières années	27
24	Comparaison des fluctuations du drainage continental global et de la somme des débits de l'Europe et de l'Asie, et de l'Amérique (Nord et Sud) et de l'Afrique	28
25	Comparaison des fluctuations à long terme de l'intensité du drainage du continent européen et des variations de précipitation sur l'Europe du Nord et sur la partie centrale et méridionale de l'Europe	29
26	Fluctuations au cours des 80 dernières années du drainage continental global, de la température moyenne de surface de l'air et de la teneur en gaz carbonique dans l'atmosphère	30
27	Comparaison des fluctuations du drainage continental global et de l'activité solaire représentée par le nombre de taches solaires	32
28	Relation entre la charge en suspension et le débit fluvial de la Garonne amont à Portet au cours du cycle 1981-1982	36
29	Relation entre la charge en suspension et le débit fluvial de la Garonne aval à La Réole au cours de l'année 1978	37
30	Relation entre la charge en suspension et le débit total du Girou au cours du cycle 1980-1981	37
31	Relation entre la charge moyenne mensuelle en suspension et le débit moyen mensuel du fleuve Sénégal à Bakel au cours des cycles 1979-1980 à 1983-1984	38
32	Relation entre le flux de sédiments et le débit de la Moselle à Millery au cours de la période 1971-1983	40
33	Relation entre le tonnage mensuel de matières en suspension évacuées par le Sénégal à Bakel et le débit moyen mensuel du fleuve au cours de la période 1979-1984	40
34	Tonnages spécifiques des différents minéraux exportés par le fleuve Congo à Brazzaville	41
35	Compositions chimiques moyennes des sédiments transportés par la Garonne amont au cours des différentes périodes hydrologiques	41
36	Relation entre les teneurs en carbone organique des matières en suspension et la charge totale en matières en suspension sur la Garonne aval à La Réole au cours de la période 1989-1992	42
37	Relation entre la teneur moyenne en carbone organique des matières en suspension et la charge moyenne en suspension pour les principaux fleuves africains	43
38	Découpage horizontal d'un hydrogramme de crue en trois composantes	44
39	Applications du modèle HYDEC aux hydrogrammes de crue du Girou et de la Garonne amont et à un hydrogramme annuel du Sénégal	46
40	Comparaison des variations de débit du ruissellement superficiel pour une crue de la Moselle	47
41	Séparations des composantes de l'écoulement fluvial au cours d'une crue du Girou par le modèle HYDEC et par le modèle de mélange utilisé avec les variations moyennes des teneurs en Cl^- , Ca^{++} , SO_4^{--} et K^+	47

42	Périodogramme des fluctuations interannuelles des débits moyens mensuels du Congo : densité spectrale des débits en fonction des fréquences	48
43	Séparation par analyse spectrale des deux composantes de l'écoulement fluvial du Congo sur l'hydrogramme moyen annuel tracé avec les débits moyens mensuels	48
44	Relation entre la lame d'eau ruisselée sur chaque bassin et le coefficient d'écoulement moyen de chaque fleuve	50
45	Evolutions comparées de la charge en suspension mesurée dans la Moselle au cours de la crue de novembre 1973 et du débit du ruissellement de surface estimé à partir du modèle HYDEC	51
46	Comparaison des variations de débit des différents écoulements calculés à partir du modèle HYDEC et des variations de charges en suspension mesurées dans le Girou au cours de la crue de mai 1984	51
47	Relation entre la charge en suspension de la Garonne amont et le rapport des débits	52
48	Relation entre la charge en suspension moyenne de chaque fleuve et le pourcentage d'eau ruisselée par rapport au débit total	52
49	Carte mondiale des transports solides spécifiques (en t/km ² .an) par les grands fleuves du monde	56
50	Distributions latitudinales des intensités de l'érosion mécanique	58
51	Variations latitudinales des tonnages de sédiments évacués par les fleuves vers les océans et des concentrations moyennes en suspension	58
52	Relation entre l'intensité moyenne de l'érosion mécanique et la moyenne des pentes pour les grands bassins fluviaux du monde	60
53	Evolutions de l'intensité de l'érosion mécanique en fonction des précipitations moyennes annuelles, sur l'ensemble des grands bassins fluviaux et sur l'ensemble des bandes continentales de 10° de latitude	61
54	Relation entre l'intensité de l'érosion mécanique et l'indice de sensibilité des roches à l'érosion mécanique pour l'ensemble des 45 grands bassins fluviaux du monde	62
55	Influence de la dureté des roches sur la relation entre l'intensité de l'érosion mécanique et le drainage pour 153 bassins versants du Maghreb	62
56	Evolutions du Cp de MALLOW (1973) en fonction de p+1, avec p le nombre de variables entrées dans le modèle	63
57	Relation entre l'intensité de l'érosion observée et celle calculée à partir du modèle pour l'ensemble des 45 grands bassins fluviaux du monde	65
58	Variations intermensuelles des débits et des concentrations en éléments majeurs dissous sur le Congo à Brazzaville au cours de la période 1987-1989	69
59	Evolution des teneurs en bicarbonates en fonction des débits sur les différentes stations du bassin de l'Amazone	70
60	Evolutions des teneurs en chlorures et en magnésium en fonction des débits au cours de la crue de janvier 1986 sur la Moselle à Millery	71
61	Relations entre les débits et les teneurs en calcium et en bicarbonates sur le Congo à Brazzaville au cours de la période 1987-1989	72
62	Relations entre les flux mensuels de silice évacuée par le Congo à Brazzaville et les débits du fleuve au cours de la période 1987-1989	73
63	Relations entre les flux spécifiques annuels de nitrates exportés par les différents cours d'eau, et les débits spécifiques moyens annuels de ces cours d'eau (période 1971-1981)	73

64	Evolutions amont-aval des flux liquides et des flux de nitrates sur le bassin de la Garonne	74
65	Evolutions comparées des débits et des flux de bicarbonates sur le bassin de l'Amazone, de l'amont vers l'aval	76
66	Evolution des tonnages de fertilisants utilisés sur les bassins versants de la Garonne et de la Moselle	77
67	Fluctuations des teneurs en nitrates dans les eaux de la Mossig, de la Garonne et de la Moselle depuis 1971	78
68	Relations entre les teneurs en nitrates mesurées dans la Moselle au cours de la crue de janvier 1981, et le rapport des débits entre l'écoulement hypodermique et le débit fluvial total	78
69	Relations entre les taux moyens annuels d'exportation de nitrates et les débits spécifiques moyens annuels sur les bassins de la Garonne, du Girou et de la Moselle (période 1971-1981)	79
70	Relations entre les teneurs des différentes formes du phosphore mesurées dans la Moselle et le rapport des débits entre le ruissellement superficiel et le débit fluvial total	80
71	Altération d'un mètre cube de granite en kaolinite sous un climat tropical humide	83
72	Contribution des différentes sources d'éléments dissous au flux total dissous exporté par le Girou	83
73	Bilans des érosions chimique et mécanique sur le bassin du Girou	84
74	Comparaison des flux spécifiques des différents éléments majeurs exportés du bassin du Girou par érosion mécanique et par érosion chimique	84
75	Comparaison, élément par élément, des tonnages spécifiques exportés par l'érosion mécanique et par l'érosion chimique sur le bassin de la Garonne amont	85
76	Relation entre le flux spécifique de CO ₂ atmosphérique consommé par érosion chimique sur les différents bassins versants, et la contribution relative de la dissolution des carbonates au flux total de bicarbonates exportés par les fleuves	92
77	Comparaison des flux spécifiques de carbone organique et inorganique sur les bassins du Congo et de l'Amazone	93
78	Fluctuations interannuelles des flux de CO ₂ atmosphérique consommé par érosion chimique sur les bassins de l'Amazone et du Congo	95
79	Relation entre les teneurs en bicarbonates dans les eaux de surface et l'intensité du drainage, par latitude et par continent	96
80	Relations entre le logarithme népérien des concentrations en bicarbonates et le logarithme népérien du drainage	96
81	Variations depuis le début du siècle des flux moyens annuels de CO ₂ atmosphérique consommé par l'érosion chimique des continents	97
82	Carte mondiale des transports dissous par les fleuves, établie par régions morphoclimatiques	98
83	Relation entre l'intensité de l'érosion chimique des continents et le flux total d'éléments dissous exportés par les fleuves	100
84	Distributions latitudinales des transports fluviaux dissous, des apports atmosphériques et des flux venant de l'érosion chimique des continents	100
85	Variations latitudinales des tonnages de matières en solution exportées des continents vers les océans, et des charges en solution des eaux de surface	100
86	Distributions latitudinales des transferts de matières en solution "continent-océan"	101

87	Relation entre le flux de silice dissoute et le drainage pour l'ensemble des bassins fluviaux regroupés par zones climatiques	103
88	Variations latitudinales des transferts d'éléments dissous "continent-océan"	106
89	Flux hydriques actuels à la surface de la Terre entre les différents réservoirs et tailles des différents réservoirs	111
90	Distributions holosphériques des trois composantes du cycle de l'eau sur les continents et sur les océans	112
91	Evolution spatiale et temporelle de la paléogéographie des continents au cours des 550 derniers millions d'années	113
92	Variations des surfaces continentales au cours des 500 derniers millions d'années	114
93	Comparaison des variations du niveau des océans et de la superficie totale corrigée des surfaces continentales	114
94	Reconstitutions des variations du drainage continental global au cours des 500 derniers millions d'années	115
95	Variations de la température moyenne globale de l'air au cours des 100 derniers millions d'années	116
96	Variations de la température moyenne globale de l'air au cours des 500 derniers millions d'années	117
97	Variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer au cours des 500 derniers millions d'années	119
98	Variations au cours des 500 derniers millions d'années des masses de sédiments restant aujourd'hui à la surface des continents et dans les bassins océaniques	119
99	Variations des taux de sédimentation totale au cours des 500 derniers millions d'années	120
100	Reconstitution des masses des différents dépôts sédimentaires accumulés au cours des 500 derniers millions d'années	122
101	Variations du taux d'érosion continentale et de la charge dissoute et particulaire des eaux de drainage au cours des 500 derniers millions d'années	123

Liste des tableaux

1	Caractéristiques des 45 grands bassins fluviaux sélectionnés	7
2	Comparaison des tonnages de matières en suspension et des vitesses d'érosion mécanique obtenus sur les différents bassins fluviaux étudiés	39
3	Valeurs des coefficients de vidange des différents réservoirs hydrologiques calculées à partir du modèle HYDEC sur les différents bassins étudiés	45
4	Lames d'eau V écoulées par les différents réservoirs hydrologiques, calculées à partir du modèle HYDEC sur les différents bassins étudiés	45
5	Caractéristiques des 26 bassins fluviaux analysés et résultats obtenus sur le ruissellement par analyse spectrale des débits, et sur la charge en suspension de ce ruissellement	49
6	Transports dissous et particuliers par les 45 grands fleuves sélectionnés	57
7	Valeurs des coefficients de corrélation de Pearson calculées entre les différents facteurs et les érosions mécanique et chimique, pour l'ensemble des grands bassins fluviaux	59
8	Valeurs moyennes des concentrations et flux spécifiques annuels des différents éléments majeurs dissous et de la charge totale dissoute, mesurés sur les bassins versants étudiés	75
9	Flux moyens annuels des différents éléments majeurs dissous exportés par l'Amazonie et ses affluents, et par le Congo et son affluent, l'Oubangui	88
10	Contributions respectives du CO ₂ atmosphérique et de la dissolution des carbonates au flux total de bicarbonates exporté par l'Amazonie et ses affluents, et par le Congo et son affluent, l'Oubangui	90
11	Flux spécifiques de CO ₂ atmosphérique consommé par érosion chimique sur différents bassins versants et sur l'ensemble des continents	91
12	Valeurs des transports fluviaux dissous par région morphoclimatique	99
13	Valeurs des coefficients de corrélation de Pearson entre les flux spécifiques des différents éléments majeurs dissous et les facteurs de l'érosion, pour les 45 grands bassins fluviaux	102
14	Valeurs des coefficients A et B des relations calculées entre les flux d'éléments dissous et le drainage	103
15	Résultats des calculs de régression entre flux dissous et facteurs de l'érosion, pour les différents éléments majeurs dissous	104
16	Concentrations moyennes mondiales des différents éléments majeurs dissous dans les précipitations et contributions des apports atmosphériques et de la dissolution des roches évaporitiques aux transports fluviaux dissous	105
17	Apports totaux dissous aux océans calculés pour chaque élément par extrapolation à l'échelle globale des modèles établis dans cette étude à partir des grands bassins fluviaux	107
18	Valeurs des coefficients calculés pour chaque loi exponentielle décroissante en fonction du temps	121

SCIENCES GÉOLOGIQUES BULLETIN ET MÉMOIRES

Directeur de la Publication : Bertrand FRITZ
Editeur : Institut de Géologie, Université Louis Pasteur de Strasbourg
et Centre de Géochimie de la Surface (CNRS)

DERNIERS MÉMOIRES PARUS

- N° 71, 72, 73 — Nahon D. et Noack Y. (1983) — Colloque international CNRS, Paris, 4-7 juillet 1983. Pétrologie des altérations et des sols. Volume I (n° 71) : Pétrologie expérimentale. Volume II (n° 72) : Pétrologie des séquences naturelles. Volume III (n° 73) : Pédologie - Pétrologie appliquée aux substances utiles (ore deposits).
- N° 74 — Decarreau A. (1983) — Etude expérimentale de la cristallogenèse des smectites. Mesures des coefficients de partage smectite trioctaédrique - solution aqueuse pour les métaux M^{2+} de la première série de transition.
- N° 75 — Schaaf A. (1984) — Les Radiolaires du Crétacé inférieur et moyen : biologie et systématique.
- N° 76 — Gueddari M. (1984) — Géochimie et thermodynamique des évaporites continentales. Etude du Lac Natron en Tanzanie et du Chott el Jerid en Tunisie.
- N° 77 — Lucas J. et Prévôt L. (1985) — Phosphorites. Sixth international field-workshop and seminar on phosphorites. I.G.C.P. 156, oct.-nov. 1983.
- N° 78 — Gauthier-Lafaye F. (1986) — Les gisements d'uranium du Gabon et les réacteurs d'Oklo. Modèle métallogénique de gîtes à fortes teneurs du Protérozoïque inférieur.
- N° 79 — Vallès V. (1987) — Modélisation des transferts d'eau et de sels dans un sol argileux. Application au calcul des doses d'irrigation.
- N° 80 — Kam M. (1988) — Simulation physico-chimique de l'évolution hydrothermale des milieux poreux ou fissurés.
- N° 81 — Trolard F. (1988) — Physico-chimie des cuirasses latéritiques. Domaines de stabilité des oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium.
- N° 82 — Duplay J. (1989) — Géochimie des argiles et géothermométrie des populations minérales de particules.
- N° 83 et 84 — Gélard J.P. et Beauchamp J. (éd.) (1989) — Colloque franco-marocain de Géologie, Strasbourg, 24-26 mai 1989. Volume I : Cycles précambriens et cycle hercynien. Cycle alpin (début). Volume II : Cycle alpin (fin). Quaternaire.
- N° 85 à 89 — Farmer V.C. and Tardy Y. (éd.) (1990) — Proceedings of the 9th International Clay Conference, Strasbourg, 1989. Volume I (n° 85) : Clay-organic interactions. Clay minerals in soils. Volume II (n° 86) : Surface chemistry. Structure and mixed layering of clays. Volume III (n° 87) : Geochemistry of clays. Nuclear waste disposal. Volume IV (n° 88) : Clays in sediments. Diagenesis and hydrothermalism. Volume V (n° 89) : Industrial applications of clays. Analytical techniques and teaching of clay mineralogy.
- N° 90 — Mertz J.D. (1991) — Rôle des structures de porosité dans des propriétés de transport. Application aux grès du Buntsandstein et du Brent (Alwyn, Mer du Nord).
- N° 91 — Benedetti M. (1991) — Géochimie de l'or : mécanismes de transport et de dépôt.
- N° 92 — Proust J.N. (1992) — Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental.
- N° 93 — Orange D. (1992) — Hydroclimatologie du Fouta Djallon et dynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique (Afrique de l'Ouest).
- N° 94 — Probst J.L. (1992) — Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années.

Editions de l'Institut de Géologie
1, rue Blessig, 67084 STRASBOURG Cedex (France)

Dépôt légal :
1^e semestre 1993

Equipe de réalisation technique : MM. J.M. Bock (impression, photographie), A. Wendling et J.P. Schuster (assemblage, reliure)
