N d'enregistrement au CNRS : A.O.11:013

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

pour obtenir

le grade de Docteur ès Sciences Naturelles

par

Jean-Marie WACKERMANN

L'ALTÉRATION DES MASSIFS CRISTALLINS BASIQUES EN ZONE TROPICALE SEMI-HUMIDE

ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES ARENES DU SÉNÉGAL ORIENTAL. CONSÉQUENCES POUR LA CARTOGRAPHIE ET LA PROSPECTION

Soutenue publiquement le 30 mai 1975 devant la Commission d'Examen :

MM. G. MILLOT

Président

G. DUNOYER DE SEGONZAC

N. LENEUF

Y. TARDY

M. DEFOSSEZ

O.R.S.T.O.M.

PARIS

1975,

alli

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR STRASBOURG

Président · Vice-Présidents

Secrétaire Général

Professeur G.OURISSON Professeur A.CHAUMONT Professeur H.DURANTON Monsieur G.KIEHL

PROFESSEURS, MAITRES DE CONFERENCER, DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHE DES . U.E.R. RESPONSABLES DES DOCTORATS ES-SCIENCES

:

.

•

Doyens honorelizes	:	P.LACROUTE - H.J.MARESQUELLE - J.H.VIVIEN - G.MILLOT.
Professeurs honoraires	:	P.de BEAUCHAMP - L.BOISSELET - J.BYE - H.CARTAN - G.CERF - C.CHABAUTY - A.CHRETIEN -
ı		J.DENY - Ch.EHRESMANN - H.FORESTIER - MILE S.GILLET - A.HEE - R.HOCART - G.LEMEE - P.L'HERITIER - A.LICHNEROWICZ - A.MAILLARD - H.J.MARESQUELLE - L.NEEL - J.PARROD -
1		R.ROHMER - Ch.SADRON - H.SAUCIER - H.VILLAT - H.WEISS - Et.WOLFF - J.YVON.
Maître de Conférence honoraire	:	R.WEIL.

PROFESSEURS

		•			
L	ROTHE	Physique du Globe	G.	WEILL	Physique
Ρ.	LACROUTE	Astronomia	A	CLAUSS	Chimie .
J.H.	VIVIEN	Zool, et Embryol, expérimentale	Ε,	FOLLENIUS	Zoologie
S. .	GORODETZKY	Phys. Gén. et Physique Nucléeire	J.	LUCAS	Géologie
L. -	SACKMANN	Mécanique des Fluides	J.J.	THIEBOLD	Biologie animale
M.	PEREY	Chimie nucléaire	G.	GLAESER	Mathématiques
S.	GOLDSZTAUB	Minéralogie et Pétrographie	J.H.	WEIL	Chimie biologique
Р.	JOLY	Biologie générale	D.	FOATA	Mathématiques
н.	BENOIT	Physicochimie mecromoléculaire	н.	DANAN	Physique atomique et Physique du Solide
G.	MILLOT	Géologie et Paléontologie	X.	FERNIQUE	Mathématiques
A:	LECOLAZET	Physique du Globe	Fr.	GAUTIER	Physique
A	GAGNIEU	Botanique	G.	SUTTER	Physique électronique
F.	STUTINSKY	Physiologie générale	v .	AVANISSIAN	Analyse supérieure
е.	WURTZ	Chimie biologique	Fr.	LACROUTE	Biologie végétale
J.	BRENET	Electrochimia	J.P.	EBERHART	Minéralogie
J.P.	EBEL	Chimie biologique	J.M.	LEHN	Chimie
G.	OURISSON	Chimie	сı.	ROBERT	Physique ·
A,	COCHE	Physicus Nuclésira	Fr.	BECKER	Physique mathématique
R.	CERF.	Physique Générale	Fr.	SCHALLER	Biologie générale
A	DELUZARCHE	Chimin	Fr,	GAULT	Chimie organique
R.	ARMBRUSTER	Physica	м.	GOUNOT	Botanique
А,	ROCHE	Physicalo du Globo	L L	DEHAND	Chimie minérale
L	HIRTH	Microbiologia	a.	GODBILLON	Mathématiques
A.	FUCHS	Macanique rationnelle		ROUX	Botanique
A.	GALLMANN	Pitysievo	R.	VOLTZ	Physique théorique
P.	MIALHE	Physiolasia animala	A 1	MICHARD	Géologie
D.	MAGNAC	Physicano	Y.	BOULANGER	Chimie biologique
M.	Daume	Blochysiqua	J.J.	RIEHL	Chimie
JP.	ADLOFF	Chimia Nuckeire	R.	GERARD	Mathématiques
D.	BERNARD	Méthodo methématique de la Physique	M.	DAIRE	Chimie Phys.ind. et Sc.des Matériaux
E.	DAMEL	Physique expérimentale	G.	DUNOYER de SEGO	NZAC Géologie
Ρ.	CHEVALLIER	Physique	J.P.	JOUANOLOU	Mathématiques
G.	REEB	Topologia .	a.	DELLACHERIE	Mathématiques
1	wucher	Physique	Ph.	RICHARD	Physiologie animale
М.	Brin:	Chimio	J.P.	RAMIS	Mathématiques générales
Ы.	DURANTON	Botanique	Ph.	ROPARTZ	Psycho-Physiologie
R.	WEISS	Chimie	м.	GROSMANN	Physique
Ρ.	FEDERLIN	Chimia	P	BENVENISTE	Physiologie végétale
Tb'	SCHWING	Ctrimes	M	X	Mathématiques
M,	SIESKING	Fhyelgun	1 1	LEITE, LOPEZ	Physique nucléaire et corpusculaire
G.	MONSONEGO	Physique Théorique	· a.	BENEZRA	Chimie
С.	wippler	Physicoch, des Hts Polymères Industr.	L L	GRUSON	Methématiques .
					•

PROFESSEURS ASSOCIES

MAITRES de CONFERENCES ASSOCIES R.BRICKMAN (Sc.Politiques) - GLETTA (Math.) - K.RICHARDS (Microbiol.) . **PROFESSEURS CONVENTIONNES** MAITRE de CONFERENCES CONVENTIONNE A.BAJER (BioL) - V.HOENIG (Med.) . N.KONO (Math.) . MAITRES DE CONFERENCES et CHARGES D'ENSEIGNEMENT G SOLLADIE Chimie organique C. PESKINE Mathématiques Mathématiques D. VIAUD SCHWING Chimie Physique M.I KIRSCH R. BERNIER Chimie Générale Zoologie J.CI. L SOMMER Chimie appliquée J.J. FRIED Mécanique des Fluides HINSCHBERGER Chimie Physique A в. MORIN Mathématiques I BROSSAS Chimie Macromoleculaire Ł M. X.... Minéralogie LEBOY х.... М. M. Chimie Informatique MAITRE DE CONFERENCE ADJOINT £ SITTLER Géologie PROFESSEURS at MAITRES DE CONFERENCES du C.U.H.R. P. TAGLANG Physique Chr. WINTER Physique J.P. DONNET Chimie Physique JAEGLE Physique A. R. WEY Chimie A. Chimie Physique KALT STREITH Chimie R. Ĵ, Mathématiques LUTZ MARTINET **Mathématiques** J. G. SCHIFFMANN Mathématiques FAURE Chimie Physique J. LAFAYE MR. Physicochimie atomique-ionique J. Fr. SCHMITT Physique 8. SIFFERT MR Cristallographie et Minéralogie PROFESSEURS at MAITRES DE CONFERENCES des I.U.T. Strasbourg Mulhouse Ch. TANIELIAN Chimie G PERNY Physique appliquée M. GRÖSS MANQUENOUILLE Chimie R. -Mathématiques appliquées G. METZGER Electronique LAVILLE St-MARTIN Physique appliquée Đ. Physique électronique R. STEIN DIRECTEURS & MAITRES DE RECHERCHE ЗÉ. BIELLMANN DR Chimie FRIDMANN **M**R Physique corpusculaire A P. BOUVEROT DR Y. Physial, respiratoire MR GÁLLOT Physicochimie macromotéculaire P. DEJOURS DR Physiol. respiratoire J.8. GRUN MR Physique Ä KNIPPER DR Physinucliet corpusculaire Ĵ. HOFFMANN MR Biologie animale Å. KOVACS Physicochimie macromol. HAFFEN STENGER DR MŔ Médecine К. MARCHAL DÁ Physicochimie macromol. M; JACOB MŔ Médecine P.A Mathématiques MEYER KÄUFMANN DŔ G. MR Chimie A.J.P. MEYER Physique DR B. KUCH wh Physiologie Ĵ MEYER DR Botanique LLORET Physique corpusculaire A. MR £. MIALHE DR Physiologie Á. MALAN MR Physiologie Physiologie (Med.) PETROVIC A, DR E, MARCHAL MR Physicochimie molécul.et macromolécul. A. PORTE Biologie cellulaire DR MULLER Physique Th. MR P. Physicochimie macromol. REMPP DR G, MUNSCHY MR Physique A. SKOULIOS DR Physicochimie macromol. M. NAUCIEL-BLOCH Physique des solides MR VEILLÁRD Physicochimie molécul.et mecrom. A DR M. PATY MR Physique corpusculaire A. ZUCKER DR Physique théorique Ĥ. PFIRSCH MR Botanique J. Ħ. POUYET MR Biophysique RECHENMANN MR Médacine F. BECK MR Physique nucléaire RINGEISSEN MR Physique j, J.P. Physicochimie macromolécul. BECK MR Physiologie J.P. ROTH s/Dir. Inst.de Rech. M. BONHOMME SCHEIBLING Spectrométrie nucléaire MR Géologie MR F. Physique nucléaire BRAUN Physique corpusculaire H. MR Ņ: SCHULZ MR CADEVILLE M.C Þ. Phys.rayon.et Electron.nucléaire MA Physique des solides SIFFERT MR S. CANDAU MR Physique CI. SITTLER MR Géológie CHAMPAGNE Physicochimie macromoléculaire M. MR Biophysique STRAZIELLE MR CI. Physique nucléaire et corpuscul. J.P. COFFIN SUFFERT Basses Energies MR M. MR CORET Ÿ. A. MR Physique TARDY MR Géologie M CROISSIAUX MR Physique nucléaire κ. TRAORE MR Physicochimie atomique et ionique М. DARTIGUENAVE Chimie minérale R. Physicochimie macromoléculaire MR VAROQUI MR DOUBINGER WAKSMANN Neurochimie (Med.) MR Géologie J. MR Ά. Phys.rayon.et Electron.nuclésire EL KOMOSS s MR Physique G. WALTER MŔ J.P. VON ELLER MR Géologie J.P. WENIGER MR Zoologie J.M. FRANCK-NEUMANN MA Chimië organique biologique WITZ MR **Biologie cellulaire** J. E. WOLFF FRANTA MR Physicochimie moléculaire R. MR Chimie Physicochimie macromoléculaire R. ZANA FRIEDT MR ML MR Physicochim.atom.-ionique J.P. ZILLINGER MR Physique

La rédaction de cette synthèse des recherches effectuées depuis 1964 sur les arènes du Sénégal Oriental m'a permis de mesurer la part prise par toutes les personnes qui m' ont guidé et aidé durant les travaux de terrain, les études au laboratoire et les différents stades de l'interprétation. Ce travail est en grande partie le leur et je leur exprime ma profonde reconnaissance.

Je remercie les membres du Comité Technique de Géologie de l'O.R.S.T.O.M. qui m'ont confié un thème de recherches aussi passionnant et qui m'ont permis d'y consacrer le temps nécessaire pour aboutir à la présente synthèse. J'exprime ma gratitude à M. le Professeur G.CAMUS, Directeur Général de l' O.R.S.T.O.M., et à M. J.SEVERAC, Secrétaire Général, qui m'ont accordé les facilités administratives et matérielles pour l' exécution des travaux et la préparation de cette thèse, et, entre autres, la réalisation d'un forage près de Kanéméré qui a contribué à préciser les stades initiaux de l'altération.

J'exprime toute ma reconnaissance à M. le Doyen G.MILLOT qui a bien voulu accepter de parrainer mes travaux et a su me prodiguer de précieux encouragements dans les moments critiques. Je lui suis profondément reconnaissant d'avoir accepté de diriger la rédaction de la thèse et de présider le Jury. L' atmosphère dynamique et amicale qui règne au sein de l'équipe de l'Institut de Géologie qu'il dirige rayonne bien au-delà des murs du bâtiment de la rue Blessig. J'en ai bénéficié largement durant la période consacrée à la rédaction.

Je remercie tout particulièrement M. Y.TARDY qui a consacré de nombreuses heures à la correction du manuscrit et à des séances de travail, fréquemment tardives, au cours desquelles le plan et l'interprétation ont été progressivement améliorés, dans une ambiance de chaleur humaine critique mais réconfortante. Ses propres travaux sur les arènes et les eaux ont constitué pour moi des guides précieux. J'y associe Mile H.PAQUET dont l'aide et l'accueil amical ont marqué mes passages à l'Institut. J.J.TRESCASES, intégré à l'équipe de l'Institut, m'a fait bénéficier de son expérience et de ses connaissances pour la rédaction de plusieurs chapitres. Je suis très reconnaissant à M. G.DUNOYER DE SEGONZAC qui a marqué son intérêt pour ce travail en acceptant de faire partie de mon Jury.

Ma reconnaissance va également à M. M.DEFOSSEZ qui n'a cessé de suivre mes travaux depuis le stade du projet initial dont il est l'auteur. Au cours de plusieurs tournées communes il m'a fait profiter de ses connaissances concernant la géologie et les arènes du Sénégal Oriental et m'a aidé par ses suggestions et encouragements. M. N.LENEUF, directeur scientifique depuis 1971, m'a aidé à améliorer le manuscrit en de nombreux points. M. R.DARS m'a réservé, à chacune de ses cscales dakaroises, des séances de travail enrichissantes et encourageantes.

Je remercie aussi M. G.PEDRO qui s'est rendu disponible à maintes reprises pour m'apporter des éclaircissements dans des domaines obscurs pour moi. Ses travaux expérimontaux et leur interprétation ont été extrêmement utiles pour analyser les données obtenues à partir des arènes naturelles. Ses collaborateurs du Laboratoire des Sols du C.N.R.A., MM. M.ROBERT et D.TESSIER m' ont apporté leur aide en effectuant des analyses de phyllosilicates pour l'interprétation desquelles ils ont acquis une compétence rare.

Je réserve une mention toute spéciale à mes collègues géologues du Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar, Alain BLOT et Jean-Claude PION. Ce travail est aussi le leur. Nos recherches parallèles ont été sans cesse confrontées, amicalement, aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire. Il est difficile de fixer la part des résultats qui revient à chacun d'entre nous, et ce mémoire aurait pu, ou plutôt aurait dû être, en l'absence d'impératifs administratifs, une partie d'une synthèse commune. J'ai effleuré des domaines dans lesquels ils sont en fait mes maîtres. Il leur revient de réfuter les conclusions que leurs propres résultats, fondés sur un plus grand nombre de données pour un certain nombre de points, viendraient à infirmer. Je mesure aussi la part qu'ils ont prise dans la création et l'extension du Laboratoire de géologie et dans la mise au point des techniques analytiques et de prospection. Jean LAUNAY y a contribué, en 1964, puis Michel CARN dont la collaboration a *óté* précieuse.

Mes remerciements s'adressent également aux collègues pédologues du Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar. Je dois beaucoup à MM. R.BOULET, A.CHAUVEL, R.FAUCK, M.GAVAUD, C.HANRION, B.KALOGA, J.C.LEPRUN, P.MERCKY, S.PEREIRA BARRETO, C.TOBIAS, Mlle C.THOMANN. Leur expérience du terrain et du laboratoire, les innombrables échanges et les analyses faites de bonne grâce ont eu des incidences à chaque étape de mes travaux.

Na reconnaissance va ensuite aux techniciens du Laboratoire de géologie de Dakar, MM. H.SANE et E.SIMON, dont le dévouement et la compétence ont permis de réaliser sur place un grand nombre de lames pétrographiques et d'analyses. J'y associe les guides et chauffeurs des différentes missions, et plus particulièrement MM. M.CAMARA, K.SYLLA et M.N'DIAYE, aides infatigables et consciencieux, dont les services et la compagnie amicale ont. permis la bonne marche des travaux de terrain et rendu agréables les séjours au Sénégal Oriental, dont l'accès est difficile mais qui se révèle si attachant lorsqu'on a la chance d'y séjourner longuement.

J'exprime aussi ma gratitude à toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide, au Sénégal, en-dehors du cadre de l'O.R.S.T.O.M. MM. ALEXANDRENNE et SY, Directeurs successifs de Sarvice des Mines du Sénégal, m'ont accordé toutes les facilités administratives et documentaires pour l'exécution du programme et ont bien voulu me témoigner leur intérêt pour les recherches effectuées. M. le Professeur J.SOUGY m'a accueilli dans les laboratoires de l'Université de Dakar et a accordé l'aide technique de ses services en 1964-65 jusqu'à ce que le Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar dispose d'un local approprié et de l'équipement de base indispensable. Cette insertion a été aisée grâce à la bonne ambiance qui règne au sein de l'équipe du Laboratoire de Géologie de l'Université. MM. J.F.AGASSIZ, Directeur du Projet P.N.U.D., et J. GRAVESTEIJN, Directeur-Adjoint, m'ont fait bénéficier à la fois de leurs connaissances et de l'infrastructure de leur Mission. J'ai profité également de la participation à de fructueuses tournées faites avec MM. R.GUESDON, J.P.LAJOIGNIE, A.LE PAGE, P.MICHEL, Y.PERONNE, S.PRIBILE.

J'ai trouvé dans les laboratoires qui se sont chargés de l'exécution des analyses des collaborations effectives. Au C.R.P.G. de Nancy-Vandoeuvre MM. H.DE LA ROCHE, K.GOVINDARAJU et G.GRANDCLAUDE m'ont apporté critiques et suggestions. Au Laboratoire de Spectrographie de l'O.R.S.T.O.M., à Bondy, M. M.PINTA et ses collaborateurs, Mmes H.L.RICHARD et M.VILLETTE, Mlles H.AUBERT et G.FUSIL, MM. D.RAMBAUD, C.RIANDEY et M.KOUKOUI, m'ont d'abord aidé à m'initier, en 1962-63, aux techniques et à l'esprit des méthodes analytiques, et par la suite ont toujours su trouver le temps et la disponibilité pour répondre à mes questions.

L'ambiance amicale rencontrée au Laboratoire de Géologie O.R.S.T.O.M. de Bondy a agrémenté la période de calculs et de rédaction. J'y ai bénéficié de l'aide et des connaissances de Mme M.DELAUNE et de MM. J.F.PARROT et P.VERDONI, faisant suite à des analyses granulométriques, minéralogiques et diffractométriques. Mme J.HARLE et M. J.C.PLOTTE sont étroitement associés à l'atmosphère dynamique et chaleureuse qui règne dans ce laboratoire.

Ma gratitude va également à tout le personnel des Services Scientifiques Centraux de Bondy qui m'a aidé dans la réalisation et la présentation de ce travail. Je remercie M. J.DEJARDIN et Mmes V.ANDRE et L.HOUX qui m'ont apporté leur concours pour l'exécution des calculs automatiques. J'adresse mes sincères remerciements à Mlles M.H.PERROT, E.PELEGRIN et à Mme C.MASSONI dont l'amicale patience a été souvent mise à contribution. au cours des recherches bibliographiques. Je remercie également Miles H.DARDENNE, H.LEBLANC, Mmes E.DECOBERT, S.LATOUCHE, M.T.TUAL et MM. C.R.HIERNAUX, G.ARNAUD, A.BELHANDOUZ, J.P.BOUNIOL du Service Central de Documentation qui ont permis la réalisation de ce mémoire. J'exprime ma reconnaissance à Mme S.JOUBERT pour la gentillesse avec laquelle elle règle les démarches administratives et à Mmes J.CHAMBRE, M.FINOT, C.HONORE, S.MASCRET et E.PHESOR qui ont assuré avec bonne grâce les différents travaux dactylographiques.

Je tiens à rendre hommage à tous les professeurs de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy qui ont assuré ma formation de géologue et d'ingénieur. J'y associe MM. G.AUBERT et S.HENIN qui m'ont introduit dans les domaines de la pédologie et de l'altération. Je n' oublie pas que c'est M. le Professeur A.CAILLEUX qui m'a montré que l'histoire géologique pouvait aussi ôtre sur la surface des grains minéraux, sur une courbe granulométrique ou dans un paysage. C'est J.DELVIGNE qui en 1963 m'a initié aux techniques de terrain et de laboratoire propres au domaine de l'altération. La finesse de ses observations au microscope est demeurée un guide constant pour moi.

SOMMAIRE

I

ł

,

					001	11111	. 11, 12]	page
Introduct	tion	•		0 C	o	0 0	ç i	• •	•	•	0 O	٥	0	•	•	o	I
F	remi	ière	parti	es	LE	CAI	DRE	DE	Γı	ETU	JDE					·	
Chapitre Chapitre Chapitre Chapitre Chapitre Chapitre	1: 2: 3: 4: 5:	Le o Le o Le o Le o Le o	adre adre adre adre adre adre	géo géo géo cli vég géo	gra] logi chir mati étal nor]	phiq ique nique ique l phol	ue le .ogi	, , ,	() 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0			0 0 0 0 0	0 0 0 0	• • • • • • •	• • • •	0 0 0 0	1 2 19 30 42 48
. I)euxi	ième	parti	.e:	LFS ET	5 TR STR	LANS LUCI	SFOI	RMA ALE	TI(S 1)NS DES	M] AF	NI REN	IRA IES	ΓC	GIQUI	35
Chapitre Chapitre Chapitre Chapitre	1: 2: 3: 4:	Un e Desc Les Les Les la p	exempl cripti trans trans trans pédoge	e-t; on sform sform sform sform	ype du s nati nati e	d'a sond ions ions ions	lage du du du du	érat e Ka 1 pi 1 de 1 ti	tio ané rem eux roi	n n méi iei ièn siè	nét cé- d ne ème	éon 37 egn deg deg	riq ré gré	ue é:	0000	0 9 9	59 73 91 116
T	rois.	sième	e part	ie:	L E1	EVC TR	LUI	lion Es 1	N D DAN	ES S I	EL JES	EMI AI	ENI EN	IES	MA	JEURS	5
Chapitre	1:	Les élén Modè	varia nents èle ma	ntio: maj nthê	ns 1 eur: nati	rela 3 . ique	d'	res , , !évo	de olu	s t	ten , , on	eur des		de •	°	o	129
Chapitre	3:	élén Les	nents varia	maj tio:	eura ns d	s, les	ter	ieu	rs	en	si.	lic	iu	• .m ⁻ 9	0	۵	157
Chapitre	4\$	mang Les	yanese varia	, ca tio	alci ns (les	et ter	por leu:	rs	s11 en	ım él	éme	ent	ŝ	• tr	aces	206 213
G)uatı	rième	e part	ie:	ΓI	es e	AUX	D	AR	ENI	IS					-	
Chapitre Chapitre	1: 2:	Les Acqu des	nappe isiti eaux	on ('arè de l	ènes La c	omp	pos:	• iti	on	ch	imi	iqu	°. Ie	° -	o ·	239
Chapitre Chapitre Chapitre	3: 4: 5:	Les Inte Les	liais erprét eaux	sons ati de	des on f fleu	s él ther ives	éme mod	ent: lyn:	s d ami	ans que	5 1 9	es •	ea •	• •	•	0	265 275 283
C	linqu	uième	e part	;ie:	Ll	es f	ORI	IAT:	ION	SS	SUP	ERI	TIC	II	LI.	ES	
Chapitre Chapitre	1: 2:	Les Les	sols nivea	ux	oui	rass	sés (0 0. 0	0 0	0 0 0 0	• •	•	0 0	•	•	0 0	287 299
Conclusio	ons e	généi	ales	0	0		•	0 0		•		•	o	•	0	e	325
Documents	s cit	és	۰ ۲	• •	0	0	0	o o	٥	•	0 0	۰	٥	o	۰	•	339
Liste des	s fie	gures	7 o	٥ o	0	D 0	٥, ٥	0 0	0	•		o	0	٥	c	o	359
Liste des	s tal	olear	ux .	e 0	0		•	o 0	٥	• •	• •	o	0	0	σ	•	363
Coordonné	ées d	les 1	lieux	cit	és	0	•	9 Ø	o	•	• •	D	0	٥	٥	•	366
Table des	s mat	ière	es .	a 0	•				o	•		٥	•	0	•	0	367

•

INTRODUCTION.

L'étude des phénomènes d'altération météorique de massifs cristallins, dont les pages qui suivent rendent compte, a été abordée en 1964. Elle s'intègre dans un ensemble de travaux menés par une dizaine de géologues de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.) dans des zones climatiques différentes et sur des matériaux pétrochimiques variés. Elle recoupe d'autre part le domaine des recherches effectuées par les pédologues de l'Office opérant en Afrique occidentale.

Les massifs étudiés font partie du socle précambrien et paléozoïque qui affleure dans la région orientale du Sénégal et qui est soumis actuellement à un climat tropical de type semi-humide (au Sud) à semi-aride (au Nord). Les travaux de prospection minière ont décelé un certain nombre d'indices minéralisés intéressants qui ont laissé entrevoir la possibilité de l'existence de gisements exploitables. L'étude présente pouvait ainsi avoir comme ambition partielle d'aider à la mise au point de moyens de diagnostic d'autres indices, ou gisements, dans les zones où les mécanismes de l'altération ont engendré des arènes épaisses. Des recherches ont été entreprises simultanément par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières sur les formations cuirassées de cette région dans le but d'établir des règles de prospection à partir de ces formations. Ces niveaux cuirassés n'ont donc pas fait l'objet d'une attention directe. Celle-ci aurait d'ailleurs nécessité des moyens très importants.

Les travaux de terrain ont été exécutés au cours de cinq missions localisées, échelonnées du Sud au Nord du socle, et effectuées durant la saison sèche annuelle, après un premier stade de prise de contact et de reconnaissance générale. Les arènes ont été étudiées à l'aide de puits foncés manuellement (83 au total) et de coupes naturelles. Un sondage de 51 mètres (Kanéméré-37) a pu être foré grâce à une délégation de crédits de l'Office, et des carottes relatives à deux sondages profonds (Gabou-5 et -10) ont été aimablement mises à ma disposition par Monsieur AGASSIZ, Directeur du Fonds Spécial des Recherches Minières de l'O.N.U. (P.N.U.D.) au Sénégal. Ces études ponctuelles ont été complétées par des cheminements qui ont permis de préciser les caractères géologiques et géomorphologiques des massifs environnants. D'autre part, il a été procédé à deux séries de collectes d'échantillons d'eaux phréatiques sur l'ensemble du socle, en liaison avec les recherches effectuées par Yves TARDY (Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface, Strasbourg).

Dès les premières observations il est apparu que les arènes de la région étudiée constituent un domaine original par rapport aux zones plus pluvieuses (plus méridionales) ou plus arides, ou tempérées (plus septentrionales). On peut relever, à ce propos, une juxtaposition de deux types distincts d'arènes (kaoliniques et smectiques) et la grande épaisseur des niveaux dans lesquels coexistent les silicates primaires partiellement intacts et les minéraux néogénétiques dont le développement très progressif permet une étude relativement fine des filiations minéralogiques. Par ailleurs, j'ai pu noter la présence, relativement fréquente, de faciès feuilletés sur des massifs de roches cristallines et le caractère anomalique de nombreux affleurements de surface par rapport à l'arène environnante et au soubassement sain.

Il s'est avéré, également, que la répartition des différents faciès supergènes ne répondait pas à un schéma unique pour les différents versants. De plus, les massifs présentent de fréquentes hétérogénéités aux différentes échelles d'observation. Ainsi la nécessité de procéder à l'étude d'un nombre important de profils et d'eaux d'arènes s'est imposée afin de permettre des investigations statistiques et comparatives.

Le programme de recherches initial, établi par Monsieur DEFOSSEZ, en 1963, a pu être précisé avec lui au cours d'une première tournée commune faite en 1965. Aux premiers objectifs, concernant l'inventaire minéralogique des néoformations et la définition des lois d'évolution des teneurs chimiques, en vue notamment de fournir des guides pour la prospection géochimique, s'est ajouté alors le problème de la définition de la zonéographie des faciès secondaires et de ses interférences avec la pétrologie et la cartographie géologique.

Cette étude a bénéficié des acquis des travaux antérieurs dans le domaine de l'altération en milieu tropical, particulièrement nombreux durant les quinze dernières années. Ces travaux ont surtout précisé les conditions de formation des différentes espèces minérales secondaires. Par contre, les informations géochimiques s'avèrent moins abondantes et la nécessité de mettre au moint un certain nombre de méthodes de dépluillement mathématique des données analytiques est apparue fréquemment. L'exposé de cette méthodologie gonfle quelque peu les différentes parties de ce mémoire. Mais ces méthodes sont susceptibles d'intéresser des travaux ultérieurs d'autant plus qu'elles font appel à des techniques analytiques courantes et à des procédés de calcul simples qui peuvent être mis en œuvre dans les pays de la zone tropicale concernée, pour lesquels les moyens de recherche propres sont souvent limités.

Parallèlement aux travaux basés sur les observations de terrain, des recherches de laboratoire antérieures ont montré que de nombreuses espèces minérales hydroxylées et hydratées peuvent se former, à des températures comprises entre 20 et 30°C, dans des solutions abiotiques et dépourvues de composés organiques. Ainsi, les synthèses expérimentales, les altérations de roches et de minéraux "in vitro" et les diagrammes d'équilibres thermodynamiques ont permis de préciser les conditions physico-chimiques qui règlent un grand nombre de transformations et de néogenèses. Ces données sont préciruses pour expliquer les observations faites dans les arènes et les sols. Néanmoins, les simplifications nécessitées par ces trois méthodes d'investigation rendent souvent difficile la transposition des résultats obtenus aux milieux complexes réalisés dans la nature (milieux ouverts, interactions de constituants et de variables multiples). D'autre part, à l'échelle des observations de terrain, la systématique s'efface fréquemment au bénéfice du cas particulier en raison des hétérogénéités du matériau ou des superpositions de phénomènes consécutifs et différents.

La description minutieuse des données fournies par l'observation et l'analyse demeure une règle précieuse dans le domaine d'une science naturelle. De plus , la transposition des résultats obtenus par voie expérimentale à partir de modèles simplifiés apporte des enseignements indispensables à la compréhension des systèmes complexes étudiés. Mais, à la lumière des observations précédentes, il est nécessaire de compléter ces deux méthodes d'étude par une approche plus globale. D'une part, la démarche statistique peut permettre de déboucher sur une appréciation de la probabilité de réalisation d'un état en fonction des valeurs prises par un grand nombre de variables.

- III -

D'autre part, la recherhce de structures et de modèles de comportement peut introduire des normes de quantification et faciliter la comparaison des mécanismes observés avec des modèles déduits des lois physico-chimiques fondamentales. Cette dernière méthode a permis, à la fois, de démontrer le rôle joué par les processus de diffusion au cours de l'altération météorique des roches et de proposer une méthode d'extrapolation qui détermine un certain nombre de paramètres du substratum sain à partir des niveaux d'arènes superficiels.

Une partie des études de laboratoire a pu être effectuée au Laboratoire de Géologie du Centre ORSTOM de Dakar qui a été installé dans ce but. Les différentes techniques d'analyse utilisées (pétrographie, granulométrie, extraction de fractions calibrées, dosage sous vide du pH et du rH, échantillonnage et broyage, calculs) ont été progressivement perfectionnées en collaboration avec J.LAUNAY, J.-C. PION, A.BLOT et M.CARN. Les dosages spectrographiques ont été confiés au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy et au Laboratoire de Spectrographie des Services Scientifiques Centraux (ORSTOM) de Bondy. Les études des phyllosilicates ont été réalisées par le Laboratoire des Sols du Centre National de Recherches Agronomiques de Versailles, l'Institut de Géologie de Strasbourg et les Services Scientifiques Centraux. Les calculs statistiques ont été exécutés avec la collaboration du Bureau des Calculs des Services Scientifiques Centraux.

L'altération météorique de massifs cristallins concerne une gamme étendue de domaines (pétrographie, minéralogie, géochimie, géomorphologie, climatologie, hydrologie) et comporte des mécanismes qui sont régis par les lois propres aux phases solides, cristallines, et aux solutions aqueuses. Les phénomènes relatifs à chacun de ces aspects sont étroitement imbriqués et doivent être pris en compte simultanément. Pour la clarté de l'exposé des faits et des interprétations il est néanmoins indispensable de recourir à des divisions. Ainsi la <u>première partie</u> est consacrée au <u>cadre de l'étude</u> : caractères géologiques et géochimiques du socle, données climatiques actuelles et relatives au quaternaire récent, répartition de la végétation et traits du modelé. La <u>deuxième partie</u> traite des <u>transformations minéralogiques</u> <u>et structurales</u> de la phase cristalline. Dans un souci didactique ces transformations ont été subdivisées en trois degrés. Le degré initial présente des transformations qui peuvent également résulter de processus s'effectuant à des températures plus élevées. Le deuxième degré est le domaine habituel des pseudomorphoses et des néoformations observées dans les arènes. Le troisième degré recouvre les néostructures et les néógenèses argileuses propres aux horizons pédologiques. L'influence des conditions de drainage actuelles et antérieures sur la nature et l'épaisseur des arènes est précisée.

La <u>troisième partie</u> est réservée à l'étude de l'<u>évolution</u> des teneurs des éléments majeurs et en traces. Les comportements systématiques de cinq éléments majeurs permettent la définition d'un indice d'altération et d'un modèle mathématique d'évolution des teneurs. Celui-ci est comparé au modèle découlant de lois de la diffusion. Des méthodes relatives de datation et de détermination des diffusivités sont proposées. L'évolution des autres éléments majeurs et des éléments en traces est étudiée en fonction des variations de l'indice d'altération.

La <u>quatrième partie</u> concerne l'étude des teneurs dans les <u>eaux</u> collectées dans les arènes. Des critères de classification sont utilisés pour distinguer les eaux issues de massifs granitiques et celles provenant de massifs gabbroïques. Les similitudes et les différences de comportement des éléments dissous, ou en suspension, sont étudiées par voie statistique. Des diagrammes d'équilibres permettent la prévision de la nature des néogenèses alimentées par les eaux d'arènes.

Les <u>formations superficielles</u> (sols et cuirasses) sont étudiées plus en détail dans la <u>cinquième partie</u>. Des études statistiques, portant sur les teneurs des éléments dosés, donnent des indications sur le concept de lithodépendance de ces formations.

Les conclusions générales s'efforcent de dégager les données nouvelles apportées par cette étude, en mettant plus particulièrement l'accent sur les conséquences susceptibles d'intéresser les futurs travaux de cartographie géologique et prospections géochimiques entrepris dans la région étudiée.

- 1/ -

PREMIERE PARTIE

LE CADPE DE L'ETUDE

CHAPITRE I

LE CADRE GEOGRAPHIQUE

7





La zone concernée par ce mémoire est située dans la partie la plus orientale de la République du Sénégal. Elle fait partie de la région administrative du Sénégal Oriental (chef-lieu: Tambacounda) et coïncide plus précisément avec les deux départements de Bakel et de Kédougou.

Des frontières naturelles bordent la région : au Nord, le fleuve Sénégal forme la frontière avec la Mauritanie ; à l'Est, son affluent, la Falémé, matérialise la frontière (sauf près du parallèle 14°) avec le Mali ; au Sud, les contreforts du Fouta-Djallon dessinent la frontière avec la Guinée. Les points de prélèvements de roches, d'arènes et d'eaux s'inscrivent dans un cadre délimité par les méridiens 11°40' et 12°30' ouest et les parallèles 14°40' et 12°40' nord (voir les figures 1 et 2).

L'ensemble est constitué par un grand plateau qui descend doucement depuis les contreforts méridionaux (cotes 150 à leur pied) vers le Nord-Ouest (cote 30 autour de Bakel). Des alignements de collines se dressent au-dessus de cette surface : les sills doléritiques méridionaux de la région de Bandafassi et du pays Bassari (altitudes de 300 à 500 m), l'arc de collines basiques Nord-Nord-Est qui s'étend de Bagnonba à Soréto et se poursuit au Mali (altitudes variées pouvant atteindre 400m) et l'ensemble de collines septentrionales (cotes de 50 à 100) formées de grès et quartzites primaires.

Une proportion importante de la surface du plateau et des collines est couverte par des cuirasses et carapaces ferrugineuses. Celles-ci constituent une donnée essentielle du paysage et limitent l'extension de la végétation de savane arbustive, qui permet un élevage bovin extensif dans la zone septentrionale, et le domaine accessible à des cultures de subsistance. La densité de la population, véritable mosaïque relique des invasions successives, n'atteint pas un habitant au kilomètre carré. En fait elle intègre de petits villages de cultivateurs ou éleveurs distants le plus souvent de 10 à 20 km.

- 1 -



ļ

-

Figure 2 - Esquisse géographique du Sénégal Oriental et les points de prélèvements

CHAPITRE II

LE CADRE GEOLOGIQUE

a,

1. LES TRAVAUX EFFECTUES ANTERIEUREMENT.

A. APERCU HISTORIQUE.

L'ensemble des connaissances acquises sur la géologie de la région est le fruit de missions qui se sont succédées depuis un peu plus d'un demi-siècle. Après un premier stade d'étude générale et de découverte des grandes unités pétrographiques, visualisées par des schémas au l : 1 000 000° ou au l : 500 000° (HUBERT, 1913 à 1918 ; SKAWYTCH, 1933; LEGOUX, 1939, NICKLES, 1936 à 1943), une série de missions de cartographie, plus localisée et plus minutieuse, et de prospection minière, notamment alluvionnaire, a été effectuée. Ainsi SAGATZKY (1948), DEFOSSEZ (1949 à 1952), SOULE DE LAFONT (1955 à 1957), PERONNE (1957 à 1960), TAGINI (1959), sous l'égide du Service Géologique et de Prospection Minière - Direction des Mines A.O.F., Dakar, ont détaillé progressivement les faciès rencontrés dans les grandes unités déjà définies.

Ces travaux ont permis de reconnaître les grandes unités :

- un complexe de roches vertes, plus ou moins métamorphisées, comportant à la fois des roches éruptives basiques et des faciès dérivés de formations sédimentaires ou tuffacées ;

- des massifs granitiques classés en venues syn-, tardiet post-tectoniques ;

la présence dans une position discordante, par rapport
au socle précambrien sous-jacent, de formations conglomératiques
à graveleuses, qui permet de distinguer un Précambrien supérieur
(Tarkwaïen) de l'ensemble du Précambrien inférieur (Birrimien).

Cette terminologie résulte d'assimilations aux formations d'apparences similaires décrites antérieurement au Ghana (ex-Gold-Coast). Les distinctions ont notamment servi de guide aux prospections minières, riches de promesses. Mis à part l'or alluvionnaire ou filonien exploité de longue date par les orpailleurs mandingues (N'DIAYE, 1970), et momentanément par la Compagnie de la Falémé, des indices importants de cassitérite alluviale et de fer, enrichi superficiellement par action météorique, ont

- 2 -

été découverts dans cette région.

- 3

Des tentatives de synthèse, s'appuyant sur l'ensemble de ces travaux et ceux effectués dans les autres régions de l'Afrique occidentale, ont alors été esquissées. ROQUES (1948 et 1949) a appliqué son modèle zonal du métamorphisme général à l'ensemble du Précambrien ouest-africain et a établi une classification globale des venues granitiques. BODIN (1951 et 1956) a replacé également les granitisations du Sénégal oriental dans une classification qui regroupe les venues de l'Ouest africain. A.ARNOULD (1959) a retrouvé au Sénégal l'association roches éruptives basiques-argilites et formations para-métamorphiques qui permet de caractériser le complexe volcano-sédimentaire birrimien, preuve de l'existence d'une fosse géosynclinale précambrienne en Afrique Occidentale. Par ailleurs cet auteur a inclus les faciès tarkwaïens dans le complexe birrimien sensu stricto.

A partir de 1959-1960 les zones susceptibles de présenter un intérêt minier ont été prospectées et étudiées en détail et des levés cartographiques au 1:50 000° ont été effectués localement. Parmi les travaux les plus importants on peut citer ceux de BASSOT (1959, 1960, 1961), de BOIS (1961), CHIRON (1963), GIRAUDON (1962), GRAVESTEIJN (1962,1963), GUESDON (1964), NICOLAI (1960), RENAUD (1958), VAN DEN HENDE (1966,1967), WITSCHARD (1960,1961,1962), qui affinent la connaissancé dú socle précambrien et des formations paléozoïques et décrivent en détail les indices filoniens de plomb et molybdène et alluvionnaires de diamants, ainsi que des ségrégations de magnétite. L'ensemble de ces travaux a permis au Bureau de Recherches Géologiques et Minières et à la Direction des Mines du Sénégal de publier en 1963 des cartes géologiques au 1:200 000°. Deux études synthétiques, importantes par l'intégration de l'ensemble des données acquises et des études personnelles, ainsi que par les conclusions structurales, chronologiques et pétrographiques qu'elles comportent, voient le jour en 1963 (BASSOT) et 1965 (WITSCHARD). L'esquisse géologique ci-dessous en est largement tributaire.

Depuis 1963 des campagnes systématiques de prospection géochimique, alluvionnaire, géophysique (aéroportée et au sol), de sondages dans les zones d'anomalies fortes, ont été effectuées par le B.R.G.M. (PERONNE) et par le Programme des Nations Unies pour le Développement, agissant pour le compte de la Direction des Mines du Sénégal et en coopération avec elle. Parmi les rapports synthétiques qui éclairent la connaissance géologique de la région, on peut relever ceux de AGASSIZ (1965 et 1970), PETKOVIC (L971, 1972), SWYZEN (1972) et celui de la Compagnie Générale de Géophysique (1964). Un programme de prospection de l'or et des diamants par une équipe soviétique a débuté en 1971.

Les résultats miniers apparaissent médiocres malgré la somme des efforts consentis jusqu'à ce jour et les résultats positifs obtenus dans d'autres pays également concernés par le socle précambrien birrimien. Les indices alluvionnaires (or, diamant, cassitérite, entre autres) ne permettent pas à ce jour d'espérer le dépassement du stade artisanal ; d'autre part les estimations de teneurs et de tonnages se révèlent médiocres pour les indices de fer de Kouroudiako et de cuivre de Gabou. La seule application actuelle des connaissances géologiques acquises au Sénégal Oriental réside dans l'exploitation de pierres ornementales (marbrecipolin).

B. ESQUISSE GEOLOGIQUE.

Le schéma élaboré par BASSOT (1963) et WITSCHARD (1962) oppose un socle birrimien cratonisé à des séries plus récentes, peu métamorphiques, qui reposent en discordance, à l'Ouest et au Sud, sur les premières formations, plissées et métamorphisées (fig.3).

a. Les séries birrimiennes (Précambrien moyen)

Trois bandes alignées Nord-Est et constituées principalement de faciès "verts" d'origine sédimentaires (argilites, schistes, tufs, grauwackes, quartzites, cipolins) sont séparées par des bandes de granites syntectoniques. La série occidentale (Série de Mako)



présente la particularité de renfermer des masses importantes de roches éruptives, fréquemment basiques. Lorsque les transformations ultérieures n'ont pas oblitéré totalement les microstructures originelles, il est possible d'y décrire des pyroxénites, des gabbros et basaltes, des diorites et andésites, des rhyolites, avec toute la gamme des faciès de transition et de brèches. Les deux séries plus orientales (Séries du Dialé et du Daléma) semblent ne pas avoir été affectées par ces intrusions basiques ou andésitiques ; néanmoins quelques passées d'amphibolites ont pu dériver de roches éruptives, mais leur volume est faible.

La Série de Mako, qui a attiré plus particulièrement mon attention en vue de l'étude de l'altération météorique des roches basiques, constitue la pièce maîtresse pour la définition de la notion de géosynclinal birrimien dans la région. En effet l'association de roches éruptives, dont les faciès verts suggèrent une assimilation à des venues ophiolitiques sousmarines sodiques, avec des formations principalement quartzo phylliteuses, de structure pyroclastique ou sédimentaire, est comparable à celle qui a permis de situer, au Ghana et en Côte d'Ivoire, l'emplacement d'une ancienne fosse eugéosynclinale birrimienne. L'étude structurale proprement dite est extrêmement difficile, directions et pendages étant rarement visibles. Une direction fondamentale Nord-Est à Nord-Nord-Est se dégage néanmoins. Quant aux pendages, ils sont fréquemment verticaux ou très redressés. L'hypothèse d'une structure isoclinale apparaît comme étant la plus plausible à BASSOT (1963) et GIRAUDON (1961) : les formations sédimentaires occuperaient une position synclinale alors que le complexe éruptif correspondrait à une structure anticlinale. Les tentatives de chronologie relative des trois séries font appel à des similitudes avec des séries décrites ailleurs ou à des concepts de polarité dans l'évolution du géosynclinal birrimien.

b. <u>Des granitisations</u> ont affecté les trois séries décrites précédemment.

A l'image des classifications chimicominéralogiques et tectoniques utilisées en Côte d'Ivoire, les massifs ont été regroupés en trois types :

- 5 -

- <u>Type Baoulé</u> : batholites intrusifs, concordants, ou tarditectoniques. La série de Mako renferme un type Kakadian hétérogène, pauvre en potasse et possédant tous les termes de passage à des diorites. Les structures gneissiques sont fréquentes. Ces granito-gneiss représenteraient un terme métasomatique. Les deux séries plus orientales renferment un Type Saraya à affinités plus magmatiques que le précédent mais qui peut inclure des granodiorites.

- <u>Type Boboti</u> :cette granitisation hétérogène est principalement représentée par un réseau filonien, fréquemment microgrenu ou microlithique, plus riche en potasse et silice. Les pyroxènes y sont fréquents. Leur orientation plus floue ou désordonnée leur confère une origine principalement tarditectonique.

- <u>Type Bondoukou</u> : la forme arrondie ou elliptique des batholites, nettement équants par rapport aux formations encaissantes de la Série de Mako et du Dialé, constitue un argument en faveur d'une origine post-tectonique. Il s'agit le plus souvent de granodiorites ou de granites akéritiques, non alcalins. Composition et faciès sont plus homogènes que pour les deux premiers types. L'origine magmatique, voire volcanique, est retenue en raison de ces caractères.

Les caractères chimiques de l'ensemble des granites permettent néanmoins de dégager des points communs aux différents types : relative pauvreté en potasse et groupement des points figuratifs sur des diagrammes K - C - N et Q - Pl - Or, amènent BASSOT (1963, p. 102) à individualiser une <u>province</u> birrimienne. Trois datations (BASSOT et al., 1963) par la méthode Rb/Sr situent la mise en place des échantillons de granites syntectoniques et atectoniques analysés entre 2011 et 2086 ([±] 100) millions d'années. Ces âges entrent dans la fourchette des datations effectuées ailleurs sur les granites birrimiens (BONHOMME, 1962 et ROCCI, 1964).

- 6 -

c. Transformations minéralogiques dans les roches précambriennes

Les minéraux primaires des roches basiques ou acides du socle birrimien sont fréquemment affectés par des transformations secondaires-(BASSOT, 1963; WITSCHARD, 1965). Les filiations minéralogiques suivent des mécanismes indépendants des familles pétrographiques et de la situation géographique des formations. Ainsi les péridots sont remplacés par des réseaux d'antigoritechrysotile. Les pyroxènes induisent des ouralitisations (hornblendes-actinotes) et des chloritisations, partielles ou totales, à partir de leur surface externe ou des fissures. Les plagioclases sont marqués par des séricitisations et des saussuritisations. En même temps s'individualisent des cristaux de quartz, de carbonates, de sphène, soit au sein des minéraux précités, soit dans le fond microcristallin ou cryptocristallin qui entoure les cristaux exprimés à l'échelle de l'observation microscopique. La présence de ces minéraux secondaires, souvent incompatible avec les séquences primaires, rend fréquemment difficile la définition de la nature initiale de la roche. D'autant plus que ces transformations peuvent effacer les structures originelles, remplacées par des amas de hornblendes et de chlorites dans une masse microcristalline ou cryptocristalline constituée de quartz, chlorites, épidotes, séricites, carbonates. De petits cristaux d'albite sains sont quelquefois décelables dans des faciès entièrement transformés ; il peut s'agir de processus d'albitisation liés aux échanges chimiques qui accompagnent les transformations minéralogiques.

d. <u>Les formations postérieures au Birrimien</u> recouvrent le socle décrit précédemment sur le pourtour Nord-Ouest et Sud. Au Nord, la discordance des formations post-birrimiennes sur le socle est parfaitement visible à la faveur des entailles naturelles que constituent la Falémé et les marigots bien encaissés.

Ces formations débutent généralement par des conglomérats formés d'éléments du socle, recouverts par des successions d'argilites, de grès, de quartzites. Localement la présence de galets rabotés et striés permet d'attribuer une origine glaciaire

- 7 -

aux conglomérats (tillite) et d'en faire un niveau repère comme en Mauritanie. Des calcaires plus ou moins dolomitiques, des roches jaspoides, des grès arkosiques ont une importance plus locale. Au Sud, des roches volcaniques, acides à basiques, accompagnées de tufs, sont interstratifiées dans les formations sédimentaires post-birrimiennes. Comme ces formations sont en outre, très épaisses, qu'elles présentent deux bandes, méridiennes au Nord, puis Nord-Est en allant vers le Sud, fortement tectonisées et légèrement métamorphiques (séricites), un modèle de géosynclinal à flysch et ophiolite, d'âge primaire, a été défini. Deux périodes de plissements et de métamorphisme sont situées, l'une avant le Gothlandien (430 à 450 millions d'années, surtout méridionale), l'autre, après l'Ordovicien (350 millions d'années, décelable principalement au Nord). Il faut noter cependant l'absence de granitisation liée à ces orogenèses.

BASSOT (1963) a, en outre, pu esquisser une chronologie des séries post-birrimiennes. La série la plus méridionale (Sógou-Madina Kouta) est, d'après cet auteur, située sous la tillite qui constitue dans l'ensemble de l'Afrique occidentale la base du Cambrien. Cet auteur confirme également l'âge paléozoique attribué à l'étage <u>falémien</u> par BENSE et DELPY (1958) en Mauritanie; cette formation, postérieure aux tillites, est cambroordovicienne.

LE PAGE (in SOUGY et al., 1972) étudie actuellement de façon minutieuse la stratigraphie et les mouvements tectoniques propres aux séries de Bakel et de la Falémé. Cet auteur est amené à distinguer des styles tectoniques propres à un ensemble sédimentaire et à une série métamorphique. Les formations sédimentaires sont marquées par des plis cylindriques Nord-Nord-Est repris par des mouvements Nord-Sud coulissants qui sont à l'origine de failles Nord-Est et Nord-Nord-Ouest et de chevauchements. L'ensemble métamorphique montre une tectonique tangentielle faisant chevaucher les schistes verts sur les formations volcanosédimentaires. En fait la succession de mouvements Est-Ouest et Nord-Sud rend l'étude de cette région extrêmement difficile si l'on ne tient pas compte des prolongations des séries en Mauritanie et au Mali. C'est à ce travail que s'attelle l'équipe du laboratoire Associé au C.N.R.S. "Etudes géologiques ouest-africaines" (SOUGY, document cité).

- 8 -

e. Les dolérites primaires.

Les formations les plus récentes rencontrées au Sénégal Oriental sont constituées de dykes et de sills dcléritiques qui traversent ou recouvrent les séries antérieures. Les dykes recoupent indifféremment les structures birrimiennes et les formations paléozoïques décrites précédemment. Les sills, épais parfois de 100 m, recouvrent soit des surfaces du socle birrimien soit les grès primaires, engendrant un léger métamorphisme de contact et des microplissements dans les argilites ou les calcaires. A Bandafassi la base du sill possède une structure microlithique alors que l'ensemble de la falaise est constitué par une roche de structure doléritique, localement poecilithique, dont les plagioclases comportent 50 à 65% d'anorthite. Ces dolérites sont surtout présentes dans la zone méridionale (Pays Bassari, Bandafassi, Bagnonba) mais sont décrites plus au Nord lorsque leur faciès sain contraste avec les roches vertes du Birrimien. DARS (1960) en a fait une étude approfondie au Mali où elles occupent de grandes surfaces. La mise en place doit être liée à une tectonique cassante postérieure aux mouvements orogéniques primaires évoqués plus haut, ou en relation avec le dernier de ces mouvements.

C. LES SYNTHESES REGIONALES.

Les tentatives de raccordements avec les formations et structures décrites dans les pays limitrophes sont encore discrètes à ce jour. Une esquisse à l'échelle de l'Ouest africain a été faite par BLACK (1967) : elle intègre les études géologiques effectuées sur cette portion de continent depuis le Sénégal, la Sierra Leone, le Mali, la Côte d'Ivoire, le Ghana (craton) jusqu'au Dahomey et les régions sahariennes (zone mobile). Les appellations locales de séries sont ainsi regroupées, en allant d'Ouest en Est :

- Précambrien inférieur : Kambui, Man, Suggarien inférieur (3 000-2 500 millions d'années)

9

-	Précambrien	supérieur	:	Birrimien,	Dérou	varou,	Κοι	Jande	ś,		
		Ouallen, Suggarien moyen (2 030-									
				1 830 M.A.), Tar	kwaïen	(1	700	Μ.	A.)	

- Infracambrien : Ségou-Madina Kouta, Ydouban, Gourma, Buem-Akwapimien, Pharusien, Suggarien supérieur (700-500 M.A.). Ces formations sont localement surmontées par une tillite.
- Cambro-Ordovicien : Falémien, Bakel, Voltaïen, Proche-Ténéré, puis Ahnet, Nigritien.
- Séries primaires : Tassilis ordoviciens, Granites ulpostérieures times du Niger-Nigeria (170-160 M.A.) et Granites ultimes du Cameroun (60 M.A.).

D'autre part une synthèse a été tentée par TROMPETTE (1972). Elle préconise la succession d'unités suivantes :

- le socle précambrien ancien visible en fenêtres dans la dorsale de Leo et Reguibat ;

les bassins précambriens supérieurs et paléozoïques voltaïen,
de Taoudeni, des Tassilis et de Tindouf ;

- les chaînes pan-africaines orientales (dahomeyenne et pharusienne) ou occidentales (Sierra Leone) ;

- les chaînes hercyniennes (Mauritanides et Anti-Atlas).

En fait les différentes chaînes orogéniques primaires ont été marquées, plus ou moins, par l'ensemble des trois orogénies principales ; pan-africaine, calédonienne et hercynienne (SOUGY et al., 1972). L'application à l'Afrique de l'Ouest des connaissances acquises dans le domaine de la tectonique globale a également tenté certains chercheurs. DEVIGNE (1972) examine les implications d'une union entre les continents africain et sud-américain. Il conclut à une séparation à la fin de l'orogenèse kibarienne (1 000 M.A.), les similitudes structurales ayant été acquises durant le Précambrien B (1 550 - 1 000 M.A.). Cet auteur considère également que l'existence des tillites glaciaires est incompatible avec des caractères continentaux trop marqués et constitue ainsi une preuve de la séparation antérieure des deux continents. Le modèle de RODGERS (1970) fait appel à une connexion des chaînes des Appalaches et des Mauritanides à la fin du Paléozoïque en se basant sur la correspondance éventuelle entre les faciès gréseux paléozoïques non plissés de Guinée et de Floride.

Ces tentatives, séduisantes et surtout utiles pour une meilleur compréhension des observations faites dans un cadre local, ne doivent cependant pas être considérées comme dé-, finitives. Le stade actuel des études plus détaillées permettra vraisemblablement de les affiner. Nous possédons un document capital pour une telle étude d'ensemble ; il s'agit de la carte gravimétrique au 1/5 000 000° de l'Afrique de l'Ouest (Y. CRENN et al,, 1962 et 1965; RECHENMANN, 1965 et C.BLOT et al., 1962). Dans sa partie occidentale cette carte révèle de façon frappante l'existence d'une unité structurale lourde, de direction nordnord-ouest entre Akjoujt et Goudiry, puis nord-est au Sud de cette localité. Cette bande coïncide avec celle des Mauritanides qui se poursuit ainsi, au Sud, en Guinée et non à l'emplacement de la ria de la Casamonce, hypothèse avancée par SOUGY et al., (1972). La zone négative orientale forme un ensemble qui s'étend de la Guinée à Moudieria, au Nord. Les études de terrain ont morcelé cette unité en séries d'âges variables. Or les mesures gravimétriques n'indiquent que de faibles variations de la pesanteur, même au droit des affleurements granitiques. De plus les auteurs de la carte gravimétrique soulignent l'absence de phénomènes de contact brutal entre les formations positive et négative, à l'Est, et le caractère normal des valeurs mesurées à l'Ouest de la bande lourde (indice d'une absence de mouvement orogénique important). Toutes ces données impliquent une orogenèse au droit de la zone lourde (composition basique ou sédiments épais) passant par Bakel et Goudiry qui présente un contact sous faible pendage ouest (possibilité de chevauchements) avec le complexe, à affinités granitiques, oriental.

2. LES DONNEES APPORTEES PAR CETTE ETUDE.

. . . . LA SIGNIFICATION DES FACIES.

Certaines conclusions ne pourront être valablement exposées que dans le contexte de leur chapitre : il s'agit principalement des confusions qui ont pu être faites, à l'occasion des études de terrain et de l'observation microscopique, entre l'origine sédimentaire et l'origine météorique de certaines associations quartzo-phylliteuses. De même la signification de la présence de minéraux tels que les chlorites, épidotes, carbonates, sera discutée ultérieurement.

Ces transformations sont généralement interprétées comme étant le résultat d'un métamorphisme général léger (zone des micaschistes supérieurs, localement inférieurs, ou des gneiss supérieurs), lié aux phases de granitisation. Il faut cependant noter l'absence des minéraux caractéristiques qui accompagnent généralement ce phénomène (andalousite, cordiérite, staurotide sillimanite...). De même l'influence des massifs granitiques sur les formations encaissantes a une extension très limitée, sinon nulle : une biotisation ou une ouralitisation plus poussée peuvent leur être imputées localement. Je reviendrai ultérieurement (troisième partie) sur le problème de la signification des faciès "verts" qui en d'autres régions ont été liés à des processus de rétromorphisme ou d'autométamorphisme, dans des conditions sous-marines notamment, ou encore à des phénomènes d'autométamorphisme dû au vieillissement (paléofaciès).

B. LA REPARTITION DES FACIES.

a. Dans la Série de Mako.

Une observation importante faite au cours des missions et tournées sur le socle précambrien concerne l'importance des surfaces granitiques. En fait les faciès granitiques à grano-dioritiques constituent l'essentiel du socle. L'étude attentive des affleurements, à l'occasion d'entailles naturelles, et les nombreuses "surprises" apportées par le fonçage de puits dans des

- 12 -

zones attribuées aux formations basiques sur les cartes existantes permettent de conclure que la majeure partie des régions planes, attribuées à des formations volcano-sédimentaires, sont de nature granito-gneissique. De même, dans les massifs basiques, généralement marqués par une topographie de collines, les faciès véritablement basiques sont fréquemment minoritaires, et réduits à des dimensions lenticulaires, hectométriques, dans un fond plus acide. A cet égard les cartes géologiques qui décrivent le socle précambrien voltaïque apparaissent plus représentatives de la réalité : la fréquence plus grande des affleurements a amené les auteurs à accorder une importance nettement dominante aux couleurs rouges (granites) par rapport aux couleurs bleues à vertes (roches basiques ou volcano-sédimentaires). Les proportions sont inversées, au Sénégal Oriental, de façon exagérée.

Une autre divergence dans l'interprétation de l'étude du socle apparaît à propos de l'hypothèse concernant l'existence d'une zonalité est-quest dans les formations neutres à basiques. BASSOT (1963) avait individualisé, dans la série de Mako, une zone Quest nettement basique, juxtaposée à une zone orientale de nature dioritique-andésitique. L'étude détaillée des secteurs Kanéméré et Mamakono n'a pas permis de confirmer cette distinction . L'étude microscopique et l'analyse géochimique indiquent, par contre, que les faciès de nature basique ou neutre sont intimement mélangés, le passage horizontal ou vertical étant généralement d'ordre métrique. Les données ultérieures montreront que les critères de couleur et de caractérisation des plagioclases par la méthodes des macles ne sont guère utilisables dans ce contexte. Ainsi les teintes vertes plus ou moins foncées, sont davantage tributaires des teneurs en épidotes et chlorites que de la nature mélanocrate-leucocrate des roches. De même les appauvrissements en calcium et sodium subis au cours de toutes les transformations ultérieures par les plagioclases altèrent les orientations initiales des éléments maclés. On verra ci-dessous une possibilité, par voie géochimique, de remédier à ces difficultés. Cette absence de zonalité n'a pas uniquement un intérêt théorique car il semble qu'une stratégie de prospection ait été basée sur la différenciation en deux secteurs pétrographiques basique neutre. Cette voie s'est d'ailleurs révélée stérile.

L'étude du sondage Kanéméré-37 indique que les hétérogénéités de faciès, d'ordre métrique, perçues à la surface des massifs basiques, affectent les profils verticaux. L'examen des carottes et des lames minces montre que les variations sont progressives et irrégulières, sans apparence de stratification. Les graphiques représentant les variations de TiO₂, MgO : K₂O et de la somme des oxydes d'éléments alcalins et alcalinoterreux (figure 15) confirment le passage graduel entre les niveaux basiques et les niveaux granitiques (38 à 44 mètres et à partir de 50,5 m). De plus, le rôle d'indicateur de faciès que peut jouer le titane apparaît clairement sur la figure 15 : les teneurs en TiO₂ sont liées aux variations de teneurs des éléments alcalins et alcalino-terreux mais ne sont pas modifiées dans l'arène d'altération (de 3 à 11 mètres). Par contre dans les horizons pédologiques (de O à 2,5 mètres), où les réseaux de diaclases sont effacés, les teneurs en titane fluctuent nettement.

b. Dans les formations paléozoïques

Les observations personnelles montrent que le cours de la Falémé coincide avec une faille majeure près de Takoutala. De nombreux plis d'échelle métrique accompagnent cette zone de fracture qui affecte les argilites et grès-quartzites, associés au conglomérat-tillite éocambrien. Dans la même région, A.BLOT (1971) a pu mettre en évidence l'existence de stromatolites (conophyton) dans un conglomérat calcaro-dolomitique situé sur le socle granitique, affleurant à Boundou Dioé (examen de lames minces). Cette tillite renferme par ailleurs des galets polis et striés (observation faite par M.DEFOSSEZ en 1969 au cours d'une tournée commune). L'importance stratigraphique et l'âge du conglomérat-tillite éocambrien se trouvent ainsi confirmés.

La superficie occupée actuellement par les formations paléozoïques ne coïncide sans doute pas avec leur extension originelle. Des remplissages de diaclases de granites par des grès observés près de Mamakono, des galets de grès-quartzites trouvés autour de Konéméré, au cours des missions 1965 et 1966, tendent à prouver que ces formations sédimentaires ont pu recouvrir une partie importante du socle birrimien, mis à jour ensuite par l'érosion. Mais l'importance de cette augmentation doit cependant être tempérée par la possibilité d'une origine différente : la ferruginisation de filons de quartz, suivie d'un lessivage plus ou moins total du fer, peut donner naissance à des faciès comparables à des "grès-quartzites" (observations faites au Sud de Kanéméré en 1964-1965, notamment).

C. LES DONNEES TECTONIQUES.

L'étude du socle a particulièrement mis en relief l'existence d'une direction privilégiée nord-nord-est à nord-est, à pendages subverticaux, considérée comme étant dominante dans les mouvements épirogéniques de la chaîne birrimienne. Ce trait est effectivement représenté par une direction de diaclase principale dans tous les secteurs étudiés. Néanmoins le report de mesure d'orientation diaclases importantes et de litages sur diagrammes de WULFF (figure 4) met en évidence l'existence d'autres directions de fréquence non moins importante : par exemple nord-sud, est-· ouest et nord-ouest. L'orientation des filons de quartz, bien visible généralement sur les photos aériennes, confirme cet enchevêtrement de directions tectoniques différentes, héritées des mouvements épirogéniques successifs. La direction est-ouest est notamment révélée par une importante anomalie de nature basique, au niveau de Kossanto, non exprimée en surface, mise en évidence par l'étude de la C.G.G. (1963-64). Les affleurements de dolérite primaire révèlent également une direction privilégiée ost-mord dans la zone méridionale (Bandafassi et dyke étudié à Bagnonba); plus au Nord, ainsi près de Kossanto, les affleurements de dolérites sont plus ténus et leur expression tectonique se révèle plus délicate à interpréter.

Par contre la direction mord-mord-est possède une signification incontestable à l'échelle de la province ; à une série orientale sédimentaire (Daléma) est accolée une série granito-gneissique, très importante et plus occidentale, dont la bordure ouest comporte localement des faciès neutres, basiques ou ultra-basiques

associés à des jaspes. A ce socle, pour lequel cette zonalité ne peut avoir actuellement qu'un caractère descriptif, sont juxtaposéco deux séries infracambriennes à primaires, sédimentaires, mais renfermant des appareils éruptifs, et plissées, encore plus occidentales. Les études tectoniques fines actuelles (LE PAGE, et en Mauritanie, SOUGY et al., 1972) tendent à montrer que ces deux séries ont été successivement mises en place et plissées en allant d'Est en Ouest (plissements vraisemblablement calédoniens puis hercyniens). Puis enfin à l'extrême ouest un bassin sédimentaire secondaire et tertiaire marqué par quelques appareils éruptifs tertiaires et quaternaires. Ce type de zonation possède un caractère général dans l'optique actuelle de travail de la tectonique globale : les structures successives seraient mises en place au droit d'une surface de subduction, les différentes ceintures appariées témoignant, du côté continental, de gradients principalement thermique (granitisation) et, du côté océanique, de gradients surtout mécaniques (volcanisme, fractures, plissements) selon les travaux de SUGIMURA et UYEDA (1972). A noter que selon ce modèle la polarité serait représentée par un vecteur d'Est en Duest, à toutes les époques géologiques, et non l'inverse comme le suggérait l'hypothèse d'une structure géosynclinale birrimienne classique (BASSOT, 1963).

Du point de vue géochimique la découverte de l'indice de cuivre de Bandafassi (BLOT et WACKERMANN, 1968), s'ajoutant à ceux de Kouroudiako (BRGM), de Gabou et de Golmi (PNUD) et d'Alinnguel (BLOT, 1970), fait apparaître l'existence d'une province cuprifère au Sénégal oriental, en continuité avec celle plus septentrionale, de Mauritanie (Diaguili). L'ensemble de ces indices peut être mis en relation avec la proximité de massifs granitiques ou granodioritiques, visibles sur le terrain ou décelables en lames minces obtenues à partir de sonchée de l'optique actuelle de la métallogénie qui voit dans les zones périphériques des massifs acides un élément favorable à la concentration des minéraux du cuivre.



Figure 4 - Répartition des directions structurales dans les formations de la Série de Mako

ATWOLTAND NA TO 30

Une étude statistique planétaire (DE GEOFFROY et WIGNALL, 1972) montre que plus de la moitié des gisements de cuivre sont liés à des porphyres calco-alcalins. En outre SILLITOE (1972) a déduit de l'étude structurale de ces gisements un modèle de genèse métallogénique qui accorde un rôle prépondérant aux zones de subduction. Les indices de cuivre septentrionaux, situés au contact du socle précambrien et des formations paléozoïques, pourraient correspondre à ce modèle. Pour les indices méridionaux le vecteur des remobilisations a pu être assumé par la montée des laves doléritiques.
C " A P I T R E III

LE CADRE GEOCHIMIQUE

L'étude des processus d'échanges chimiques qui accompagnent les transformations météoriques a nécessité l'analyse de niveaux et d'affleurements, qui apparaissaient les plus sains possibles, afin de tenter des bilans sur les appauvrissements et les enrichissements. Or il est apparu que même ces échantillons sélectionnés ont subi des transformations supergènes, marqués notamment par des teneurs relativement élevées en eau hygroscopique (H_2O). Les méthodes pétrographiques traditionnelles donnent lieu à des résultats souvent divergents entre les critères de caractérisation minéralogiques et chimiques. Il faut donc recourir à des critères mieux adaptés, qui tiennent compte des transformations minéralogiques et des échanges chimiques.

L'observation attentive d'un grand nombre de lames minces obtenues à partir d'un échantillon permet quelquefois de déceler des reliques de la structure originelle, des fantômes et des résidus des minéraux primaires : coeur des amas ferromagnésiens ayant conservé un élément du pyroxène ou du mica initial, plagioclases encore limpides dont la composition, en pourcentage d'anorthite, permet d'estimer le caractère plus ou moins basique de la roche initiale. Mais dans de nombreux cas ces repères sont inexistants ou hypothétiques, et les néogenèses, notamment de quartz et de phyllites, compliquent la tâche.

Dans le domaine géochimique les paramètres classiques, basés sur les proportions d'éléments alcalins et alcalino-terreux doivent être écartés car la plupart de ces éléments sont exportés dès les premiers stades de l'altération ou s'individualisent en minéraux non silicatés (carbonates de calcium notamment). Or, je montrerai ultérieurement que les teneurs de certains éléments majeurs sont peu affectés par les processus d'altération, météoriques ou autres; c'est le cas surtout du titane et du potassium. Le silicium, quant à lui, subit des appauvrissements et des enrichissements en valeur absolue, mais les valeurs relatives sont peu modifiées eu égard au fait qu'il constitue l'élément cardinal, avoisinant 50% de la masse totale. Dans les premiers stades de l'altération les valeurs SiO₂% restent dans la fourchette des classes pétrochimiques originelles. En ce qui concerne l'aluminium, peu mobilisé à l'échelle de l'échantillon de roche, il est néanmoins enrichi relativement par le jeu des effets de bilan (pourcentages en poids) et, sauf en ce qui concerne les roches ultra-basiques, les teneurs en oxyde ne permettent pas de caractériser les différentes familles pétrologiques.

 CARACTERISATION DES FAMILLES PETROGRAPHIQUES A'L'AIDE DES VALEURS DE SiO₂, MgO : K₂O et TiO₂.

Le dépouillement des tableaux d'analyses de roches reproduits dans les ouvrages pétrographiques de base (JUNG, 1958 ; HESS et POLDERVAART, 1967 ; RINNE et al., RITTMANN, 1963) a permis d'individualiser des domaines nettement séparés pour les différentes classes de roches sur des graphiques rectangulaires $SiO_2 - MgO : K_2O$, $SiO_2 - K_2O$ et $K_2O - TiO_2$ (teneurs exprimées en pourcentages). Or on retrouve là les éléments stables énumérés précédemment ; en ce qui concerne MgO : K_2O les valeurs relatives aux différentes classes sont suffisamment espacées pour que les appauvrissements initiaux en MgO des roches n'affectent pas fondamentalement la place des points figuratifs dans les domaines respectifs.

J'ai donc reporté l'ensemble des analyses relatives aux roches "saines" cristallines du Sénégal Oriental (99 échantillons) sur ces trois graphiques (figures 5,6 et 7). La répartition obtenue sur l'ensemble des trois graphiques s'avère cohérente et confirme les diagnostics optiques lorsque ceux-ci sont possibles. Les points figuratifs situés à la limite de deux domaines voisins, notamment sur le graphique SiO₂ - MgO : K₂O, peuvent généralement être attribués sans hésitation à l'un des domaines en se reportant aux deux autres graphiques.









Figure 7 - Classification pétrochimique en fonction des teneurs en \underline{K}_{20} et \underline{TiO}_{2}



profils d'après les teneurs en SiO₂, MgO et K₂O obtenues par extrapolation à l'aide du modèle d'évolution exponentiel

Trois observations importantes peuvent être déduites de l'ensemble de ces graphiques :

 Les points figuratifs des échantillons relatifs à des séries non birrimiennes, de la province, s'inscrivent parfaitement dans les domaines relatifs aux roches birrimiennes : G-5 et G-10 (série de Bakel), B-6 à B-8 (dolérite primaire).

- Si les domaines sont globalement bien individualisés, en particulier celui relatif aux faciès granitiques, des termes de passage semblent exister entre les différentes classes pétrographiques. Ce fait peut-être imputable à un "glissement" des teneurs dû aux processus météoriques ou encore à une propriété fondamentale du chimisme de ce complexe cristallin.

- Si l'on utilise le modèle géochimique exponentiel, décrit ultérieurement en vue d'obtenir des valeurs extrapolées de MgO et SiO₂ relatifs à la roche originelle virtuelle (teneurs en H_2O^- de O, O %, ou origine des distances), les domaines des points figuratifs relatifs aux différentes classes sont nettement resserrés et se superposent aux limites tirées de la bibliographie citée ci-dessus (voir le graphique "roches virtuelles" SiO₂ - MgO : K₂O, figure 8).

Le classement ainsi obtenu, en cinq grandes familles de roches (granites = I, diorites = II, gabbros alcalins = III, gabbros magnésiens = IV, roches ultrabasiques = V), regroupant les structures grenues et microgrenues, sera utilisé ci-dessous pour étudier l'influence de la composition initiale sur les processus d'altération météorique. Une subdivision plus poussée selon la nature du grain ou la structure apparaît illusoire car les variations de ces deux caractéristiques sont fréquemment d'ordre métrique, voire décimétrique. Les faciès microlithiques s'avèrent rarissimes dans l'ensemble des classes pétrographiques. On est, soit en présence de la base d'appareils effusifs dont les parties sommitales à refroidissement plus rapide ont été largement érodées, soit dans le cas d'une mise en place dans un substratum géologique situé à des profondeurs relativement importantes. Dans les deux cas il y a peu de chance de rencontrer des formations pyroclastiques. De plus la caractérisation obtenue à l'aide du

graphique K_2^{0} - TiO₂ peut constituer un outil de cartographie précieux lorsque les transformations superficielles ont totalement oblitéré les autres paramètres géochimiques et minéralogiques. Il s'avère que le recours à un minimum de deux éléments est indispensable pour une telle démarche. En effet l'ensemble des familles pétrographiques est constitué par le mélange en proportions variables de deux pôles, l'un basique (MgO, TiO₂), l'autre granitique (SiO₂, K₂O), mais qui peuvent comporter des enrichissements exceptionnels en l'un des oxydes. D'autre part les appauvrissements et enrichissements des autres oxydes majeurs peuvent modifier sensiblement la valeur absolue des oxydes-indices (notamment les fortes valeurs de CaO, H₂O⁺ et H₂O⁻, Fe₂O₃) ; leurs valeurs relatives sont moins affectées.

Les échelles logarithmiques utilisées dans le dessin des diagrammes précédents n'ont pas de signification mathématique vis-à-vis de la distribution des teneurs des échantillons et des limites des classes pétrochimiques. Elles permettent simplement de représenter plus aisément les gammes de teneurs ou de rapports lorsque celles-ci sont très larges. D'autre part, les limites rectilignes figurées devront être révisées lorsqu'un plus grand nombre d'analyses sera disponible.

2. DISTRIBUTION STATISTIQUE DES ELEMENTS MAJEURS ET TRACES DES TROIS GRANDES FAMILLES PETROGRAPHIQUES CRISTALLINES DU SENEGAL ORIENTAL.

. A. ECARTS-TYPES, FONDS ET SEUILS ANOMALIQUES.

Parmi les modèles statistiques courants, testés par voie graphique, seul le modèle "log-normal" se révèle satisfaisant pour l'ensemble des éléments-majeurs en poids d'oxyde pour cent, traces en grammes par tonne - à condition de représenter séparément les distributions relatives aux trois grandes familles pétrochimiques rencontrées : granites - diorites - gabbros, c'est-à-dire les classes I, II, III et IV évoquées précédemment.



La figure 9 reproduit, à titre d'exemple, la courbe cumulative des teneurs de nickel dans la famille des gabbros, exprimées en abscisses logarithmiques et à l'aide d'ordonnées gaussiennes. La droite représentative moyenne et les points figuratifs non extrêmes sont situés à l'intérieur du domaine de confiance relatif au seuil de probabilité 0,05.

Pour obtenir plus de précision dans la détermination des caractéristiques des distributions, j'ai fait appel, dans un deuxième temps, à un programme de calcul automatique élaboré par J.DEJARDIN et basé sur ce modèle log-normal. Les tableaux 1, 2 et 3 reproduisent les caractéristiques des distributions ainsi obtenues.

L'intérêt de la connaissance de la nature des distributions et de leurs caractéristiques dépasse le cadre théorique. En effet, les techniques de prospection minière géochimique font appel aux notions de "fond" et de "seuils d'anomalie" pour délimiter les zones intéressantes. Or ces valeurs peuvent être obtenues facilement à l'aide des courbes cumulatives précédentes comme l'ont montré, entre autres, MEZENCEV (1964) et LEPELTIER (1969).Ces auteurs préconisent le choix de la "médiane" du massif. Cette valeur a pour inconvénient de favoriser les chiffres d'analyses répétées, c'est-à-dire; dans le cas des dosages semi-quantitatifs d'éléments-traces, les valeurs arrondies correspondant aux teneurs des spectres de référence ; ceci au détriment des valeurs extrêmes. La moyenne arithmétique des teneurs tient, par contre, un compte trop important de ces valeurs extrêmes dont la précision est aléatoire. La moyenne géométrique réduit ce dernier inconvénient mais intègre néanmoins davantage que la médiane les teneurs extrêmes. Les valeurs de la médiane et de la moyenne géométrique se révèlent d'ailleurs généralement proches.

Je retiens donc comme valeur de <u>fond géochimique</u> d'une famille, <u>la moyenne arithmétique de la médiane et de la moyenne</u> <u>géométrique</u> des teneurs relatives à un élément. Les appauvrissements et les enrichissements, les valeurs anomales et les courbes d'isoteneurs des cartes de prospection géochimiques peuvent s'agencer autour de cette valeur. Les tableaux 1, 2 et 3 indiquent les valeurs de fond obtenues par cette moyenne.

Les seuils d'anomalie peuvent être obtenus graphiquement à l'aide des représentations cumulatives (figure 9). La droite cumulative passe par le point représentatif de la médiane placé sur l'ordonnée 50%. La teneur de la médiane multipliée par la valeur de l'écart-type, obtenue mathématiquement, fournit l'abscisse d'un deuxième point de la droite situé sur l'ordonnée 84% (un écart-type = ls). Lorsque la distribution est étudiée graphiquement il est évident qu'inversement la médiane et l'écart-type s'obtiennent respectivement en lisant sur la droite moyenne l'abscisse de l'ordonnée 50% et en divisant la valeur-abscisse, correspondant à l'ordonnée 84%, par la médiane.

LEPELTIER et MEZENCEV, précédemment cités, recommandent respectivement de retenir comme <u>seuils des valeurs anomales</u> les valeurs correspondant à deux écarts-types (2s) et trois écartstypes (3s), soit les ordonnées 97,7% et 99,87%. En fait, leur échelle d'investigation diffère : pour une prospection géochimique tactique à large maille, je retiens les valeurs <u>2s</u> pour ne pas risquer de laisser échapper des zones intéressantes, et pour la deuxième phase d'étude plus fine des zones anomaliques précédemment retenues je fais appel à la valeur <u>3s</u>, plus restrictive. Les tableaux 1, 2 et 3 fournissent ces seuils d'anomalies pour les trois grandes classes de roches du Sénégal Oriental.

Il est indispensable, en outre, de préciser que les valeurs de fond et de limites d'anomalies déduites du modèle log-normal n'ont de sens que si on les applique à une classe homogène et au type de matériau à partir duquel elles ont été définies : roches saines, matériaux d'altération à évolution équivalente, ou sols.

oxydes				.movanne.moyenne			fond	fond <u>écart</u>		t t	<u>limites d'</u>	
éléments	minimum	maximum	mode	arithm.	géometr.	médiane m	$\frac{g+m}{2}$	log	valeur	varjat-	anomalies	
					[-	<u> </u>	2.0	<u>)8</u>
<u>Si0</u> 2	59,90	75,20	68,00	68,50	68,40	68,30	68,40	0,028	1,07	1,5	ļ .	
<u>Al</u> 203	11,55	17,30	15,00	15,05	14,95	15,00	15,00	0,045	1,11	3,8		
$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3}$	1,98	9,25	3,80	3,96	3,59	3,30	3,45	0,200	1,59	36,1		
MnO	0,01	0,35	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,338	2,18	- 25,9	0,24	0,53
Mg0	0,48	5,74	1,00	1,17	1,01	0,95	0,98	0,240	1,74	4024,5		
<u>CaO</u>	0,29	4,26	1,00	1,81	1,34	1,36	1,35	0,346	2,22	269,1	•	٣
<u>Na₂0</u>	1,00	5,01	3,90	3,29	3,03	3,32	3,18	0,181	1,52	37,5		-
<u>K</u> 20	1,03	3,66	2,80	2,48	2,31	2,78	2,55	0,171	1,48	47,1		
Ti0 ₂	0,11	0,86	0 , 40	0,45	0,39	0,39	0,39	0;236	1,72	- 58,0	1,15	2,00
CALIFORNIA CONTRACTOR OF CONTRACTOR	Million Colonara de Ricegologia	******		and the second secon			alandar Standard Market Market and Bandar	and a state of the			iana ang ang ang ang ang ang ang ang ang	1962 (Males 17 2) (Males and a 1727) (Males
Ba	100	3000	1000	1230	940	1000	970	0,381	2,41	12,8	5900	14500
Co	4 10	20.	3	6	5	3	· 5 ·	0,309	2,04	46,8	12	25
Cr	< 10	1000	100	100	70	95	85	0,611	4,09	33,3	1600	6500
Cu	3	100	30	20	20	25	25	0,405	2,54	31,5	160	410
Ga.	4 10	30	30	20	15	20	20	0,355	2,26	29,3	100	230
Li	10	200	20	60	40	30	35	0,426	2,67	26,3	210	560
Mo	63	10	3	3	3	3	· 3	0,183	1,52	46,0	. 7	10
Ni	· 3	. 80	3	20	10	10	10	0,537	3,44	54,7	120	410
РЪ	٤ ع	2000	3	290	15	3	10	1,120	13,17	.95,0	500	5900
Sr	50	1500	300	550	350	- 300 -	330	0,460	2,89	18,1	2400	7200
• V	10		::- :100 :-			100 -	90	0,655	4.51	34,1		»9 <u>000</u>
					· · ·		-					

Tableau 1 - Distribution des éléments dans la famille des granites

(modèle log-normal ; effectif : 18)

éléments majeurs (SiO2): oxydes en % - éléments traces (Ba): éléments en grammes/tonne

<u>oxydes</u> éléments				I mada	moyenne	moyenne		fond	<u>écart-type</u>		coeffic-	limites d'		
		mixiimum	maximum	mode	arithm.	geometr.	mediane m	$\frac{g + m}{2}$	log	log valeur		28	<u>. 35</u>	
	Si0	44,30	68,90	60,00	57.60	57.30	58,90	58.10	0.043	1.11	2.5		-	
	Alo	9,75	19,00	15,00	14,60	14,40	14,65	14,55	0.067	1.17	5.8		-	
	Fe_0	2,26	22,15	9,00	8,37	7,65	7,81	.7,73	0,187	1.54	21,1			
	MnO	0,02	0,26	0,09	0,12	0,10	0,10	0,10	0,251	1,78	- 24,9	0,32	6, 58	
	MgO	0,39	9,84	6,60	5,06	3,83	4,47	4,15	0,330	2,14	56,7			
	<u>Ca0</u>	0,14	18,15	3,50	6,21	3,46	4,40	3,93	0,478	3,01	88,7.	ŕ		
	Na ₂ 0	0,22	5,13	3,70	11,33	1,55	. 2, 68	2,12	0,881	7,60	460,7			
	<u>Ko</u>	0,09	3,11	0,90	1,30	1,04	1,10	1,07	0,293	1,97	1752,0			
	TiO ₂	0,19	3,11	0,70	0,92	0,80	0,76	0,78	0,234	1,71	- 239,4	2,20	3,90	
•														
	Ba	∠ 30	2000	1000	710	390	500	450	0,616	4,13	23,8	8600	35000	
	Co	~ 10	50	10	20	15	20	20	0,447	2,80	:39,0	160	440	
	Cr	70	1000	300	370	290	300	295	0,300	2,00	12,2	1200	2400	
	Cu	∠ 10	1000	30	70	· 55 ·	50	55	0,486	3,06	27,9	470	1500	
	Ga	4 10	30	10	10	10	· 10	10	0,330	2,14	34,0	50	100	
•	Li	. 10	300	30	80	55	65	60	0,403	2,53	- 23,0	420	1000	
	Ni	4 10	700	100	140	80	100	90	0,552	3,56	- 29,3	1200	4500	
	Sr	20	2000	1000	5.20	340	470	410	0,560	3,63	22,1	6200	22000	
	v	20	1000	100	370	240	270	260	0,418	2,62	17,6	1800	5000	
	Zn	4 100	1500	100	200	130	150	140	0,431	2,70	20,5	1100	3000	
	Zr	4 100	300	30	120	75	100	90	0,423	2,65	22,5	700	1900	
			1		ι. Ι	i l	i - B					1		

Tableau 2 - Distribution des éléments dans la famille des diorites

(modèle log_normal ; effectif : 29)

50-1-5 1-⁷-5)

oxydes	minimum		mode	moyenne	moyenne		fond	écart.	-type	ggeffig-	limites d'		
éléments		maximum		arithm.	geomet.	m	$\frac{\underline{s} + \underline{m}}{2}$	log	valeur	värjat-	28	<u>}s</u>	
SiO.	17.80	64.00	50.00	51.80	51,10	51.50	51.30	0.075	1.19	4.4			
2 A1_0	7.60	17.55	13.00	24.40	16.40	13.80	15.10	0.391	2.46	32.2			
<u> </u>	6.92	32.10	10.00	12.28	11.88	11.91	11.90	0.113	1.30	10.5		-	
23 MnO	0.05	0.57	0.14	0.18	0.17	0.17	0,17	.0.173	1.49	- 22.2	0.37	0.54	
MgO	2.33	14.49	6.00	6.67	6.18	6.33	6.26	0.171	1.48	21.6		- 92 (
CaO	0.23	12.58	9.00	7.46	5.21	7.01	6.11	0.372	2.35	51.9	-		
·Na_O	0.14	4.40	.2.00	25.84	1.17	. 2.34	.1.76	1.092	12.36	1628.3			
K_0	C05	0.53	0.14	0,29	0.22	0.24	0.23	0.318	2,08	- 48.3			
TiO.	0.55	2,89	0.95	1.02	0.97	0.98	0.98	0.140	1.38	- 994.8	1.90	. 2.60	
Ba .	∠ 30	1000	100	180	95	100	100	0,542	3,48	27,3	1200	4200	
Co	~ 10	100	30	· 30	20	30	25	0,535	3,43	42,7	350	1200	
Cr	100	2000	300	475	.270	300	285	0,511	3,24	21,0	3100	10000	
Cu	20	300	30	110	80	. 90	85	0,508	3,23	26,9	930	3000	
Ga	< 10	30	20	· 15	. 10	10	10	0,398	2,50	39,3	60	140	
Li	10	270	100	• 70	45	50	50	0,442	2,77	26,6	-390	1100	
Ni	. 10	700	100 ·	200	140	150	150	0,528	3,38	24,5	1700	5600	
Pb	د ع	1500	<u>~</u> 10	100	10	. 3	7	0,938	8,67	90,5	220	1400	
Sr	10	1000	300	340	· 180	270	230	0,58,2	3,82	25,9	370000 .		
Υ.	50	800	300	310	250	300-	280	0,296	1,98	12,4	1200	2300	
	ĭ	1		1		i i	ł i		1				

Tableau 3 - Distribution des éléments dans la famille des gabbros (modèle log-normal ; effectif : 49)

Les valeurs des tableaux 1, 2 et 3 concernent ainsi les rcches relativement saines. Les valeurs relatives aux sommets de manteaux d'altération et celles intéressant les sols seront précisées plus loin. Les limites anomaliques des éléments majeurs, autres que le manganèse et le titane, n'ont aucune signification théorique, car des effets de bilan (pourcentages d'oxydes) interviennent, ni d'utilité pratique ; elles ne figurent donc pas dans les trois tableaux.

B. ETUDE DE LA DISTRIBUTION DU TITANE.

La figure 10 reproduit la courbe de fréquence simple des teneurs de l'ensemble des échantillons de roches analysés, sans tenir compte de leur classification pétrographique. Ce diagramme semble pouvoir éclairer l'origine ou le type génétique des faciès pétrographiques, du moins éruptifs (J.F.PARROT, 1973 et communication orale, et BEBIEN, 1972). Ce dernier auteur a pu mettre en évidence trois modes majeurs dans la distribution de TiO₂ :

- Les valeurs faibles (environ 0,75%), associées à des valeurs fortes de Al₂0₃, caractérisent les ceintures orogéniques. Les échantillons du Sénégal Oriental qui s'y rattachent constituent la majeure partie des massifs de la série de Mako qui verraient ainsi confirmée leur origine orogénique.

- Les valeurs moyennes (de 1,4 à 1,5%) semblent caractériser les faciès issus des dorsales des fonds océaniques. Ces valeurs sont peu représentées dans la série de Mako, mis à part quelques massifs très magnésiens qui apparaissent dans un contexte granitique dans la région de Kanéméré et Mamakono. Par contre, les échantillons profonds des sondages étudiés à Gabou s'y rapportent nettement. La figure 10 fait apparaître un pic supplémentaire pour les valeurs 1,0 à 1,1 % de TiO₂ : il rassemble les échantillons de dolérites primaires qui recouvrent les formations birrimiennes, au Sud, ou les traversent sous forme de sills. Des échantillons de la classe IV (magnésienne) se rattachent également à ce mode intermédiaire, mais ce critère isolé ne permet pas de conclure à une orígine identique.

- Le domaine des fortes teneurs en TiO (de l'ordre de 2 à 3%) 2 n'intéresse que les échantillons de la série de Bakel (sondages de Gabou, partie supérieure). Pour BEBIEN, ces roches, d'autre part hypcalumineuses, sont spécifiques des zones cratoniques. Il est intéressant de signaler que ces teneurs concernent les appareils effusifs du Sénégal Occidental (Cap-Vert, région de Thiès), (FRAUDET, 1970).

Si on note que les massifs granitiques, surtout orientaux, ainsi que la pyrczénite de Kanéméré, créent un pic pour 0,2 et 0,5% de TiO₂,il est frappant de constater une polarité de croissance des teneurs en titane d'Est en Ouest. Selon BEBIEN (1972), reprenant partiellement des conclusions antérieures de GOTTINI (1968) et RITTMANN (1970), cette propriété pourrait constituer un indice de polarité génétique assez proche des conclusions tirées, plus haut, de l'application d'un modèle de tectonique globale. L'intérêt d'un indice lié au titane, extrêmement stable dans les différents processus superficiels, se révèle donc important.

C. INDICES DE RITTMANN - CARACTERES DE SERIE.

Les indices de caractérisation des séries pétrographiques sont basés sur les teneurs en éléments alcalins. Leur application aux échantillons de roches pouvant être collectés dans la zone étudiée s'avère délicate à la lumière des observations faites précédemment sur les appauvrissements importants accompagnant les premiers stades de l'évolution météorique ou diagénétique. J'ai néanmoins calculé l'indice de série de RITTMANN (1963) relatif aux échantillons analysés, avec la condition de n'attacher qu'une faible attention aux valeurs les plus petites. En effet, cet indice ($\alpha = Na_20 + K_20)^2$: (SiO₂ - 43) , de calcul et d'interprétation aisée grâce aux tableaux de l'auteur, n'a de signification réelle que si les teneurs en sodium, notamment, n'ont pas été trop affectées par les échanges chimiques postérieurs à la mise en place des massifs. J'ai préféré



représenter les valeurs obtenues à l'aide d'un graphique $(Na_2O + K_2O)^2$: (SiO₂ - 43) qui présente l'avantage d'aligner les points relatifs à un même indice de série et de séparer les différentes plages de séries et de caractères par des droites concourant au point SiO₂ = 43%

Les informations qui peuvent être retirées de l'examen de ce graphique (figure 11) concernent principalement la grande densité de points figuratifs situés dans les plages "série calco-alcaline à caractère extrême et fort" et, dans une moindre mesure, à "caractère moyen". Cette observation reste valable si l'on exclut les points de faible ordonnée en raison des réserves exposées ci-dessus. Les seuls points qui se distinguent représentent un massif ultrabasique (K-30), à caractère "méditerranéen extrême", et un niveau de chacun des sondages de Gabou executés dans un massif post-birrimien (Série de Bakel) : G-5/24 à caractère "atlantique moyen" et G-10/50 à caractère "méditerranéen moyen ".

L'étude d'ensemble des roches éruptives du globe terrestre a permis à RITTMANN (1963) d'établir des connexions entre les valeurs de l'indice, le caractère de série et le mode de genèse des roches. La classification proposée permet d'éclairer sous un angle différent les analyses chimiques des roches du Sénégal Oriental :

- Les valeurs inférieures à 2,5 (série pacifique = calco-alcaline, à caractère extrême et fort) correspondent à un processus de genèse lié aux avant-fosses des chaînes plissées et aux fortes anomalies de pesanteur. Le graphique 11 inclut dans ce groupe l'ensemble des roches du socle birrimien ainsi que les échantillons profonds des sondages de Gabou. Ces derniers, ainsi que les dolérites primaires et les roches provenant des zones les plus septentrionales (Takoutala et Boundou-Dioé), sont caractérisés par des valeurs de l'indice proches de la limite des caractères fort-moyen (1,8). Ces roches semblent ainsi liées à une origine intermédiaire entre l'avant-fosse et l'arrière-pays des progènes.

- 27 -

- Les valeurs comprises entre 2,5 et 4 (série faiblement pacifique à moyenne) caractérisent le domaine de transition entre la fosse fortement anomalique et le domaine continental ou océanique de l'arrière-pays. Nous y trouvons des roches des zones nord-ouest, citées ci-dessus, les parties supérieures des sondages de Gabou (série de Bakel) et des échantillons d'amphibolites de la région de Mamakono.

- Les indices supérieurs à 4 (série atlantique = sodique ou méditerranéenne = potassique) reflètent des mises en place dans un domaine plus stable (zone de subsidence ou rift) : deux échantillons de la série de Bakel s'y rattachent. On peut noter que les appareils effusifs du Sénégal occidental (FRAUDET, 1970) se rattachent, sans exception, à la série atlantique ou au domaine de transition avec la série pacifique.

Ce nouveau critère tend ainsi à confirmer les indications précédentes sur le sens de la polarité est-ouest des orogenèses successives qui ont affecté le Sénégal Oriental. Les indices stratigraphiques, chronologiques, structuraux et géochimiques (augmentation des teneurs en titane et des éléments alcalins dans les faciès récents et occidentaux) concordent entièrement.

:

. . . .

e en la placed

S .



Figure 11 - Représentation de l'indice de série de A.RITTMANN

CHAPITRE IV

. . LE CADRE CLIMATIQUE

.

. .

ł

1. LE CLIMAT ACTUEL.

Le réseau de stations météorologiques gérées par le Service Météorologique de l'A.O.F. et, à présent, par l'Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et Madagascar (A.S.E.C.N.A.) est très peu dense dans la région intéressée par cetteétude. Sauf en ce qui concerne Tambacounda et Kédougou, les relevés ne concernent que les données pluviométriques et thermiques. Certaines de ces observations peuvent remonter à la période 1920-1930, mais elles ne sont continues, pour l'ensemble des stations, que depuis la fin de la dernière guerre mondiale. Nous reprenons donc les valeurs calculées par CHAUVEL (1967) et KALOGA (1966) pour la décennie 1949-1958. Le tableau 4 reproduit l'ensemble des caractères climatologiques relatifs à cette décennie, pour cinq stations réparties en fonction de leur latitude et situées dans la région étudiée ou à ses confins.

A. CARACTERES GENERAUX.

Le caractère essentiel du climat actuel réside dans l'existence de deux saisons nettement tranchées, avec des périodes de transition très courtes :

- La saison des pluies dont l'apparition et la durée sont régies par la position du front intertropical, qui est elle-même induite par le déplacement apparent du soleil. Le front intertropical, qui constitue la limite entre les masses d'air équatoriales et tropicales, se trouve en janvier-février au niveau des latitudes 4° à 7°. Ce front se déplace ensuite progressivement vers le Nord pour atteindre, vers le mois d'août, sa position la plus septentrionale, autour de la latitude 20°. Des tornades orageuses, quasi-quotidiennes, précèdent pendant quelques semaines les véritables pluies tropicales qui peuvent tomber pendant toute la période où le front intertropical occupe une position plus septentrionale que la latitude concernée. Le dessin du front intertropical est constitué de lignes est-ouest au Sénégal-Oriental; celles-ci s'incurvent vers le Sud-Ouest dans la partie occidentale du Sénégal. Au niveau de Kédougou, les deux passages du front

TABLEAU 4

Données climatiques

Tire	de /	A.	CHAUVEL	(1967,	pp.	2-13)	et	B.	Kaloga	(1966,	pp.	1-3).	Stations	ASECNA	(1949-19	958).
------	------	-----------	---------	--------	-----	-------	----	----	--------	--------	-----	-------	----------	--------	----------	-------

	والاعتدادي المواسط المتعادية المتكال ويوجزوا فيديا متكاف التحدير ومن مرادية المتعاد والمتحد	والمحادث والمتحد والمحاد والمحادة والمحادة والمحادة والمحادة والمحادة والمحادة				
• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	•	Kédougou	Dialakoto	Tamba- counda	Goudiry	Kidira
Coordonnées	Longitude	12°11' 12°33'	13°18′ 13°19′	13°41′ 13°46′	12°43′ 14°11′	12°13' 14°28'
Température	Moyenne annuelle Minimale moyenne Maximale moyenne	28,3° 20,8° 35,8°		27,9° 20,7° 35,1°		
Pluviométrie	Moyenne annuelle Jours de pluie Indice A. AUBREVILLE	1 429 mm 77 5-1-6	1 014 mm 53 4-1-7	938 mm 77 4-1-7	832 mm 50 3-2-7	758 min 39 3-2-7
Humidité relative	Minimale moyenne Maximale moyenne			34 % 77 %		
Evaporation	Moyenne annuelle			2 928 mm		
Evapotranspiration potentielle	Prescott Thornthwaite Turc	2 130 mm 1 812 mm 1 643 mm		2 240 mm 1 780 mm 1 790 mm	·	
Excédent d'eau (Thornthwaite)	Juin Juillet Août Septembre Annuel	12 mm 105 mm 181 mm 162 mm 460 mm			-	· · · · ·
Dégradation Ra spécifique (F. FOURNIER) en tonnes/km²/an	elief Peu accentué Très accidenté	2 200 6 700	2 030	1 730	1 960	2 020
Indice de Martonne		32,0	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	30,6	•	
Indice Henin-Aubert	$\alpha = 0.5$ $\alpha = 1.5$	193 mm 425 mm		92 mm 228 mm		•
Climat écologique (A. AUBREVILLE)		Soudano- Guinéen	Sahélo- Soudanien	Sahélo- Soudanien	Sahélo- Sénégalais	Sahėlo- Sėnėgalais

intertropical se situent, en moyenne, en avril et novembre ; au niveau de Kidira, les deux passages ont lieu en mai et Octobre. En fait, on peut assimiler ce régime de pluies, lié au déplacement apparent du soleil, au mécanisme des moussons asiatiques.

- La saison sèche durant laquelle les précipitations sont rarissimes (éventuellement quelques ondées, peu importantes, dues à des influences septentrionales, vers le mois de février). Des températures élevées, un ensoleillement important rarement filtré par des brumes sèches (vents de sables et poussières) et une humidité de l'air très faible au milieu de la journée, caractérisent cette saison. Les marigots et la plupart des exutoires de nappes tarissent au cours du premier mois, la végétation herbacée se dessèche également au cours de ce premier mois. Une subdivision peut être introduite, basée essentiellement sur le régime des vents. D'une part une période moins chaude, jusqu'à la fin de février, due à l'installation d'un régime d'alizés continentaux (les nuits sont notamment caractérisées par des températures de l'ordre de 15°). D'autre part une période chaude (40-45° au milieu de la journée) de mars à juin durant laquelle un vent d'Est, continental, sec et chaud (l'harmattan) prédomine.

Ces caractères généraux, valables pour l'ensemble de la région, sont ceux d'un climat tropical semi-humide à semi-aride, à deux saisons contrastées, c'est-à-dire de types essentiellement <u>sahélo-soudanien</u>, selon la terminologie préconisée par AUBREVILLE (1950). Les deux documents cités plus haut (CHAUVEL, 1967 et KALOGA, 1966) ainsi que le mémoire de MICHEL (1969) et l'Atlas International de l'Ouest Africain (1965,1967) s'appuyant sur les données publiées par l'A.S.E.C.N.A. (Dakar) permettent de préciser les fluctuations des différents facteurs météorologiques à l'intérieur de la zone étudiée.

B. LA PLUVIOSITE.

Les isohyètes, tout comme les positions successives du front intertropical, s'agencent selon des parallèles est-ouest (Atlas International de l'ouest Africain, 1965, 1967),(figure 1). Les changements de direction constatés dans la zone côtière occidentale et au niveau du Fouta-Djallon guinéen n'intéressent pas la zone étudiée. Des variations importantes de pluviosité, pour une même station, peuvent être relevées d'une année à l'autre, alors que les moyennes décennales indiquent une augmentation très nette des précipitations du Sud vers le Nord. Ainsi, à Kédougou (latitude : 12°33'), cette moyenne avoisine l 400 mm, alors qu'à Kidira (latitude : 14°28'), elle est de l'ordre de 760 mm. La pluviosité varie donc selon un rapport de 2 à 1, de même que le nombre total de jours de pluie (moyenne décennale), respectivement, de 77 et 39 jours.

La répartition mensuelle des pluies correspond respectivement au nombre de mois à pluviosité dépassant 100 mm, entre 30 et 100 mm et moins de 30 mm (tableau 4), montre en outre que la durée de la période à forte pluviosité évolue selon un rapport de 5 à 3 du Sud au Nord. Cette répartition peut encore être exprimée par le nombre moyen de pluies journalières de plus de 50 mm ou de plus de 10 mm : respectivement 4 et 46 à Kédougou, 2 et 27 à Kidira.

C. LES TEMPERATURES.

Les moyennes décennales expriment simplement le caractère continental de la zone climatique, marqué par des amplitudes thermiques élevées entre les valeurs diurnes et nocturnes. Ces amplitudes sont maximales durant la première partie de la saison sèche mais sont encore importantes en saison des pluies ; elles croissent également du Sud vers le Nord de la Zone.

Les moyennes décennales disponibles dans notre zone (Kédougou et Tambacounda) ne permettent pas de déceler d'évolution sensible. Les valeurs citées par MICHEL (1969) pour les stations

- 32 -

de Labé (au Sud de Kédougou) et Kayes (au Nord-Est de Kidira) font apparaître une différence plus sensible entre les températures annuelles moyennes des confins sud et nord : soit 21,8° et 29,6°, respectivement. Ces données se rapprochent davantage des observations personnelles. Quoi qu'il en soit, les moyennes annuelles des températures dénotent une évolution, selon les latitudes, bien moindre que les moyennes relatives aux précipitations.

D. L'HUMIDITE DE L'AIR.

Elle est principalement liée aux fluctuations des précipitations et des températures. Les maxima apparaissent principalement durant la nuit et à la suite des fortes pluies. Les données disponibles pour les stations de Labé, Tambacounda et Kayes montrent que les moyennes globales, maximales et minimales décroissent nettement du Sud vers le Nord. Dans la partie la plus septentrionale, l'humidité de l'air. peut atteindre des teneurs pratiquement nulles au milieu de la journée, en mars et avril, lorsque l'harmattan est prédominant : la moyenne des mesures minimales oscille autour de 10%. Les conséguences sur le cycle de la végétation sont importantes mais elles doivent · également apparaître dans l'épuisement des nappes, le pompage, par évaporation, d'une partie de l'eau intersticielle des sols et niveaux d'altération et dans le durcissement par séchage des matériaux riches en kaolinite et hydroxydes de fer. Je reviendrai ailleurs sur ces points.

E. LES VENTS.

Leur régime est principalement lié, au Sénégal Oriental, du front à la position intertropical. C'est ainsi que, durant la saison des pluies, les vents soufflent d'Ouest à Sud-Ouest. Par contre, durant la période sèche, les alizés continentaux ont une direction est à nord-est, avec des périodes de calme nombreuses. Lorsque ces vents alizés d'Est apportent un flux d'air très chaud et sec, à partir du mois de mars généralement, on leur

- 33 -

donne le nom d'harmattan. Ils assument un rôle essentiel, quoique généralement négligé dans les études pédologiques, de transport de particules fines (argiles et limons). En effet, le couvert végétal, desséché et fréquemment détruit par brûlis, assure une protection réduite du sol superficiel. Les vents peuvent ainsi mettre facilement en mouvement les fractions fines qui peuvent se déposer dans des zones réceptrices privilégiées : piégeage par couvert végétal conservé, reliefs importants, chute de vitesse du vent, entre autres. L'importance de ce transport est mise en évidence par les dépôts quotidiens de poussières sur les objets exposés à l'air dans les campements lors des brumes sèches ou de la formation de tourbillons en milieu de la journée. Les observations personnelles concluent à une importance croissante de ce phénomène du Sud au Nord. Certaines formations superficielles, épaisses de quelques mètres, observées notamment dans la région de Takoutala, constituées uniquement de particules limoneuses à argileuses, sans relation avec l'arène granitique sous-jacente, pourraient être assimilées à des loess déposés dans des conditions climatiques proches des conditions actuelles.

Durant les semaines qui correspondent aux deux transitions entre saison sèche et pluvieuse, le régime des vents est très irrégulier, oscillant entre les directions ost et ouest. En début de saison, des pluies apparaissent ainsi, des tornades orageuses avec des vitesses élevées, pouvant dépasser 15 m/sec. En dehors de cette période, les vitesses sont relativement faibles, ne dépassant que rarement 7 m/sec., et de nombreuses journées de calme sont observées durant les deux saisons.

F. LES INDICES CLIMATIQUES.

Les indices d'évaporation, d'évapotranspiration et d'excédent d'eau (tableau 4) et les mesures à l'évaporomètre PICHE (A.S.E.C.N.A.) montrent que les pertes d'eau par vaporisation atmosphérique sont très élevées par suite de la longueur de la saison sèche. Les données fragmentaires ne permettent pas de préciser l'influence de la latitude, mais il est évident que dans

les parties septentrionales où la pluviosité est réduite, la température et la sécheresse de l'air accrues, la durée de la saison sèche plus longue, l'importance de l'évaporation, sous toutes ses formes, est bien plus grande que dans les régions méridionales. Inversement, les excédents d'eau doivent diminuer, au Nord, et intervenir plus longtemps vers le Sud en fonction du déplacement du front intertropical.

Les indices d'érosion, ou de dégradation (FOURNIER, 1958), sont représentés par des valeurs extrêmement fortes, même dans le cas des reliefs peu accentués. Ces indices sont triplés lorsque des reliefs importants existent, comme c'est le cas dans la moitié Sud de la région concernée. Il est donc permis de s'attendre à d'importants phénomènes d'érosion superficielle et de colluvionnement au cours des grosses pluies de saison pluvieuse, principalement au détriment des buttes-témoins cuirassées et des massifs (inselbergs) de roches basiques. L'indice de FOURNIER fait apparaître une diminution de la dégradation spécifique du Sud au Nord, en relation principalement avec la réduction de la pluviosité. Cependant, l'abaissement de la densité du couvert végétal (graminées, arbustes et arbres) selon un vecteur sud-nord doit intervenir dans un sens opposé et tendre à uniformiser les taux d'érosion.

G. LE REGIME DES FLEUVES.

Au cours du premier mois de la saison sèche les marigots, affluents des trois fleuves drainant la région, s'assèchent totalement, ne laissant plus subsister que quelques mares stagnantes et des nappes intra-alluviales d'importance et de débit très variables. Ces dernières présentent cependant une importance très grande pour l'alimentation en eau des villages en saison sèche. Les observations personnelles de début de saison pluvieuse et les traces de remplissage des lits montrent que les volumes d'eau charriés et les vitesses atteintes peuvent être considérables. Le régime torrentiel et subit s'apparente à celui des oueds d'Afrique du Nord. Le profil transversal en "U", très accusé, est dû à ce type

- 35 -

de débit intermittent.

Les régimes des trois fleuves fondamentaux (Gambie, Falémé et Sénégal) suivent de façon atténuée les régimes précédents, c'est-à-dire le cycle des précipitations. Les mesures faites. dans les parties amont des bassins sont rares et généralement non continues. Les variations d'une année à l'autre sont très importantes, en fonction des cycles pluviaux et arides dont la périodicité est encore mal connue. Les données fournies par la Monographie hydrologique du fleuve Sénégal (ORSTOM-M.A.S. -3° volume : ROCHETTE, 1968) regroupent l'ensemble des mesures exécutées et permettent le calcul de moyennes couvrant la période 1903-1968 pour des stations situées sur la Falémé et le Sénégal à l'aval de la zone étudiée. Ainsi, pour la Falémé, à Kidira, le débit moyen annuel global (en m³/sec) est de 195; le débit moyen annuel pour les 10 années les plus humides est de 278, pour les 10 années les plus sèches ce débit est de 112 (quotient : 2,5). La crue médiane est de l'ordre de 2000m³/sec. Le maximum de débit a lieu en moyenne au 4 septembre et les dates extrêmes des maxima se situent entre le 21 août et le 10 octobre. Inversement, le minimum de débit se place en moyenne le 6 juin et les dates extrêmes des minima sont le 21 mai et le 24 juin.

Les moyennes de débits sont quatre fois plus grandes pour le <u>Sénégal</u>, à Bakel, alors que les dates des crues et de l'étiage sont synchrones. En ce qui concerne la <u>Gambie</u> des mesures partielles faites par une mission F.A.O. (1964) indiquent un débit moyen annuel cumulé de 10 milliards de m3. Pour le Sénégal ce débit cumulé atteint 24 milliards de m3.

Depuis 1969-1970, par suite de la faiblesse des précipitations, les débits superficiels sont à peu près nuls en avril et mai dans les cours amont des trois fleuves. Aucune donnée n'est disponible pour chiffrer les débits intra-alluvionnaires qui peuvent persister localement.

MICHEL (1959 et 1969) attribue à ces fleuves des caractères typiquement tropicaux; profil d'équilibre en long irrégulier, avec de nombreux seuils et rapides, capacité de transport limitée

- 36 -

(simple remaniement des galets au cours des crues). Les considérations géomorphologiques permettent à l'auteur de conclure à l'existence d'une période active de recreusement, actuelle, succédant à une période de remblaiement.

2. LES CLIMATS AU COURS DU QUATERNAIRE.

A. LE QUATERNAIRE RECENT.

a. Les données géomorphologiques et stratigraphiques.

Les données paléoclimatiques relatives au Sénégal Oriental sont restreintes, voire hypothétiques.Les conclusions tirées des études géomorphologiques doivent être utilisées avec circonspection étant donné que les processus conduisant à l'individualisation des surfaces cuirassées, bases des systèmes géomorphologiques, demeurent sujets à controverse. Il existe ainsi des arguments en faveur d'une genèse des surfaces, et de leur durcissement ultérieur, soit pendant les périodes franchement arides, puis humides, soit selon une séquence inverse. Pour des âges ne dépassant pas 40 000 ans B.P., les études de stratigraphie quaternaire fine de ELOUARD et FAURE (1967 et 1969) et legconclusions déduites des observations géomorphologiques par MICHEL (1967 et 1969), appuyées sur des datations C¹⁴, permettent d'esquisser la courbe de variation de la pluviosité et du niveau océanique. Ces deux courbes tendent à montrer des évolutions synchrones : les périodes humides semblent contemporaines des transgressions. Les tentatives de comparaison avec les fluctuations plus septentrionales (Afrique du Nord et Europe) associent les périodes humides (transgressions) aux époques interglaciaires, les périodes arides (régressions) aux époques glaciaires définies en Europe. Il est à remarquer que les périodes humides de la zone tropicale peuvent correspondre à des phases sèches en Afrique du Nord. Par contre, les marges méridionales du Sahara reflètent fidèlement le sens de variation des phases climatiques perçu au Sénégal. La figure 12 schématise les conclusions apportées par les auteurs cités dans ce paragraphe.

- 37 -

b. Les fluctuations du Lac Tchad.

Bien qu'intéressant une zone relativement distante de celle que nous étudions, l'étude de SERVANT (1973) sur les fluctuations de niveau et de type de sédimentation du Lac Tchad et de ses confins présente un grand intérêt pour l'évocation du passé climatique de la frange située au Sud du Sahara. En effet, cette zone correspond également à la zone sahélienne et doit refléter, du moins grossièrement, les variations de la moyenne des avancées les plus septentrionales du front intertropical. De plus, cette étude stratigraphique très fine apporte des précisions nouvelles sur le caractère même des phases humides. Ces données ont été reportées sur la figure 12 et permettront ultérieurement d'esquisser une étude de l'emboîtement des processus d'altération dans le cadre d'un modèle de diffusion. Deux autres études, basées sur les fluctuations de niveau du Lac Tchad, sont en cours de dépouillement : elles permettront vraisemblablement d'affiner encore le tableau paléoclimatique du Quaternaire récent de la zone sahélienne à partir de données paléontologiques (diatomées, par S.SERVANT) et palynologiques (J. MALEY):

. Voici l'essentiel des données paléoclimatiques :

-entre- 35 000 et - 20 000 années B.P., une période relativement humide a régné sur la bordure Sud du Sahara actuel ; - entre- 20 000 et -12 000 ans B.P., une phase aride est intervenue ;

de -12 000 à -7 500 ans environ, un climat humide à pluies régulières s'est installé, provoquant la formation de lacs, notamment celui du Tchad, ainsi que ceux du Tibesti ;
succédant à une courte période plus aride, une phase humide, qui se prolonge encore actuellement, fait régner un climat tropical à saisons nettement contrastées.

Il est intéressant de noter que des datations opérées sur des concrétions calcaires provenant de la région de Dakar (LAPPAR-TIENT, 1971) concluent à l'existence de deux périodes humides qui coincident grossièrement avec les périodes récentes les plus humides détectées grâce aux dépôts du Lac Tchad.



Figure 12 - Le climat et le niveau océanique au Quaternaire récent

LAPPARTIENT situe ainsi un épisode humide, lié à la fin de la transgression prénouakchottienne, entre -6 000 et 10 000 années B.P. Le deuxième épisode, correspondant au début de la même transgression, se situe autour de -19 000 années B.P.

c. Variations de la température.

L'évolution de la température au cours du Quaternaire récent est difficilement appréciée à partir de l'étude sédimentologique ou alluviale ; les seuls indices sont d'ordre pédologique (notamment la couleur rouge des formations) mais la datation des processus concernés s'avère généralement délicate. Or, il apparaît que l'étude des carottes glaciaires circumpolaires permet une évaluation des températures de formation grâce aux teneurs en oxygène-18 des strates des inlandsis. Et un résultat important a été obtenu par cette méthode : les teneurs en ¹⁸0, donc les températures qui ont régné au moment de la formation des strates, montrent un synchronisme remarquable entre les carottages du Groenland, entre autres, et ceux de l'Antarctique (DANSGAARD, 1971 et LORIUS, 1973). Il semble donc que les périodes glaciaires (régression) et les phases de réchauffement (transgression) aient une extension planétaire. La figure 13 reproduit une courbe des teneurs en ¹⁸0 (°) en fonction de l'âge des strates glaciaires pour un sondage du Groenland : la comparaison avec les courbes de la figure 12 donne un certain poids au schéma de corrélations précédemment évoqué :

périodes glaciaires (dans les zones tempérées) contemporaines
 de périodes de régression et arides (dans les zones sahéliennes
 actuelles) ;

- périodes interglaciaires contemporaines de périodes de transgression et humides.

(°) : les abscisses sont exprimées en indices de concentration $\begin{array}{r} Rapport & {}^{18}\text{O} : & {}^{16}\text{O} \text{ de l'échantillon} \\ 8 = (& & \\ \hline & & \\ \hline & & \\ Rapport & {}^{18}\text{O} : & {}^{16}\text{O} \text{ de l'eau de mer} \end{array}$

C. J. J.

B. LE QUATERNAIRE ANCIEN.

Pour les périodes plus anciennes, les tentatives de corrálation "phases sèches-régression-formation des glacis" et "phases humides-transgression-cuirassement" restent du domaine de l'hypothèse de travail. Par contre, l'importance des surfaces cuirassées qui ont pu se former depuis le début du Quaternaire (haut-glacis) montre que des périodes tropicales à saisons contrastées ont régné à plusieurs reprises. Ainsi, une cuirasse rattachée à un très haut-glacis a été recouverte à Dakar par une coulée volcanique datée d'environ un million d'années. Cette coulée a ensuite subi, à son tour, une altération chimique poussée et un cuiràssement ultérieur. Par contre, la découverte d'outils acheuléens ou moustériens dans quelques niveaux cuirassés permet seulement de conclure à la postériorité du processus de cimentation par le fer.

Une étude palynologique (LESAGE, in DIENG, 197) basée sur les niveaux du Continental Terminal prélevés dans la région de Tambacounda, montre que l'évolution de la flore est peu marquée depuis l'Eocène : la végétation actuelle semble établie dans la région depuis cette époque mais elle comporte des alternances de périodes dominées par des fougères et angiospermes (phases humides) et de périodes où dominent les graminées et les composées (phases sèches). Malheureusement la nature des dépôts de ces formations continentales n'a guère permis d'établir une stratigraphie et une chronologie fines : les matériaux, sables et kaolinites correspondent aux résidus de l'altération chimique du socle du Sénégal Oriental, transportés vers l'Ouest du Bassin sénégalais pendant les phases rhexistasiques du Tertiaire et du Quaternaire. Les repères chronologiques semblent faire défaut, ou n'ont qu'une valeur locale (nappes de graviers, formations lacustres).

- 40 -



Variation des <u>températures</u> estimée à partir de l'indice de concentration <u>en oxygène-18</u> dans la calotte glaciaire du GROENLAND

(d'après W. DANSGAARD, 1971)

N.B: courbe lissée au-delà de 30 000 ans


CHAPITRE V

LE CADRE VEGETAL

1. CARACTERES GENERAUX.

D'après les ouvrages de caractère général sur la végétation de la zone climatique concernée (AUBREVILLE, 1950, 1959; BERHAUT, 1954 ; TROCHAIN, 1940), le Sénégal Oriental est concerné par le domaine soudanien de la région phytogéographique soudano-deccanienne. De type guinéen au Sud le caractère du domaine devient de plus en plus nettement soudanien en allant vers les latitudes élevées. Au niveau de la dition la végétation possède les caractères des forêts claires et de la savane arborée à arbustive. Quelques lambeaux forestiers, situés le long du cours de la Gambie ou en 'tête des marigots à la faveur d'entailles profondes dans les cuirasses, possèdent des essences nettement guinéennes. Il est vraisemblable qu'il s'agit de reliques d'une couverture forestière beaucoup plus importante mais dont le domaine a été réduit par une évolution climatique contemporaine tendant à une sécheresse plus grande. Mais le recul de la forêt est aussi imputable au nombre élevé de feux de brousse allumés en saison sèche par les agriculteurs (défrichage), les éleveurs (légère repousse consécutive au brûlis) et surtout les chasseurs (visibilité quasi nulle lorsque la végétation de graminées, dépassant fréquemment la taille humaine, est intacte).

L'aspect qui intéresse plus particulièrement cette étude est celui des relations entre le couvert végétal et le support minéral. En effet, les données écologiques d'une association botanique permettent fréquemment de préciser la nature des conditions physico-chimiques qui règnent dans un sol tout au long des saisons annuelles. Ces données possèdent un caractère moins aléatoire qu'une description et des analyses, localisées dans le temps, ou des extrapolations à partir de considérations géomorphologiques. En outre l'existence éventuelle de liaisons plantes (espèces individuelles ou associations) - substratum géologique serait précieuse pour la cartographie dans les zones dénuées d'affleurements.

La seule étude faite dans cette optique est celle de G.FOTIUS (1967) dans le secteur de Kanéméré qui a fait l'objet en outre d'une étude pédologique (BALDENSPERGER, 1965) et géologique (WACKERMANN, 1968).

2. ETUDES PHYTOSOCIOLOGIQUES.

A. LES STRATES HERBACEES.

Les conclusions essentielles de FOTIUS sont lessuivantes (tableau 5) :

- Les groupements végétaux qui se dégagent de l'étude écologique et cartographique sont liés uniquement à la <u>position topogra-</u> <u>phique</u> et à la <u>nature du sol</u>. L'influence de ces deux variables, qui ne sont d'ailleurs pas indépendantes, masque totalement une influence éventuelle du sous-sol.

- Une seule liaison entre plante et substratum se dessine pour l'espèce Merremia Kentrocaulos dont la fréquence de présence est accrue sur les massifs ultrabasiques.

- Le groupement à Loudetia simplex et Schizachyrium sanguineum (groupement J) est lié à la richesse en <u>silice</u> du sous-sol et du sol. Or, ce groupement apparaît principalement en contrebas de plateaux cuirassés, dans les zones de drainage préférentiel. Les espèces Pobeguinea arrecta et Urelytrum sp. associées à ce groupement témoignent d'un engorgement quasi permanent. Ces deux faits ne sont pas sans importance : la cartographie de terrain et l'étude des migrations de la silice m'amènent, par ailleurs, à conclure à une évacuation importante de la silice des matériaux cuirassés ou en voie de cuirassement vers les zones basses situées en aval. D'après l'étude écologique cette migration serait le fait de la nappe semi-pérenne, fréquemment conservée sous la dalle cuirassée pendant une partie importante de l'année, et suivrait le cours des sources, des circulations superficielles et des zones de stagnation aval. Ce processus pourrait être à l'origine des grandes dalles siliceuses, de puissance décimétrique à métrique, des filons de quartz dépourvus d'enracinement, observés près de Kanéméré et de Mamakono, notamment, autour de buttes cuirassées.

Les massifs possédant une grande richesse en carbonates
n'influent pas sur la composition des groupements végétaux.
De même des influences liées aux carences, toxicités ou
réactions positives aux fortes teneurs en oligo-éléments n'ont
pas pu être mises en évidence.

La répartition des groupements apparaît au niveau de la classe,
 du groupe et du sous-groupe ; très rarement au niveau de la
 famille.

B. LA VEGETATION LIGNEUSE.

Je me suis efforcé de poursuivre l'étude phytosociologique de FOTIUS en relevant les associations arborées et arbustives de l'environnement des différents puits creusés dans l'ensemble de la zone étudiée. Ce travail, rendu possible grâce à la collaboration du guide, C. MAKADIAN, et la consultation du Lexique vernaculaire de la Flore du Sénégal Oriental (FOTIUS, 1965), se proposait de relever les éventuelles associations ligneuses avec les classes pétrochimiques d'une part, et les faciès d'altération d'autre part. L'absence de corrélation nette qui se dégage de cette étude confirme les conclusions relatives au secteur de Kanéméré. Les seuls enseignements intéressants ont trait à la répartition de certaines espèces en fonction de la latitude ou de la situation topographique.

a. Répartition en fonction de la latitude.

La plupart des espèces relevées sont présentes dans la zone centrale de la région ; leur énumération ne présente aucun intérêt pour la présente étude. Par contre certains arbres et arbustes sont typiques des zones climatiques extrêmes. Les noms soulignés désignent les espèces notées uniquement soit dans la zone la plus septentrionale (latitudes supérieures à 14° environ) soit dans la zone la plus méridionale (latitudes inférieures à 13° environ). Les autres espèces n'ont pas été trouvées dans la zone extrême opposée. - ELCAU 5 - Les groupements yegétaux et leur liaison avec la

topographie et les sols (d'après POIIUS, 1967)

CROUPLMENT

CEOMORPHO: SCIE

Andropogon pseudapricus. Rhytachne triaristata et Helictropium strigosum

- B Hyparrhenia archaelymandra et Ctenium newtonåi
- C Andropogon pinguipes et Pennisetum sap.
- D Andropogon tectorum et Acalypha senensis
- E Andropogon tectorum et A. amplectens
- F Andropogon amplectens et Hyparrhenia ssp.
- G Andropogon amplectens et A.schire is
- H Elymandra androphila et Schizachyrium nodulosum
- 1 Elymandra androphila, Tripogon minimum et epidagathis sericea

Plateaux cuirassés

Pentes fortes et moyennes

Lithosols sur cuirasses

lithosols sur cuirasses à recouvrement gravillonnaire épais et meuble

CARALTERES PEDOLOGIQUES

litescle sur cuirasses à fissures profondes (végétation sciaphile)

pentes de cuirasses, sols régiques à matériau argilo-sableux

lithosols des sommets de collines de roches neutres, basiques ou ultrabasiques <u>ou</u> pentes de cuirasses à sols régiques argilo-sableux gravillonnaires

sols peu évolués sur granite ou à tendance vertique

sols peu évolués vertiques, sols bruns eutrophes modaux (roches basiques)

sols à fort pourcentage de gravillons ferrugineux ou à fortes teneurs en fer (substratum ultrabasique)

sols peu évolués vertiques, sol. ferrugineux à taches et concrétions, vertisols lithomorphes.

Pentes faibles

N۴

Α

GROUPEMENT

N.

J

K

L

M

GEOMORPHOLOGIE

Bas-fonds

CARACTERES PEDOLOGIQUES

Loudetia simplex et Schizechyrium sanguingum

> Andropogon gayanus øt Beckeropsis unisata

Hyperrhenia emeena et Schizachyrium platyphyllum

Pobeguines arrects at Schizachyrium

sols ferruginsux tropicaux lessivés à teches et concrétions et sols vertiques peu évolués, sols régiques grovillonnaires et kaolinitiques.

sels hydremorphes à pseudogley et sols bruns sutrophes vertiques

sols hydromorphes à pseudogløy sur matériau alluvie-colluviel - sols forrugineux lessivés

sols hydromorphes à gley de surfece ou d'en-

Zone septentrionale (sahélo-sénégalaise) :
 Acacia macrostachya, Borassus flabellifer var. aethiopium,
 Cordia myxa, Pterocarpus lucans,

Sclerocarya birrea.

- Zone méridionale (soudano-guinéenne):

Acacia sieberiana, <u>Albizia chev alieri</u>, Bombax costatum, Butyrospermum parkii, Cordyla pinnata, Dichrostachys cinerea, Diospyros mespiliformis, Dombeya quinquesita, Entada africana, <u>Erythrina senegalensis</u>, Ficus capensis, Ficus exasperata grapholocarpa, Ficus glumosa, <u>Grewia cissoidas</u>, Grewia lasiodiscus, Heeria insignis, <u>Nauclea latifolis</u>, Piliostigura reticulatum, Piliostigura thonningii, <u>Saba senegalensis</u>, Stercospermum kunthianum, Ziziphys mucronata.

b. Ecologie des espèces présentes du Nord au Sud

Les relevés ont permis de sélectionner quelques espèces ligneuses qui sont spécifiques d'un type de sol ou d'arène. Ces espèces peuvent être utiles pour délimiter des zones qui possèdent les mêmes caractères pédologiques ou minéralogiques. Cependant, il est préférable de recourir à des espèces qui présentent une extension géographique très large afin d'éliminer l'influence éventuelle de la zonalité climatique, difficile à cerner par un non spécialiste.

- Espèces spécifiques des matériaux basiques sur pentes :
 Anogeissus leiocarpus, Lannea microcarpa,
 Sterculia setigera.
- Espèces spécifiques des matériaux granitiques sur pentes :
 Maytenus senegalensis, Gardenia triacantha,
 Ximenia americana.

- 45 -

- Espèces spécifiques des matériaux basiques dans les zones basses :

Oxytenanthera abyssinica, Ziziphys abyssinica.

Dans une autre optique, les espèces ligneuses, notées dans l'ensemble de la région mais présentes, au contraire, sur des arènes et sols variés dans toutes les conditions topographiques, peuvent présenter un intérêt en vue de campagnes de prospection phytogéochimiques. On peut ainsi utiliser :

Acacia dudgeoni, Acacia seyal, Annona senegalensis, Combretum glutinosum, Lannea acida, Lannea velutina, Pterocarpus erinaceus, Terminalia macroptera.

A l'intérieur d'une zone réduite, on peut évidemment recourir à une espèce à extension géographique limitée mais à répartition écologique large. Le choix se fait alors surtout en fonction de la profondeur de l'enracinement et de la présence de feuilles jeunes au moment de la collecte. C'est ainsi que dans la région de Mamakono le choix s'est porté sur <u>Cordyla</u> <u>pinnata</u>, sur les conseils de FOTIUS. Mais l'analyse des éléments dans les feuilles collectées n'a pas encore été exécutée à ce jour.

CHAPITRE VI

LE CADRE GEOMORPHOLOGIQUE

1. LE MODELE DU PAYSAGE.

Le modelé de la région étudiée répond à des critères relativement simples. Une étude générale a été effectuée par MICHEL (1969) et je ne peux ici que résumer les points d'observation essentiels.

Le réseau hydrographique est dominé par le tracé des deux. fleuves permanents : la Gambie au Sud, la Falémé plus à l'Est et au Nord, cette dernière rejoignant le Sénégal en amont de Bakel. Les autres cours d'eau ne sont alimentés qu'en saison des pluies, les plus importants d'entre-eux conservant néanmoins une nappe intra-alluviale, plus ou moins drainante, pendant la quasi-totalité de la saison sèche. Ce type de nappe a une grande importance pour l'alimentation en eau des villages et du bétail. Les observations personnelles et les renseignements recueillis indiquent que la circulation de l'eau à la surface du sol et dans les cours d'eau (marigots), en saison des pluies, a un caractère brutal et torrentiel, susceptible d'une déflation importante sur les surfaces non protégées par les cuirasses et d'un creusement important des lits mineurs. On a pu voir précédemment que les indices d'érosion relatifs aux climats soudano-guinéens à sahélo-sénégalais étaient très élevés. A ce propos on peut remarquer que le chevelu dense et tourmenté des lits majeurs des thalwegs semble imputable plutôt à un climat humide à saisons moins contrastées, antérieur, tandis que les conditions actuelles, à forts contrastes, tendent à recreuser profondément des lits mineurs et à rectifier leur cours.

Les altitudes des vallées, plaines, plateaux et reliefs sont commandéon par le tracé des deux fleuves précédemment cités. La zone méridionale est ainsi régie par le tracé d'abord nordgud, puis ost-ouest de la Gambie. La partie orientale et septentrionale, par contre, est dominée par le tracé nord-nordest de la Falémé. Les côtes des niveaux de base et des reliefs moyens et maxima des zones étudiées s'abaissent donc progressivement du Sud-Est vers le Nord-Ouest, ainsi que le montrent les valeurs suivantes, disposées du Nord au Sud :

Zones	Niveau de base	Reliefs moyens	<u>Reliefs maxima</u>	
Takoutala	60-70 m	120 m	175 m	
Soréto	d°	160	330	
Mamakono	160	260	415	
Kanéméré	150	250	305	
Bagnonba	160	310	720	

La région de Mamakono constitue une zone particulière, à cotes élevées, située à l'interfluve Gambie-Falémé.

Les collines, non cuirassées, qui dominent le paysage sont en majorité formées de roches basiques, ultrabasiques, ou encore de quartzites alors que les zones tabulaires ou basses sont constituées de roches plus acides (granites, gneiss, diorites ou roches quartzo-phylliteuses).

Ce schéma n'a toutefois un caractère affirmé que dans les zones où l'importance du cuirassement est réduite (démantèlement poussé ou faible épaisseur du manteau d'altération). En effet, l'histoire géomorphologique de chaque bassin versant conditionne nettement les formes de relief actuelles : la protection assurée par le cuirassement antérieur peut jouer davantage que la résistance à l'altération mécanique ou chimique d'un massif rocheux.

Le modelé peut également révéler des structures préférentielles d'ordre pétrographique ou tectonique. Ainsi les lentilles ultrabasiques (Kanéméré), les bancs quartzitiques alternant avec des formations quartzo-phylliteuses, moins résistantes (Boundou Dioé), les virgations tectoniques subies par des amphibolites (Mamakono), les failles marquées par des remplissages de quartz et d'épidote (Kanéméré), sont parfaitement marquées en relief dans le paysage et influencent le tracé des thalwegs. L'étude stéréographique des photographies aériennes apporte à cet effet des informations nombreuses ; cependant le couvert végétal est relativement important dans la partie méridionale et le manteau d'altération ainsi que le recouvrement

- 49 -

colluvial peuvent masquer totalement les caractères géologiques. En outre les clichés aériens pris en saison sèche, marquent fréquemment les surfaces brûlées (taches sombres) et les graminées sèches (taches claires). Certains artefacts d'orientation sont ainsi à rattacher à la direction des vents dominants de saison sèche : Est à Nord-Est.

2. LES CUIRASSES.

La présence des cuirasses constitue un facteur essentiel du modelé des paysages et, par voie de conséquence, des processus d'altération. Ces cuirasses peuvent constituer soit de grandes surfaces basses soit des coiffes de buttes qui dominent l'ensemble du paysage. Une étude régionale en a été faite par MICHEL (1969) d'un point de vue géomorphologique. L'étude géochimique d'un certain nombre de surface a été entreprise par le B.R.G.M. pour la Direction des Mines du Sénégal, à Tinkoto et Lakanta (conclusions non encore publiées). Je n'ai donc pas jugé utile d'aborder à fond ce problème dans le cadre de cette étude des phénomènes d'altération. Néanmoins de nombreux points sont communs à ces deux domaines ; les études de terrain et les tentatives de compréhension de l'altération météorique ne peuvent pas faire abstraction de la présence des cuirasses.

A. EXTENSION ET IMPORTANCE DES CUIRASSEMENTS.

J'ai déterminé l'importance des surfaces cuirassées par rapport à la surface totale des roches cristallines (granitiques à basiques) en mesurant la longueur des segments découpés respectivement sur des parallèles espacés de 5', à l'échelle du 1 : 200 000°. La figure 14 montre ainsi de façon frappante que l'importance de la couverture cuirassée est en liaison directe avec la latitude, c'est-à-dire de la répartition des isohyètes actuelles, et vraisemblablement quaternaires (voir les isohyètes de la digure 1). L'importance du cuirassement, pratiquement nul vers 14°, croît vers le Sud pour atteindre 75% à la frontière guinéenne (12° 20'). Afin de vérifier que cette évolution n'est



Figure 14

Distribution des surfaces cuirassées et granitiques en fonction de la latitude pas due en fait à une proportion différente des massifs acides et basiques, j'ai fait figurer en outre le pourcentage des surfaces granitiques par rapport à l'ensemble des formations cristallines, en fonction de la latitude : les maxima et minima de cette dernière courbe n'influent pas sensiblement sur la proportion des surfaces cuirassées. Par contre ils déforment légèrement la courbe figurative de la moyenne des dimensions des cuirasses : les carapaces recouvrant les grands plateaux granitiques de la région de Saraya, notamment, ont des dimensions nettement supérieures aux cuirasses individualisées sur les massifs basiques. Les surfaces conservées actuellement sont évidemment les reliques des surfaces initiales. Mais comme l'érosion agit principalement sur la bordure de ces formations elle doit être, en première approximation, proportionnelle à la périphérie, donc au diamètre moyen des cuirasses ; et ceci dans une zone climatique donnée. Nous avons vu que par le jeu contradictoire de la pluviosité et du couvert végétal l'importance de l'érosion doit être sensiblement constante du Nord au Sud. Une extrapolation au Quaternaire moyen et récent ne devrait donc pas modifier sensiblement l'importance relative des surfaces cuirassées avec la latitude. En l'absence de processus de cuirassement actuel les pourcentages absolus des surfaces cuirassées, par contre, ont pu être plus élevées.

B. SIGNIFICATION GEOMORPHOLOGIQUE DES CUIRASSES.

Les études géomorphologiques réalisées en Afrique de l'Ouest ont toutes mis l'accent sur le rôle important joué par le cuirassement dans l'évolution historique et la configuration présente du modelé. La résistance plus grande à l'érosion mécanique et chimique, par rapport aux manteaux d'altération non protégés, imprime un caractère "jurassien" et "karstique" aux paysages : les niveaux cuirassés donnent naissance à des formes tabulaires, des buttes-témoins, des plateaux et plaines "structurales" ; le dessin irrégulier des cours d'eau est directement tributaire de ce type de modelé. Les mécanismes d'érosion mécanique et chimique créent en outre des falaises abruptes, des dolines et des cheminements d'eaux souterraines, ainsi que des captures.

- 51 -

Mais l'analyse géomorphologique s'est efforcée en outre de reconstituer l'histoire de ce modelé. L'observation de raccords entre des surfaces cuirassées et des terrasses fluviatiles (Sénégal et Gambie) a donné naissance à une vision spatio-temporelle des formations cuirassées, même dans le cas cù ces formations sont situées loin du lit mineur des fleuves. MICHEL (notamment 1969) a ainsi pu établir un système de relations étroites entre l'âge des surfaces et l'étagement progressif du niveau de base de la Gambie et du Sénégal. On peut schématiser ainsi les conclusions de cet auteur, en partant des surfaces les plus élevées :

Niv	veau cuirassé	Niveau de base fluvial	Age
l°	surface d'apla-	surface du Labé (Guinée)	Jurassique infé-
	nissement		rieur à moyen (?)
2°	surface d'apla-	surface de Dongol	Crétacé (Albien ?)
	nissement	Sigon (Guinée)	, ,
з°	surface d'apla-	Surface du Fantofa	Eocène inférieur
	nissement	(Guinée)	
	relief intermédiaire	relief intermédiaire	Pliocène
	haut glacis	haute terrasse	Quaternaire ancien
			et moyen
	moyen glacis	moyenne terrasse	-d°-
	bas glacis	basse terrasse	-d°-
	(non cuirassé)		
	niveau actuel	l° et 2° remblais.	Quaternaire récent
	(non cuirassé)	levée et lit mineur	

Les deux premières surfaces d'aplanissement ne sont pas représentées dans la zone étudiée ; des témoins sont, par contre, décrits, plus au Sud, en Guinée dans le massif du Fouta Djalon. Quelques lambeaux de la troisième surface sont signalés près de Lakanta et de Mamakono. Leur raccordement est obtenu en suivant l'étagement des différents niveaux, définis par leurs cotes respectives, depuis le niveau de base actuel. D'autre part ces trois surfaces sont caractérisées par la présence de masses plus ou moins importantes de gibbsite et boehmite, alors que celles-ci font défaut dans les niveaux inférieurs, à l'exception de quelques inclusions, héritées, dans le niveau intermédiaire.

Le relief intermédiaire est représenté par des témoins cuirassés démantelés à Tinkoto et près de Mamakono. Comme les niveaux précédents, ces lambeaux coiffent un manteau d'altération essentiellement kaolinitique et ferrifère, très épais (plusieurs dizaines de mètres), et individualisé sur un substratum nettement basique.

Les haut et moyen glacis, quaternaires, forment donc l'essentiel des surfaces cuirassées. Selon l'importance de leur surface initiale ou des processus d'érosion ultérieurs, ces niveaux occupent de vastes plateaux ou au contraire de petites buttes-témoins, d'importance hectométrique le plus souvent. La forme topographique superficielle est toujours ondulée, avec une pente générale, en direction du mariget majeur le plus proche, de l'ordre de 10 à 20 pour cent (5 à 10 degrés). Dans le cas des buttes-témoins cuirassées la surface à la forme d'une conque dont les lignes d'écoulement des eaux peuvent atteindre des pentes de 25 à 35 pour cent (15 à 20°).

Le bas glacis et les lits mineurs et majeurs des cours d'eaux, fonctionnels actuellement, ne présentent pas de marques de cuirassement notable. Des ferruginisations et des indurations locales ne dépassent que très rarement le stade de la carapace ferrugineuse (friable à la main ou au piochon). On peut noter également que le démantèlement actuel des cuirasses libère sur les pentes aval une nappe de gravillons ferrugineux d'épaisseur décimétrique mais dont l'extension latérale ne dépasse guère la rupture de pente, au pied de la cuirasse, sinon de quelques dizaines de mètres. La dissolution chimique de ces nodules s'avère ainsi très rapide dès qu'ils ne sont plus inclus dans un matériau riche en hydroxydes et oxydes de fer.

- 53 -

La terminologie employée (surfaces d'aplanissement, glacis) est conforme à l'interprétation historique et fonctionnelle attribuée à l'étagement des surfaces cuirassées. L'ensemble des études géomorphologiques s'appuient sur l'hypothèse de l'existence d'une pénéplaine à peu près parfaite jusqu'au Crétacé. Une divergence apparaît ensuite dans l'explication de la formation des reliefs postérieurs. Alors que les géomorphologues français inclinent vers des nivellements successifs sous forme de pénéplanation (les reliefs anciens n'ayant plus qu'un rôle de fournisseurs de graviers et de fer dissous, les religues étant des imperfections dans cette pénéplanation) d'autres chercheurs font appel au modèle de la pédiplanation. Ainsi SELIVERSTOV (1965), confirmant l'analyse de PENCK et KING (1953), explique les variations dans l'alimentation des placers aurifères en Guinée par l'emboîtement fonctionnel des gradins. Une des caractéristiques du style d'érosion propre au climat semi-aride consiste dans la formation de dépressions fermées et semi-fermées (dolines), distribuées en chapelets, qui finissent par se réunir et donner des surfaces plus basses (surfaces de dénudation, structurales et d'accumulation). Cet auteur est ainsi amené à distinguer les surfaces d'importance locale des surfaces cycliques, générales pour l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest.

En fait les deux modèles d'interprétation sont très proches : le <u>temps</u> constitue le facteur primordial de l'étagement et du faciès des niveaux cuirassés, la nature du substratum n'a qu'une incidence minime ; les périodes arides provoquent, depuis le Pliocène, l'élaboration de glacis importants dans les parties inférieures des bassins versants ; les périodes humides, par contre induisent la cimentation de ces formations colluviales et alluviales par l'intermédiaire du fer dissous, en amont, grâce à une altération chimique intense des reliefs résiduels (massifs rocheux, buttes altérées précédemment et cuirasses antérieures).

Je reviendrai, dans la cinquième partie, sur ce problème de l'origine des matériaux cuirassés et des processus probables de cuirassement à la lumière des informations micromorphologiques, géochimiques et chimico-physiques apportées dans cette étude.

DEUXIEME PARTIE

LES TRANSFORMATIONS MINERALOGIOUES

ET STPUCTURALES

INTRODUCTION.

Le manteau d'altération du socle cristallin présente deux aspects fondamentaux, généralement tranchés, mais qui peuvent montrer localement des termes de transition. D'une part, les arènes épaisses (plus de 10 mètres), de nature principalement kaolinique, fréquemment recouvertes par une formation riche en fer ou par des débris de cette formation. Leur position géomorphologique, sous forme de buttes-témoins qui ont partiellement résisté aux processus d'érosion grâce à la couverture ferrifère, montre que leur évolution a pu se produire durant des laps de temps relativement longs. D'autre part, les arènes peu épaisses (la roche non altérée se trouvant à moins de 6 à 7 mètres de profondeur), renfermant des argiles gonflantes, qui occupent les autres sites : zones de thalweg, plaines et versants de collines érodés.

En vue de saisir les points communs et les différences entre les processus d'altération dans ces deux types d'arènes, sur roches de composition variée, dans des positions topographiques étagées et sous des pluviosités différentes, 83 puits ont été foncés dans six zones réparties du Nord au Sud, le long de la Série éruptive de Mako. Parmi ces puits, 53 se sont révélés intéressants par suite de l'homogénéité relativement grande des matériaux. Ils ont fait l'objet de prélèvements à raison d'un tous les 50 cm (25 cm à la base). Ces échantillons ont été analysés au point de vue pétrographique, granulométrique, diffractométrique et chimique. En outre, trois sondages permettent d'étendre l'étude des processus en profondeur (Tableau 6).

Certains puits ont été foncés dans des arènes de nature granitique afin d'établir des points de comparaison avec les arènes dioritiques et gabbroïques. En revanche d'autres n'ont révélé leur composition granitique qu'après examen des lames minces et étude de leur composition chimique. Ils confirment les conclusions ayant trait aux erreurs d'appréciation de l'extension des formations basiques qui caractérisent les cartes géologiques de la région. Ils mettent également en évidence les difficultés rencontrées dans l'examen macroscopique des affleurements par suite des transformations minéralogiques et structurales qu'ont subi les faciès pétrographiques sous l'influence des processus météoriques.

Le microscope s'est avéré un outil d'observation et de diagnostic précieux jusqu'aux tailles ultimes des limons fins. On peut d'ailleurs trouver uncertain nombre de concordances entre les limites des principales fractions granulométriques, elles-mêmes fondées sur des critères mécaniques, et les possibilités de diagnostic du microscope optique. Ainsi, les grains supérieurs à 40-50 microns (sables) permettent en règle générale le diagnostic de l'ensemble des paramètres optiques ; on peut parler de taille cristalline. En-dessous de cette limite, et jusqu'aux tailles de quelques microns, forme, couleur, indices, biréfringence sont encore perceptibles mais l'étude des axes optiques et de l'allongement n'est plus possible. C'est le domaine des éléments microcristallins dont les tailles correspondent à celles des limons. Le pouvoir de résolution aux plus forts grossissements, à l'immersion, étant de l'ordre de 2 à 5 microns, selon les indices de réfraction et l'épaisseur de la lame mince, l'individualité des éléments plus petits, même parfaitement cristallisés, ne peut plus être mise en évidence par le moyen optique. C'est le domaine des éléments cryptocristallins qui coïncide avec celui des argiles granulométriques.

D'ailleurs, comme on le verra ci-dessous, il est possible de décrire les faciès d'altération météorique et les faciès de sols à l'aide de la seule terminologie pétrographique et minéralogique. La floraison des néologismes, d'origine principalement anglo-saxonne, rend la lecture des descriptions microscopiques malaisée, sans apporter d'élément supplémentaire aux possibilités d'interprétation des structures observées (WACKERMANN, 1966).

Afin de couvrir le plus largement possible l'ensemble des fractions granulométriques des arènes, des spectres de diffraction ont été réalisés à la fois sur les tranches argileuses, les tranches limonitiques et l'ensemble du matériau, soit à partir de poudres, soit à l'aide de lames pétrographiques non recouvertes par une lamelle couvre-objet. Les fractions d'argiles (inférieures à 2 microns) et les limons fins (particules comprises entre 2 et 20 microns) permettent une étude plus poussée des minéraux phylliteux par le renforcement de leurs raies diffractométriques après le dépôt de couches orientées et par essais de gonflement et de chauffage. Par contre, le protocole de dispersion, d'extraction et de sèchage des argiles et des limons peut altérer partiellement les

- 56 -

Tableau 6 - Situation géographique et géomorphologique des profils analysés • .

.•

Zones d'études	Position topograph-	Granites	Diorites	Gabbros alcalins	Gabbros magnés ⁵	Pyroxén ⁸			
Gabou L: 12°25: 1: 14°43'	versant	٠	G-10(°)	G-5(°)	·				
Boundou-Dioé L: 12°02' 1: 14°12'	plaine lit majeur	D-1 D-2	D-4 D-3		• •				
Bountoulogo (Takoutala) L: 12°13' 1: 14°12'	plaine -	T-5	T-1 T-2 T-3	T-4	•				
<u>Soréto</u> L: 11°52' l: 13°33'	sommet versant pied de v [±] plaine -	<u>S-10</u> S-8 S-9 (S-3) (S-1) S-11 (S-12) S-16	: e_12	S-7 S-5 S-6 S-15	S4				
<u>Mamakono</u> L: 12°03' l: 13°11'	sommet versant pied de v^{\pm} plaine	M6 M-10	M-7 M-8	<u>M-1</u> M-2 M-3 M-4 (M-5).	. M-9				
<u>Kanéméré</u> L: 12°11' 1: 12°53'	versant pied de v [±] plaine - lit majeur	<u>K-17</u> (K-16)(K-31) (K-12) K-18	K-25 (K-23) K-26 (<u>K-10</u>) K-27 (K-14)(K-24)	K-1 K-9 K-15 (K-7)(K-19) K-22 K-37(°)	K-29 K-6 K-13 K-28	K30 K3			
Bagnonba L: 12°22' 1: 12°43'	sommet versant pied de v [±] lit majeur		B-2 (B-3) (B-8)	B6 B7 B-1	В4				
Légende: L : longitude (S-3) : présence de nappe phréatique l : latitude M-l : cuirassement dans le profil									

(°): sondage

édifices phylliteux. Pour limiter cette influence possible les traitements acides préalables ont été supprimés, la dispersion étant obtenue grâce à l'addition d'ammoniaque (à pH 8,0) et le sèchage se faisant en étuve vers 50°.

Les diffractogrammes relatifs aux argiles et aux limons ont, en règle générale, des caractères très voisins. Les phyllites ultimes (montmorillonites, illites, kaolinites) sont un peu plus concentrées dans les fractions argileuses. Les pics sont bien nets et se détachent de la courbe de fond sans qu'il soit nécessaire de recourir à des traitements basiques et acides préalables : il apparaît ainsi que la fraction mal cristallisée ou amorphe est très peu représentée dans les arènes étudiées. Les pics relatifs aux édifices phylliteux sont encore perceptibles, bien qu'atténués, sur les diagrammes obtenus à partir du matériel tout-venant, mais ces diagrammes révèlent la persistance de silicates primaires dans la plupart des arènes et des sols.

L'analyse thermique différentielle et pondérale (+) a permis de compléter, pour un certain nombre de profils, les informations données par les diffractogrammes. L'analyse pondérale fournit un moyen de dosage quantitatif des différentes espèces minérales. L'analyse thermique différentielle permet, d'une part, de déceler la présence de kaolinite dans le cas de mélange avec des structures chloriteuses (identité des pics de diffraction). D'autre part, le déplacement des pics thermiques dans le cas des smectites indique la prépondérance du fer, du magnésium ou de l'aluminium dans les édifices phylliteux.

- 57 -

 ^{(+) :} Analyses thermiques différentielles et pondérales effectuées par A. CHAUVEL et C. TOBIAS au Laboratoire de Chimie de l'Université de Dakar et par G. PEDRO, D. TESSIER et M. CARN au Laboratoire des Sols du C.N.R.A. à Versailles.

CHAPITRE I

UN EXEMPLE TYPE D'ALTERATION METEORIQUE

DESCRIPTION DU SONDAGE KANEMERE-37

Ce sondage a été foré en 1970 dans le but de saisir les premiers stades de l'altération des roches basiques en profondeur. Les puits foncés à la main ne permettent pas de dépasser le niveau des faciès encore durs mais dans lesquels se manifestent déjà des transformations minéralogiques et géochimiques nettes. En outre, aucun des sondages forés dans le cadre des pros**p**ections minières antérieures ne concerne des faciès homogènes de massifs basiques et leur manteau d'altération.

Le sondage K-37 a été implanté à proximité immédiate du puits K-6, foncé en 1964, à 3 km au Sud-Ouest de Kanéméré, en bas d'une pente de 5° (10 pour cent) vers l'est, longue de 750 m, et à 300 m d'un marigot pérenne, réunissait les meilleures conditions d'une représentativité moyenne des profils d'altération de massifs basiques grenus soumis à un drainage modéré. Par ailleurs, cette zone est caractérisée par l'absence de cuirassement ou de butte-témoin kaolinique et par la faible importance du recouvrement colluvial. En outre, aucune trace de nappe phréatique n'a pu être décelée dans ce puits un mois après la fin des pluies.

Le profil peut être subdivisé en quatre tranches principales d'après la répartition des faciès minéralogiques et des microstructures. A une profondeur supérieure à 10 mètres les assemblages macrogranulaires de pyroxènes et de feldspaths sont prédominants. Des transformations minéralogiques locales donnent naissance à des plages microcristallines isolées ou en filonnets. Entre - 10 mètres et - 2,5 mètres les transformations minéralogiques détruisent progressivement les assemblages cristallins initiaux tout en respectant l'architecture. Entre les niveaux - 2,5 et _ 1 mètres cette architecture est totalement effacée mais le réseau de diaclases demeure conservé. Au-dessus de 1 mètre de profondeur, la densité du chevelu racinaire et des galeries zoogènes détruit le réseau des diaclases et une architecture fondée sur des agrégats pédologiques prédomine.

1. NATURE DE LA ROCHE ORIGINELLE.

Bien que de légères variations de grain et de composition chimique apparaissent entre - 10 m et - 50 m, l'ensemble des carottes de sondages montre qu'il s'agit principalement d'un massif de <u>gabbro magnésien à grain moyen</u>, de couleur noire à verdâtre, sillonné de filonnets de calcite dont la porosité élevée a provoqué d'importantes pertes d'eaux lors des travaux de forage. La valeur du drainage, dont l'appréciation est basée généralement sur la porosité du matériau lui-même et la situation topographique, peut être ainsi influencée par des circulations profondes le long des filons et des interstices du réseau de diaclases ; ce type de drainage n'était pas perceptible à partir du puits K-6 profond de 2,5 m.

Les macrocristaux de plagioclases et de pyroxènes (500 microns à un millimètre) représentent environ 50 à 70 % du volume total. Les plagioclases sains sont des oligoclases ou andésines à 30 % d'anorthite (formes trapues ou allongées). Cependant, ils peuvent être partiellement séricitisés et saussuritisés (pistachites, zoïsites, quartz, de taille cristalline). Leur teneur en anorthite, lorsqu'elle est encore chiffrable par des moyens optiques, est alors abaissée notablement (23 % d'anorthite à la limite de l'effacement des macles polysynthétiques). Les pyroxènes (augites, diopsides et hédenbergites), sains dans une plus grande proportion que les plagioclases, sont cependant fréquemment transformés, à leur périphérie, en chlorites, en fibres de trémolites, ou marqués par une coloration jaune à brune. Les clivages, les macles et les fissures constituent également des surfaces par lesquelles débutent les transformations et la coloration. La biréfringence des zones internes des pyroxènes, au contact des fractions chloritisées, se trouve abaissée : la pseudomorphose en chlorite exprimée est donc précédée de modifications du réseau. Des déformations des plans de macles et de clivages s'observent également dans la zone de chloritisation, de même que dans les parties séricitisées ou saussuritisées des plagioclases. Lorsque la chloritisation affecte l'ensemble d'un cristal de pyroxène, un amas de cristaux de chlorite désordonnés, ou en paquets de cristaux parallèles ou radiaux, conserve le dessin des pourtours initiaux. Des granulés de quartz et de carbonates accompagnent la genèse des minéraux secondaires : séricites, épidotes, zoïsites, issus des feldspaths et des pyroxènes.

2. LES TRANSFORMATIONS INITIALES.

Les transformations minéralogiques évoquées ci-dessus peuvent prendre localement une importance plus grande au point de substituer aux macrocristaux initiaux des plages microcristallines. Ces transformations sont surtout importantes aux épontes des fissures et des filons de calcite. La roche prend alors une coloration macroscopique nettement verdâtre et l'examen microscopique est susceptible de diagnostiquer une association de macrocristaux (minéraux non transformés) avec un fond microcristallin (domaines transformés).

Le fond microcristallin est constitué par un amas de cristaux, de quelques microns à quelques dizaines de microns de longueur, rassemblant les espèces minérales secondaires, citées ci-dessus, et les reliques de même taille des minéraux primaires. Si certaines plages contiennent indifféremment l'ensemble des espèces, la plupart d'entre elles sont néanmoins constituées par les seuls produits de transformation, soit des plagioclases (séricites, épidotes, quartz, calcite), soit des pyroxènes (chlorites, quartz, calcite). Des géodes de chlorites à structure concentrique et radiale, organisées fréquemment autour d'un résidu pyroxénique, sont fréquemment bordées d'un liseré de quartz-calcédoine-épidotes, de quelques dizaines de microns de puissance. Les sphérules de quartz accollées sont prolongées par des franges fibreuses qui s'insèrent entre les lamelles rayonnantes de chlorites. D'autre part, les plages à séricitesépidotes-quartz prépondérants dessinent généralement des formes reliques d'anciennes baguettes feldspathiques. A un faible grossissement et à l'oeil nu, le grain millimétrique originel est ainsi fréquemment décelable même dans les parties de la roche totalement transformées. Une étude microscopique non minutieuse risquerait, par contre, d'y reconnaître une structure microcristalline parsemée de phénocristaux.

La roche renferme en outre des amygdales et des filonnets de quartz, assemblé en figures de puzzle et associé à des grains d'épidotes, dispersés ou en agrégats. Les amygdales et filonnets de calcite, contenant par ailleurs du quartz, des épidotes et des chlorites à l'état dispersé, sont moins fréquents mais de taille généralement supérieure aux premiers. Des granules de sulfures et d'oxydes opaques parsèment la roche mais peuvent atteindre localement des densités relativement importantes.

- 61 -

3. LES TRANSFORMATIONS LIEES A L'EVOLUTION DES TENEURS CHIMIQUES.

Au-dessus d'une profondeur de 10 mètres, la teneur en eau non liée croît nettement au-delà de la valeur moyenne des niveaux sous-jacents (0,05 à 0,15 %). Concurremment, les teneurs en magnésium, calcium, sodium et potassium diminuent notablement (figure 15). Ces manifestations constituent le point de départ des processus d'hydrolyse qui comportent des échanges avec le milieu extérieur à la roche par l'intermédiaire de la phase aqueuse.

A. LES TRANSFORMATIONS PROFONDES.

Les transformations des minéraux primaires décrites précédemment prennent une importance volumique considérable au-dessus de 10 mètres. La plupart des plagioclases et des pyroxènes sont l'objet d'attaques à partir de leurs bordures, des fissures ouvertes et des directions de clivages faciles.

Ainsi, dans un grand nombre de plagioclases, des granules microcristallins d'épidotes (pistachite) envahissent les zones périphériques et les épontes des fractures. Des granules de quartz accompagnent fréquemment ces transformations. Certains plagioclases montrent un type de transformation nettement différent : alors que les zones périphériques et celles situées au contact des fissures, clivages et plans de macles acquièrent une structure spongieuse à cavités microcristallines, les parties centrales voient leur biréfringence croître nettement (teintes du deuxième ordre) et des individus phylliteux, microcristallins, à orientation optique désordonnée, forment des amas plus ou moins denses dans les zones centrales. Ces phyllites présentent des caractères optiques plus proches des vermiculites et des montmorillonites que des séricites (biréfringence faible). Elles peuvent être mélangées à quelques épidotes mais elles sont spécifiques de ce niveau de transformations.

Les pyroxènes voient, par opposition, leurs indices optiques et leur biréfringence diminuer notablement, surtout au contact de la zone périphérique de transformation en chlorites et quartz microcristallins. Certaines fractions de la roche, surtout celles au contact des filons de calcite relativement poreux, sont carac-

- 62 -



Figure 15 - Variation des caractéristiques géochimiques du sondage K-37

térisées par le développement des liserés jaunes des pyroxènes. Cette transformations conserve le réseau des clivages et les orientations des macles mais elle provoque l'abaissement de la biréfringence.

Vers 6 mètres de profondeur, la plupart des plagioclases, y compris les reliques des plages microcristallines présentes, avant l'intervention des processus d'hydrolyse, sont remplacés par des plages, de même taille, formées par des amas de cristaux d'épidotes généralement incolores (pistachite) ou légèrement roses (piémontite) en lame mince, et de quartz, nettement moins abondant. La taille des cristaux élémentaires est très variables mais est généralement de l'ordre de quelques microns à une dizaine de microns. La proportion de reliques de pyroxènes est légèrement supérieure à celle des feldspaths mais les cristaux intacts sont rares. La destruction des réseaux pyroxéniques créée des domaines microcristallins de chlorites et de quartz nettement plus abondants que dans les niveaux sousjacents. Parallèlement, les cristaux de calcite sont totalement dissous ou remplacés par des masses cryptocristallines de calcite. Une macroporosité est ainsi créée à la place des filonnets et filons de calcite. Elle s'ajoute à la microporosité due au fait que les cristallites secondaires, qui remplacent les cristaux de pyroxènes et de feldspaths, sont pour partie non jointifs.

A 5 mètres de profondeur, le matériau est constitué essentiellement de trois types de plages : les amas micro-à cryptocristallins d'épidotes et de quartz d'une part, de chlorites et de quartz d'autre part, qui remplacent respectivement les anciens cristaux de plagioclases et de pyroxènes, et en outre les amas de chlorites rayonnantes et de quartz sphéroïdaux de grande taille (quelques dizaines à quelques centaines de microns) hérités des transformations profondes. Quelques plagioclases présentent un habitus spongieux et vacuolaires, dépourvu de phyllites, épidotes et quartz. Une dissolution préférentielle de ces minéraux secondaires, ainsi que de la calcite, a pu opérer, conférant aux plagioclases cet aspect "lavé" ; mais pour ce niveau, on ne peut totalement écarter l'hypothèse d'une importance originelle moindre de la saussuritisation ou de la montmorillonitisation. Cependant, les rares plagioclases résiduels qui renferment ces minéraux secondaires présentent une coloration jaune, ainsi que leurs inclusions, indice vraisemblable d'un début d'hydrolyse. Les macropores du

٠١

- 63 -

matériau sont fréquemment entourés d'un liseré jaune à jauneorange, marqué surtout au contact des augites et des chlorites. Les fissures de ces minéraux et les épontes des filonnets sont bordés par une frange d'hydroxydes et oxydes, oranges à bruns.

B. LA GENESE DES VERMICULITES.

Les liserés colorés qui apparaissent, dans les chlorites, au contact des macropores, correspondent à une modification de leur réseau. En effet, la teinte résultante, vert-brun, légèrement pléochroïque, est accompagnée d'un accroissement de la biréfringence qui atteint les teintes de la fin du premier ordre. Ce sont là les caractères optiques des vermiculites dont les axes optiques concordent avec les directions initiales des chlorites. Dans les cristaux colorés de grande taille, on peut fréquemment observer des alternances de feuillets intacts (chlorites) et de feuillets transformés (vermiculites présentant tous les stades intermédiaires de coloration naturelle et de biréfringence), créant une interstratification grossière selon les plans (001).

Certains plagioclases renferment également quelques phyllites à caractères de vermiculites : il peut s'agir de néogenèses dans les alvéoles des habitus spongieux, à partir d'éléments dissous dans les plages ferromagnésiennes, ou) plus vraisemblablement de la transformation pseudomorphique des phyllites incolores dont il a été fait mention précédemment. En effet, on peut observer localement la coexistence des deux types de phyllites et leurs tailles sont comparables.

A la profondeur de 4 à 4,5 mètres, ce type de transformation intéresse l'ensemble des chlorites quelle que soit leur taille et leur origine. Les vermiculites prennent la place des chlorites antérieures sans que la structure d'ensemble du matériau soit remaniée ; le processus est de nature pseudomorphique. Ainsi, les domaines à vermiculites-quartz dessinent le fantôme des pyroxènes originels, tandis que les domaines à épidotes-quartz rappellent les contours des plagioclases initiaux. Si les quarttz sont intacts à cette profondeur, une partie des épidotes s'entoure de nuages diffus et leur indice de réfringence diminue.

Aux niveaux - 3,5 et - 3,0 mètres, les chlorites intactes sont rarissimes. Les vermiculites constituent avec le quartz les minéraux

- 64 -

dominants du matériau. Localement, les vermiculites deviennent incolores, en lame mince, alors que leur biréfringence atteint le second et le troisième ordre. Par leurs propriétés optiques, elles acquièrent ainsi des caractères d'édifices micacés dont la gamme des biréfringences s'étend des montmorillonites aux séricites. Dans le cas des phyllites de grande taille, les feuillets sont fréquemment gauchis ou d'allure sinueuse. Les granules isolés et les amas d'épidotes sont remplacés presque totalement par des plages cryptocristallines, d'aspect floconneux, blanches à noirâtres, à faible relief. Le dessin des anciens plagioclases tranche ainsi par rapport aux domaines à vermiculites qui ont pris la place des pyroxènes. Quelques épidotes de grande taille peuvent être colorées, partiellement ou totalement en jaune ; lorsque cette imprégnation concerne des zoïsites, elle s'accompagne d'un accroissement de la biréfringence (irisations vert-jaunes en lumière polarisée).

C. LES MODIFICATIONS STRUCTURALES

La porosité, qui n'a cessé de croître depuis les premières manifestations de l'altération, dépasse ici la moitié en volume. D'abord essentiellement fissurale, elle concerne, à ce niveau, l'ensemble du matériau par le jeu des hydrolyses de tout ou partie des minéraux primaires et secondaires. Les pores créés par destruction des minéraux atteignent généralement des diamètres d'une dizaine à une centaine de microns. Ce net accroissement de porosité coincide avec l'hydrolyse de deux minéraux relativement stables à l'égard des agents météoriques : l'épidote, déjà étudiée, et le quartz. En effet, une partie importante des grains de quartz est envahie, de façon centripète, par une coloration jaune-orange à rougebrun, accompagnée d'une corrosion périphérique diffuse irrégulière et d'une modification du réseau cristallin : en lumière polarisée, les parties teintées font apparaître des extinctions roulantes (déformation continue du réseau), des structures en micromosaïque (pulvérisation avec conservation de la structure dans chaque élément, réorienté par rapport à l'élément voisin) et des figures nébuleuses (structures cryptocristallines, réseaux désordonnés ou détruits). La gradation des structures a généralement lieu dans l'ordre de cette énumération, du centre vers la périphérie des grains et, respectivement, pour les couleurs jaune, orange et

rouge-brun ; cet ordre est vraisemblablement celui de la destruction progressive du réseau cristallin. Les hydroxydes ou oxydes peuvent également tapisser, dans un premier temps, les fractures et le réseau de clivage des quartz et provoquer l'ouverture de ces fissures jusqu'à la division en individus plus petits. Ceuxci ont une morphologie esquilleuse alors que l'attaque du réseau, décrite précédemment, présente au contraire la particularité de corroder.préférentiellement les angles aigus.

Parallèlement à la destruction des quartz préexistants, on peut observer un nombre important de quartz sphéroïdaux de grande taille (plusieurs centaines de microns à l'ordre du millimètre) qui ne peuvent être confondus avec les **quartz** globulaires initiaux. En dehors de l'importance générale de la taille, leur structure est nettement différente : le noyau est formé d'une micromosaïque d'individus, à orientations optiques indépendantes les unes des autres, et la périphérie, intéressant environ la moitié du rayon, est constituée par des individus diffus, à caractères optiques propres à la calcédoine, qui déterminent une bordure floue, irrégulière. En outre, il est remarquable que ces globules ne soient atteints par la ferruginisation qu'à la limite supérieure de l'arène et dans le sol.

La coloration, centripète, des pyroxènes résiduels provoque la formation de pseudomorphoses jaunes à oranges qui présentent les caractères optiques de l'iddingsite et de la goethite, avec un léger pléochroïsme. Mais l'importance volumique de ce phénomène est assez réduite.

4. LA NEOSTRUCTURATION.

La structure de la roche est totalement effacée à partir de 2,5 m. Elle n'est, en effet, plus dominée par la conservation des formes des cristaux initiaux, soit sous forme d'amas de minéraux de néogenèse, soit sous forme de masses cryptocristallines d'oxydes et d'hydroxydes, qui conservaient auparavant les contours des cristaux détruits. Le nouveau "fond" secondaire est formé par un feutrage grossièrement orienté (orientations variables) de vermiculites et de phyllites incolores et par des plages jaunâtres cryptocristallines (leur diamètre peut atteindre le millimètre), parsemées de cristaux de quartz, isolés ou en mosaïques. Il oblitère complètement l'organisation primitive. Des baguettes de plagioclases spongieux et caverneux, fissuré, parfois incurvés, et dont les macles polysynthétiques sont effacées ou parfois discernables sous forme d'ombres à extinction roulante, sont conservées en quelques rares endroits. Quelques grains d'épidotes, dont le diamètre avoisine la dizaine de microns, sont intacts localement. En revanche les nuages secondaires ont totalement disparu.

Cette structure secondaire est conservés jusqu'à la cote - 1,5 m où le feutrage quartzo-phylliteux est constitué de cristaux généralement très petits (quelques microns) mais encore discernables : vermiculites et phyllites incolores, à biréfringence élevée, et les résidus de quartz et de feldspaths. Des plages quartzeuses microà cryptocristallines dont le centre est fréquemment occupé par un cristal plus gros, mais à bordure diffuse, constituent vraisemblablement des reliques des anciennes géodes de chlorites-quartz à structure radiée. De même, des sphérules ou calottes isolées, résidus des anciens entourages quartzeux de ces géodes, subsistent localement : la dissolution d'une proportion importante des géodes et des couronnes est ainsi mise en évidence. En outre, des taches d'oxydes et hydroxydes, quelquefois sous forme dendritique (manganésifères), reproduisent grossièrement les contours des anciens agrégats rayonnants de chlorites.

Entre les cotes - 2,5 et - 1,5 m, on peut observer une densité relativement forte de petits cristaux d'albites limpides, non corrodées ou envahies par des produits secondaires et dont la taille atteint généralement quelques dizaines de microns. Ils présentent des habitus variés : soit de petits cristaux trapus, à bords rectilignes, formés d'un ou deux individus (accolés selon la macle de l'albite), soit - et c'est le cas le plus fréquent - des cristaux aciculaires à bords souvent dentelés ou diffus. Lorsque deux de ces individus sont accolés par maclage, ils prennent en section une configuration de "casse-noisettes", de "bonnet d'âne", ou **en**core de croix ou d'auges. Ces formes sont parfois décelables dans la roche profonde mais elles n'y atteignent jamais la densité observée entre les profondeurs de 2,5 et 1,5 m, et principalement à 1,5 m. En outre, tous les feldspaths qui ne présentent pas cet habitus ont subi une altération totale ou partielle très importante. On peut donc envisager la possibilité d'une genèse secondaire pour ces albites à formes graphiques.

- 67. -

5. LES HORIZONS PEDOLOGIQUES.

Le réseau de diaclases de la roche saine profonde est conservé intégralement (orientations des plans, plans rectilignes, faible ouverture, d'ordre millimétrique) jusqu'à la profondeur de 1,5 m. Les seules transformations observées dans le manteau d'altération consistent en une corrosion des remplissages, éventuels, de quartz et d'épidotes, et surtout dans le dépôt de fines pellicules d'hydroxydes et oxydes de fer et de manganèse. Par contre, à partir du niveau - 1 m, ce réseau disparaît. En même temps, les canalicules dus à l'action des racines et des fouisseurs présentent une densité très importante, sans aucune commune mesure avec celle des niveaux sous-jacents. L'étude microscopique révèle l'apparition d'un nouveau type de structure qui efface totalement les domaines précédents et qui se développe essentiellement en fonction du réseau de pores. C'est le propre des matériaux pédologiques.

L'étude des lames minces relatives au niveau - 1 m révèle en effet l'apparition d'une nouvelle organisation. Le fond quartzophylliteux, incolore à beige, en grande partie cryptocristallin montre, en lumière polarisée, une réticulation produite par le parallélisme des allongements optiques des phyllites, selon des domaines épais de quelques microns ou dizaines de microns et longs de quelques dizaines à centaines de microns. Par contre, des domaines jaunes à oranges, éparpillés au sein du fond clair et dont la taille est généralement de l'ordre de quelques centaines de microns, ne manifestent aucune tendance vers une organisation optique interne. Le squelette minéral est constitué de reliques de quartz, pour partie sous forme de mosaïques à bords diffus, et de reliques peu abondantes de plagioclases désorganisés optiquement, fissurés et fréquemment incurvés.

La réticulation s'intensifie, à la profondeur de 50 cm, dans les domaines clairs. Localement, une organisation sphéroïdale s'y amorce. Les plages colorées par les hydroxydes et oxydes de fer prennent des teintes rouges à brunes et sont bordées par un liseré jaune dont l'orientation optique s'organise parallèlement à la surface externe. Mais cette bordure jaune est en continuité avec le matériau des domaines colorés et du fond clair environnant ; on peut notamment observer des grains de quartz situés à cheval sur ces trois domaines. Les liserés jaunes s'observent également

- 68 -

aux épontes des fissures et des pores, de toutes tailles, qui constituent environ la moitié du volume global du matériau.

A 30 cm, la réticulation, propre au fond clair, devient désordonnée et floue. Le nombre et la taille des plages colorées par les hydroxydes et oxydes augmentent considérablement. Leur coloration devient plus intense et tend vers l'opacité. En fait, on peut fréquemment observer une zonation progressive et irrégulière : au centre la teinte est noirâtre, puis elle passe au brun, au rouge, et vers la périphérie à l'orange et au jaune. Cependant, dans les plages les plus foncées, les intermédiaires entre le noir ou le brun, et le jaune, périphérique, peuvent faire défaut. En fait, cette différenciation de domaines denses à structures concentriques, plus ou moins sphéroïdales, constitue un processus de nodulation ferrugineuse in situ. En outre, un grand nombre de grains de quartz sont imprégnés par des produits ferrugineux, soit dans la masse, soit le long des fractures et clivages. Certains pores sont délimités par une pellicule à orientation optique parallèle aux épontes, de couleur jaune à orange, semblable aux pellicules qui bordent les nodules ferrifères. La zonation et l'orientation optique sont généralement plus marquées et plus régulières que dans les zones externes des nodules.

L'horizon de surface, épais d'environ 20 à 25 cm, est caractérisé par un pourcentage important (environ 50 % du matériau) d'éléments de quartz de toutes tailles, pour partie ferruginisée. Le fond, entièrement cryptocristallin, beige, jaune ou orange, ne présente plus d'orientations optiques préférentielles, sinon autour de grains inclus et surtout autour des pores de toutes tailles qui constellent le matériau. Les nodules ferrugineux sont fortement colorés et ne présentent pas de transition avec le matériau environnant. La comparaison de cet horizon avec le niveau sous-jacent fait nécessairement intervenir, dans l'explication de son individualisation, soit un apport important, superficiel, de quartz externe au profil, soit un départ du matériau argileux par hydrolyse ou mise en suspension dans les eaux drainantes. Les deux processus peuvent d'ailleurs opérer concuremment.

L'étude diffractométrique des fractions argileuses et limoneuses de ces horizons pédologiques indique la présence d'un mélange de montmorillonites (dominantes), d'édifices interstra-

- 69 -

tifiés dont les composants sont : C - V - M₁₄ - M₁₂, de kaolinite (en faibles proportions) et de traces d'illites. Ce spectre minéralogique est comparable à celui qui est observé à une profondeur de 1,50 m (dans l'arène). L'évolution pédologique ne modifie donc pas sensiblement la nature minéralogique des néogenèses dans le profil K-37. Par contre elle correspond à un accroissement relatif des fractions fines par rapport aux fractions grossières.

6. INTERPRETATION.

A. HYDROXYLATION ET HYDROLYSE.

Le stade initial de l'altération météorique implique une accentuation de certaines transformations déjà décelées dans la roche profonde, dans laquelle la teneur en eau non liée est inférieure à 0,20 %. Ainsi, dans le profil étudié, on note à ce niveau un accroissement sensible de la chloritisation des pyroxènes et de la saussuritisation des plagioclases, transformations accompagnées de genèses de cristaux de quartz. Mais la taille des individus néoformés est nettement inférieure : la majorité des plages de chlorites, d'épidotes et de quartz est microcristalline à cryptocristalline. Dans les niveaux profonds, leur taille est cristalline et les plages secondaires sont relativement moins abondantes par rapport au volume total de la roche. Un autre processus apparaît, mais très localement et transitoirement : la montmorillonitisation des plagioclases, non décelée dans les niveaux profonds. Par contre, la calcite, omniprésente dans les plages de chlorites et d'épidotes cristallines des niveaux peu hydratés, fait totalement défaut dans les plages microcristallines qui se développent à partir de 10 mètres de profondeur. L'hydratation plus grande provoque ainsi une élimination hors du matériau du calcium libéré par la chloritisation et la saussuritisation. De plus, les cristaux de calcite antérieurs sont eux-mêmes attaqués et donnent une phase cryptocristalline transitoire avant l'élimination totale.

er :

La chloritisation et la saussuritisation correspondent à un appauvrissement des silicates primaires en éléments alcalins, alcalino-terreux et en silicium et à une entrée dans les octaèdres d'ions oxhydryles (OH). Ces processus d'hydroxylation sont une caractéristique essentielle des transformations qui peuvent
opérer dans les zones supérieures de l'écorce terrestre : épimétamorphisme, retromorphisme, diagenèse, cémentation et, comme on a pu l'observer dans le profil décrit, stade initial de l'altération météorique. Lorsque les transformations s'accompagnent d'un net accroissement des teneurs de l'eau non liée, par suite de la création d'une microporosité intergranulaire ou intracristalline, on peut les qualifier de transformations du premier degré dans un souci didactique (WACKERMANN, 1967). Elles témoignent à la fois d'une incorporation d'ions (OH) aux réseaux et d'une hydrolyse de certains éléments constitutifs de ces réseaux et qui peuvent être soit réintégrés dans les néogenèses, soit exportés en faible proportion du matériau par l'intermédiaire de la phase aqueuse qui les imbibe. On peut noter également que les niveaux qui présentent accidentellement une teneur en H₂0⁻ nettement plus élevée que le toit et le mur (notamment le niveau - 8,5 m, voir la figure 15) sont caractérisés par un abaissement sensible des teneurs en magnésium, calcium et sodium et par un développement très important des plages secondaires. Un drainage exceptionnel, dû à un réseau plus important de filonnets de calcite, semble associé à ce niveau.

B. L'ARENE A RESEAU DE DIACLASES CONSERVE.

Au-dessus de 5 m, les teneurs en eau non liée dépassent brutalement la valeur de 1 % et les teneurs en magnésium, calcaire et sodium décroissent très nettement. C'est à partir de cette profondeur que la genèse de vermiculites se généralise, que les plagioclases sont fortement attaqués et que des hydroxydes et oxydes remplacent les pyroxènes non chloritisés ou tapissent les pores et les fissures. La base de cette arène acquiert une microporosité importante, mais elle reste très cohérente et dure comme en témoigne l'impossibilité de dépasser la profondeur de 2,5 m au moyen de la barre-à-mine et au burin lors du fonçage du puits K-6.

Vers le haut du profil (à partir de - 1,5 m) les édifices phylliteux à base de feuillets vermiculitiques et les épidotes sont remplacés en grande partie par des édifices essentiellement montmorillonitiques et kaolinitiques. Cette évolution coîncide

- 71 -

avec une nette augmentation de la macroporosité et de la microporosité du matériau (accroissement de la perméabilité, donc de l'intensité du drainage).

L'existence de filiations spécifiques des principales espèces minérales primaires ou issues des transformations du premier degré permet à l'arène de conserver sur une grande partie de la hauteur une structure de répartiiton de plages calquée sur la structure originelle. Ce fantôme tend à s'effacer lorsque les néogenèses ne sont plus de type pseudomorphique mais apparaissent, sous forme de cristallites microcristallins à cryptocristallins, dans les pores du matériau, vraisemblablement à partir d'éléments dissous ou d'hydrosols. L'ensemble de ces processus néogénétiques constituent les <u>transformations du deuxième degré</u>. C'est le domaine du manteau d'altération habituel.

C. LA RESTRUCTURATION PEDOLOGIQUE.

L'effacement du réseau de diaclases hérité du substratum coincide avec l'apparition d'un nouveau type de microstructure : porosité très élevée. Organisation des plages cryptocristallines en une réticulation plus ou moins ordonnée et individualisation de domaines densément imprégnés par des hydroxydes et oxydes de fer. Les genèse et les transformations des minéraux phylliteux sont du domaine cryptocristallin et ne peuvent être étudiées qu'à l'aide de techniques diffractométriques ou thermiques. Enfin, l'horizon superficiel est marqué par une richesse en quartz sans commune mesure avec les niveaux sous-jacents. Ces phénomènes correspondent aux <u>transfor-</u> mations du troisième degré.

- 72 -

CHAPITRE II

LES TRANSFORMATIONS DU PREMIER DEGRE

Il serait fastidieux de décrire en détail l'évolution des arènes dans les 86 profils étudiés qui recoupent tout ou partie des trois types de transformations énumérés. En fait, les modifications minéralogiques suivent quelques schémas relativement simples dont les maillons sont plus ou moins représentés dans les différentes arènes rencontrées.

73

1. LES FILIATIONS DES SILICATES FERROMAGNESIENS.

A. LES FILIATIONS AVEC AMPHIBOLES.

Un certain nombre de lames minces taillées dans les échantillons provenant d'affleurements et de bases de profils montrent que les pyroxènes primaires peuvent être transformés en amphiboles en partant de la périphérie, des fissures et des clivages des cristaux. Le cas le plus fréquent est celui de la formation de <u>hornblende verte</u> : il s'agit alors d'une véritable pseudomorphose, le nouveau réseau comportant une distorsion des plans (110) par rapport à ceux des pyroxènes (124° au lieu de 93°). Cette transformation est notamment décelable dans les profils D-1, T-2, S-2, K-1, K-6, K-7, K-13, K-23, $\overline{K}, \overline{K}^{-2}$ 26, K-28, K-30, K-31, B-6, B-7, B-8. Dans la quasi-totalité de ces faciès, la hornblende verte est associée à des fibres de <u>trémolite</u>, généralement flexueuses, qui peuvent dériver doit directement des pyroxènes (périphérie ou feutrage interne à la faveur des fissures et clivages), soit des hornblendes vertes qui sont progressivement décolorées et exfoliées.

Les modifications réticulaires comportent le départ d'une partie du silicium des tétraèdres qui est remplacé par de l'aluminium qui peut provenir des sites intertétraédriques et surtout des silicates hydrolysés voisins. La compensation des nouvelles charges des tétraèdres est obtenue par l'adjonction interfoliaire d'ions oxhydryles, qui permettent l'accolement de deux fibres de tétraèdres voisines, et par des processus d'échanges qui comportent des départs ou des arrivées d'aluminium, de fer, de magnésium, de calcium et de sodium (figure 16). La formation des trémolites entraîne l'élimination du fer.

Dans quelques rares cas (profils D-3, M-6, K-1, K-7, K-8, K-23, K-33, B-6, B-7, B-8), les hornblendes vertes sont transformées en chlorites (pennines-clinochlores). Le processus est quelquefois précédé d'une décoloration des hornblendes vertes (avec abaissement de la biréfringence) au contact des chlorites néoformées mais il peut aussi bien concerner une frange externe de l'amphibole initiale qu'une partie centrale. Ainsi, le profil K-7 contient des individus à noyaux de chlorites et à bordures et réticulation interne formées de hornblende verte et de fibres de trémolite. Ce processus implique des remaniements réticulaires plus importants que dans le cas de la genèse des amphiboles : dans les tétraèdres, une proportion plus forte de silicium est remplacée par de l'aluminium et surtout, dans les espaces entre les tétraèdres, les cations (il ne subsiste plus que le magnésium et - dans une moindre mesure - le fer et l'aluminium) s'entourent d'oxhydryles selon un assemblage octaédrique.En 🤅 outre, les charges supplémentaires assument l'accolement des chaïnes tétraédriques et octaédriques suivant un canevas hexagonal dans les plans (001) (figure 16).

L'ensemble de ces transformations entraîne l'élimination hors des réseaux d'une partie du silicium et de tout ou partie des cations qui lient les tétraèdres. Lorsque la porosité est très faible, ces éléments demeurent à l'intérieur des cristaux, dans les pores, les fissures, les diaclases ou les joints de grains ouverts. Le silicium s'exprime sous forme de silice plus ou moins bien cristallisée (quartz, calcédoine). Le calcium est repris en grande partie dans des cristaux de calcite, ce qui nécessite l'apport par la phase aqueuse d'anhydride carbonique. Le fer s'individualise sous forme d'oxydes et hydroxydes, ainsi que de sulfures. Mais ces éléments peuvent également se combiner pour créer des néoformations d'épidotes et de chlorites à l'intérieur des plages ferromagnésiennes ou dans les pores, notamment des feldspaths.

B. LES FILIATIONS CHLORITEUSES.

La transformation directe des pyroxènes en minéraux chloriteux constitue le cas le plus fréquemment observé, aussi bien dans les roches de la famille des gabbros que dans celles de la famille des diorites et des granites qui renferment des pyroxènes primaires. Le

- 74 -



Figure 16 - Schéma structural et chimique de filiation des silicates ferromagnésiens dans les transformations du premier degré stade intermédiaire des amphiboles est supprimé, soit parce que la transformation pyroxènes-chlorites s'effectue directement, soit parce que les amphiboles intermédiaires **constituent** une phase labile dont il ne reste plus de traces. En effet, du point de vue de la comparaison des structures et du bilan des énergies mises en jeu par les transformations, la succession pyroxènes-amphiboles-chlorites semble la plus logique : remplacement progressif du silicium par l'aluminium, accolement de deux séries de chaînes de tétraèdres par les oxhydryles intercalaires, accolement de ces bandes de tétraèdres grâce à la constitution d'octaèdres d'oxhydryles autour des cations intertétraédriques, évacuation progressive d'une partie de ces cations. Cependant, si l'hydroxylation et l'hydrolyse sont intenses, la transformation directe pyroxènechlorites doit pouvoir se réaliser.

Dans ce cas, l'évacuation du silicium et des cations interfoliaires est très importante. On peut d'ailleurs noter que les pseudomorphoses sont très rares ; les chlorites (surtout pennines et clinochlores) forment des amas de cristaux à orientations désordonnées à la place d'une partie ou de l'ensemble des pyroxènes primaires. Les chaînes ne gardent donc pas leur disposition initiale, mais sont incorporées dans les nouveaux édifices par sections. Les minéraux satellites énumérés à propos des transformations précédentes accompagnent le processus de chloritisation directe : quartz, calcédoine, calcite, épidote, sulfures, oxydes. Une relation très nette est apparue lors des travaux de terrain et de l'observation microscopique entre l'abondance des granules de sulfures et la proportion élevée de plages de calcite dans les faciès chloriteux. La formation des deux minéraux exige l'apport par la phase aqueuse de soufre réduit et d'anhydride carbonique, ce qui fournit un élément d'appréciation de la nature des eaux d'imbibition qui induisent les transformations.

C. LA SERPENTINISATION.

Ce type de transformation affecte principalement les roches hypermagnésiennes (profils K-3 et K-30) et plus particulièrement les péridots inclus dans ces roches à structure globulaire. Mais les pyroxènes peuvent y être soumis également. Le processus est comparable à celui de la genèse d'amphiboles fibreuses (pour le chrysotile) et de chlorites (lamelles d'antigorite). Le magnésium prend ici le pas sur les autres cations intertétraédriques ou intraoctaédriques. Cependant, il faut relever que la seule observation optique ne permet pas toujours de distinguer très nettement s'il s'agit d'amphiboles fibreuses de type trémolite ou de fibres de chrysotile ; la disposition périphérique et fissurale de ces deux espèces est en effet identique et il est nécessaire de lever l'incertitude à l'aide de la technique diffractométrique. Le quartz et les variétés plus ou moins bien cristallisées de la silice constituent des minéraux accessoires très importants : ils tapissent aussi bien les pores et fissures intracristallins que l'ensemble des interstices de la roche. De nombreux filonnets et filons siliceux parsèment les faciès serpentinisés.

D. LA FORMATION D'HYDROXYDES ET OXYDES.

Les transformations précédentes sont, en règle générale, accompagnées de nombreux granules d'oxydes et hydroxydes qui tapissent les plages ferromagnésiennes ou les entourent à faible distance. Les oxydes manganésifères se distinguent des oxydes ferrifères par un dessin de granules cryptocristallins disposés en chapelets dendritiques. Mais, dès ce stade du premier degré, on peut observer des colorations en jaune à orange des réseaux pyroxéniques, à partir des bordures ou des fissures. Dans certains cas, notamment dans les roches hypermagnésiennes, des cristaux de pyroxènes, non touchés par la chloritisation ou la transformation en amphiboles, prennent un habitus d'iddingsite jaune à orange : coloration uniforme du cristal avec un léger pléochroïsme, maintien des formes cristallines et des clivages, orientation optique uniforme, réflexions internes. Cependant, ces caractères sont communs à la goethite et l'observation optique seule ne permet pas de distinguer une structure de type amphibolique ou serpentineuse d'une structure à couches purement octaédriques.

2. LES FILIATIONS FELDSPATHIQUES.

A. LA DESTRUCTION SELECTIVE DU TERME ANORTHITIQUE.

Parallèlement aux transformations qui affectent les silicates ferromagnésiens, des modifications structurales et chimiques interviennent dans les feldspaths. Dans les plagioclases, et surtout dans ceux qui comportent une proportion importante de phase anorthique dans le mélange isomorphe, une hydrolyse préférentielle de cette phase calcique intervient communément. Ce processus peut opérer isolément ou être associé aux néoformations qui seront décrites ci-dessous. Le test optique de cette albitisation relative est basé sur la diminution progressive de l'angle dièdre formé par les allongements optiques des macles polysynthétiques depuis la roche profonde jusqu'aux niveaux nettement hydroxylés et hydratés. On note également l'abaissement des indices optiques. Dans les stades ultimes, la séparation par les plans de macles, observée en lumière polarisée, devient floue et se traduit par le déplacement d'une ombre comparable à une extinction roulante au cours de la rotation de la platine du microscope. Le changement apparaît de façon spectaculaire dans les grandes boules de dolérites résiduelles recueillies dans la zone méridionale. Les diffractogrammes obtenus à partir des lames minces, non recouvertes de lamelles, confirment l'évolution labrador-andésine-oligoclase pour les profils B-6, B-7 et B-8. L'habitus des plagioclases devient finement spongieux et des cristallites de quartz et de calcite s'y individualisent même en l'absence d'autres néoformations. L'élimination du terme anorthitique entraîne la libération du calcium et de la silice, qui peuvent être exportés hors des cristaux, ainsi que de l'aluminium, moins mobile et ainsi disponible pour entrer dans les structures des silicates néofromés. Cette évolution ne peut évidemment pas opérer dans le cas des feldspaths purement alcalins (albites, microclines) ; ceux-ci se révèlent d'ailleurs très stables au cours de ces transformations du premier degré.

B. LA SAUSSURITISATION.

L'accroissement de la proportion des épidotes dans les plagioclases du bas vers le haut des profils, décrite pour le sondage K-37, constitue un phénomène à peu près général pour l'ensemble des profils

- 77 -

étudiés. D'ailleurs, cet accroissement intéresse aussi bien les niveaux nettement hydrolysés que les premiers stades d'hydroxylation. Si les trois espèces d'épidotes (pistachite - épidote sensu stricto, zoïsite, clinozoïsite) peuvent être décelées, sans relation spécifique apparente avec les faciès pétrographiques, l'espèce la plus communément formée est la pistachite. Celle-ci contient un peu de fer alors que les deux autres espèces en sont dépourvues.

Du point de vue de la structure réticulaire des épidotes, on peut remarquer que celle-ci est relativement proche de celle des termes plagioclasiques et notamment de l'anorthite (figure 17). Dans les plagioclases, les tétraèdres (SiO₄) et (AlO₄) sont associés en anneaux qui, accolés, donnent des chaînes soudées par les liaisons oxygènes et les cations intersticiels (calcium et sodium). Or, dans les épidotes, ce type de structure annulaire est conservé mais les tétraèdres (AlO,) sont remplacés par des octaèdres (AlO₆) et Al(OH)₃. Les interstices sont occupés uniquement par des ions calcium, l'origine and thitique est ainsi plus vraisemblable. Dans les pistachites, le fer peut remplacer partiellement l'aluminium au centre des octaèdres ; son origine ne peut qu'être extérieure aux feldspaths et doit être reliée aux transformations des silicates ferromagnésiens qui libèrent effectivement une partie de leur fer. Le bilan global de la transformation anorthite-épidote entraîne l'éviction d'une partie du silicium, remplacé par de l'aluminium, et d'une partie du calcium. Les cristaux de quartz et de calcite associés aux grains d'épidotes dans les plagioclases expriment ce bilan.

C. LA GENESE DES MINERAUX PHYLLITEUX.

En se basant sur l'étude d'ensemble des profils du Sénégal Oriental, il apparaît indéniablement que la proportion de phyllites incluses dans les feldspaths croît depuis la base des arènes en allant vers leur sommet et qu'elle est plus grande dans les échantillons hydroxylés (chloritisation, saussuritisation) que dans les faciès sains. Trois espèces peuvent être distinguées d'après leurs propriétés optiques : les vermiculites, les mon tmorillonites et les séricites.

Les <u>vermiculites</u> et les <u>montmorillonites</u> ont des biréfringences

du même ordre (0,02 à 0,03). Les premières sont légèrement colorées et pléochroïques pour les individus typiques, alors que les secondes sont incolores en lame mince. Mais tous les termes de passage peuvent exister. Ainsi, dans le profil K-37 décrit, la faible taille des inclusions ne permet pas de lever l'indétermination. Ces deux espèces sont communes dans les plagioclases des roches basiques à neutres.

Les <u>séricites</u> se distinguent assez facilement des deux espèces précédentes grâce à la valeur de leur biréfringence (0,04 à 0,05). Elles apparaissent surtout dans les faciès granitiques et dioritiques, où elles peuvent être associées aux espèces précédentes, mais également, et plus rarement, dans les roches basiques.

Les considérations structurales ne permettent pas de trouver une filiation directe entre les réseaux des feldspaths et ceux des phyllites. La modification réticulaire implique des transformations plus profondes que les simples échanges entre cations et la compensation des charges par l'adjonction d'oxhydryles. Il s'agit en l'occurence d'une néogenèse réelle à partir d'éléments dissociés ou éventuellement de tétraèdres (SiO_A) et (AlO_A) provenant en bloc du réseau feldspathique hydrolysé. On peut à la rigueur concevoir l'adjonction de séries de deux tétraèdres sur les chaînes feldspathiques en vue de fermer les anneaux ouverts constitués de quatre tétraèdres de façon à créer une structure hexagonale. L'augmentation de la biréfringence de l'ensemble du volume de certains plagioclases, en gardant une orientation optique globale, rend cette dernière hypothèse plausible. Le diagnostic optique ne permet pas de préciser la nature trioctaédrique ou dioctaédrique des vermiculites et montmorillonites, ni la répartition de l'aluminium dans les différentes couches constitutives. des phyllites. On peut simplement esquisser des bilans globaux : la formation de ces minéraux phylliteux libère la majeure partie du sodium et du calcium et une grande partie du silicium (moins pour la montmorillonite) et peut intégrer du magnésium et du fer issus des silicates ferromagnésiens. La destruction du terme albitique, relativement plus riche en silicium que le terme anorthitique, devrait être plus propice à la formation de la montmorillonite mais elle se révèle plus tardive. Quant à la formation de la séricite, elle requiert la présence de potassium. Elle est ainsi facilitée dans les faciès granitoïdes, ce que confirme l'observation

des lames minces. Mais la plupart des plagioclases contiennent une phase potassique extrêmement diluée d'après WINCHELL (1961) et DEER (1964) qui peut alimenter, au moins partiellement, la genèse des phyllites potassiques.

3. SIGNIFICATION DES TRANSFORMATIONS DU PREMIER DEGRE.

L'ensemble de ces processus d'hydroxylation des minéraux cardinaux primaires aboutit en fait à la genèse de faciès de "roches vertes". La couleur verte est ici principalement liée aux fortes teneurs en chlorites et surtout en épidotes. Mais l'origine de ce type de faciès peut être très variable : zones supérieures (faibles pressions et températures) du métamorphisme général, rétromorphisme lié aux phases ultimes de la cristallisation processus d'hydroxylation sous-marins (de type ophiolitique), rétrodiagenèse et cémentation. Le point commun de tous ces mécanismes est le réajustement des structures et des teneurs aux nouvelles conditions d'équilibre auxquelles sont soumis les silicates primaires lorsqu'ils subissent des conditions physicochimiques superficielles, différentes de celles qui ont existé lors de la cristallisation. Le vecteur qui permet le réajustement des équilibres, et qui constitue en même temps une des causes essentielles du déséquilibre, est la phase aqueuse. C'est avant tout la valeur de la température et le moment où ce vecteur intervient qui distinguent les mécanismes et les cinétiques des transformations. Comme ces données ne sont pas directement accessibles, il est indispensable d'examiner soigneusement les éléments apportés par les observations de terrain et ceux obtenus par la microscopie.

A - ANALYSE DE L'HYPOTHESE METAMORPHIQUE.

L'explication de la genèse des faciès verts par le <u>métamorphisme</u> <u>général</u>, lié à une structure géosynclinale, est retenue par l'ensemble des géologues qui ont étudié le socle du Sénégal Oriental. Cette interprétation dépasse d'ailleurs le cadre de cette région, et l'ensemble des faciès verts rencontrés en Afrique occidentale est relié à des géosynclinaux successifs, soit précambriens, soit paléozoïques. La nature des espèces minérales secondaires rencontrées place les faciès dans la zone des micaschistes ou des gneiss supérieurs (pour les

amphibolites). Néanmoins certains faits d'observation tendent à montrer que si des transformations liées au métamorphisme général peuvent être à l'origine de faciès verts rencontrés dans la région, leur influence n'a pas de caractère général. On peut relever notamment l'absence d'espèces minérales satellites des faciès du métamorphisme général (entre autres l'almandin, la sillimanite, le disthène, la staurotide ou l'andalousite) même dans les roches typiquement granitiques ou gneissiques (FYFE et al., 1962 ; HARKER, 1964). D'autre part, l'intensité des transformations possède un caractère très localisé dans l'espace. On observe ainsi des variations latérales de faciès (hornblendes, chlorites, épidotes, dominantes, roche intacte) très brutales et d'ordre métrique à centimétrique pour un même type de roche. Les conditions thermodynamiques qui ont régné lors des transformations n'avaient pas un caractère d'uniformité, même à l'échelle d'une formation pétrographique.

Les caractères inhérents à une mise en place de type ophiolitique semblent préservés pour certains massifs paléozoïques bien localisés, comme les spilites de M'Béma (BASSOT, 1963). Mais il ne saurait être question d'étendre cette explication à l'ensemble des formations. D'autre part la plupart des roches franchement éruptives sont relativement pauvres en sodium. D'autre part aucune structure de pillow-lava, avec écorces hyalines concentriques, n'a été décelée. En outre, les genèses de minéraux secondaires hydroxylés intéressent aussi bien les massifs granitiques sensu stricto que les formations éruptives dioritiques ou gabbroïques.

Ce dernier argument peut être repris à l'encontre de l'hypothèse de transformations par processus endogènes (autométasomatose). Les faciès résultant de ce mode de transformation, décrits entre autres par MIYASHIRO (1968), POLDERVAART (1953) et SUTTON et WATSON (1951), ont de nombreux points de convergence avec les faciès que j'ai décrits. Notamment la zonalité verticale (évolution de plus en plus poussée vers le haut), notée également par WITSCHARD (1965), est conforme au modèle rétromorphique. Néanmoins ce type de transformation, contemporain de la mise en place des roches, n'intéresse généralement qu'une faible épaisseur de la partie sommitale des formations (quelques dizaines de mètres). Or, il semble vraisemblable

- 81 -

que leq massifs précambriens aient subi, depuis leur mise en place, un décapage superficiel par altération et érosion dont l'importance dépasse quelques dizaines de mètres. En ce qui concerne les massifs ultrabasiques, pour lesquels les transformations rétromorphiques (notamment la serpentinisation peuvent intervenir sur des épaisseurs nettement plus grandes, on peut noter que les faciès serpentineux et talqueux apparaissent très localement et constituent généralement des patines superficielles épaisses de quelques centimètres à quelques décimètres (affleurements de la région de Mako et de Kanéméré).

B. LES PREMIERS STADES DE L'ALTERATION METEORIQUE DES DOLERITES PALEOZOIQUES.

On peut lever une partie des indéterminations qui sont attachées aux transformations du premier degré par l'étude de l'évolution des dolérites paléozoïques. En effet, ces roches, qui recouvrent, généralement sous forme de sills, le socle formé au Précambrien ou au début de l'ère primaire, n'ont pas été soumises à une phase d'enfouissement génératrice de métamorphisme général. En outre la position surélevée de nombreux sills permet la collecte d'échantillons de roche saine sur les parois dégagées par l'érosion. Les phénomènes de rétromorphisme sont d'importance réduite et très locale (DARS, 1961). Les transformations secondaires qui affectent ces roches peuvent donc être imputées aux seuls agents météoriques.

Or, aussi bien dans les boules résiduelles trouvées à la surface ou à l'intérieur des arènes qu'à la base des puits creusés au cours de la mission 1970, on peut observer les mêmes transformations minéralogiques et structurales qui affectent les roches du socle ancien. Ainsi les pyroxènes (augites, pigeonites, hypersthènes) présentent des pseudomorphoses, périphériques ou fissurales, de hornblende verte, de trémolite ou de chlorite. L'importance des transformations secondaires croît depuis la base des profils ou de l'intérieur vers l'extérieur des boules résiduelles. Les plagioclases (labradors à teneurs maximales en anorthite de 65 %) demeurent sains dans les zones où se développent les premières franges secondaires des pyroxènes. Mais lorsque l'épaisseur de ces dernières atteint plusieurs dizaines de microns les baguettes de plagioclases sont atteintes,

- 82 -

à leur tour, par les modifications du premier degré : albitisation relative, inclusions d'épidotes et de phyllites incolores (vermiculites-montmorillonites ou séricites). Lorsque les teneurs en eau hygroscopique croissent, les habitus deviennent spongieux, les plans de macles s'estompent en donnant des figures d'extinction roulante. L'ensemble des transformations des pyroxènes et des plagioclases s'accompagne de néoformations de quartz et de calcédoine, à bordures plus ou moins floues, soit à l'intérieur des individus primaires, soit à l'emplacement des joints de grains. Le quartz est totalement absent dans les échantillons de roche saine. On peut aussi noter une grande densité de granules de sulfures et d'oxydes opaques à l'emplacement et aux abords des parties transformées des pyroxènes.

Dans les niveaux plus superficiels des profils et dans les écorces fortement hydrolysées des boules résiduelles les processus précédents prennent une grande ampleur. La chloritisation est relayée par la vermiculitisation et les amphiboles secondaires formées sont principalement des trémolites fibreuses. Les plagioclases sont cariés et remplacés par des amas d'épidotes et de phyllites incolores ou de vermiculites pléochroïques. Les cristaux de quartz prennent une importance spectaculaire par leur nombre.

L'étude des profils de la région de Bagnonba a permis de mettre en évidence un autre phénomène : la variation de la nature des transformations du premier degré en fonction de la position topographique. Un filon de dolérite post-orogénique, d'une longueur visible de 500 m et large de 50 à 100 m, traverse le socle précambrien. Il recoupe la topographie selon une ligne de plus grande pente depuis une butte cuirassée jusqu'à l'entaille d'un marigot bien encaissé. Une séquence de puits permet de montrer que l'arène météorique de la partie amont est principalement kaolinique alors que dans la partie aval les minéraux secondaires sont surtout de type vermiculite et montmorillonite.

Dans le puits amont les transformations du premier degré n'affectent qu'un très faible volume des minéraux primaires. La genèse des vermiculites puis des kaolinites, s'effectue à partir de minéraux primaires à peu près intacts. Les contours initiaux sont conservés sur une grande partie du profil par les transformations du second degré. Par contre à partir de la zone médiane et jusqu'à l'aval la

.

Y.

roche originelle est profondément remaniée par les mutations minéralogiques du premier degré : les genèses d'amphiboles, de chloritesvermiculites, d'épidotes, de phyllites, de quartz substituent une néostructure à la structure doléritique initiale. On peut cependant localement retrouver des plages non ou peu transformées et la répartition des espèces minérales secondaires reflète grossièrement la disposition initiale des pyroxènes et des plagioclases. Les transformations du second degré portent ainsi sur une néostructure microcristalline composée de quartz, de phyllites et d'épidotes. Elles effacent pratiquement toute trace de la structure d'origine.

La présence dans le profil de boules résiduelles est, elle aussi, liée à la nature des transformations du premier degré. Elles sont abondantes dans la partie inférieure de l'arène du profil amont ainsi qu'à la surface du sol en haut de pente. Par contre elles sont absentes dans les arènes aval et à la surface du sol de la moitié inférieure de la pente où seuls des affleurements permettent de suivre le tracé du filon de dolérite. Il apparaît ainsi que la structure doléritique, à grain moyen, propice à la formation de boules, est remplacée par une structure secondaire à grain fin ou microcristalline due aux transformations du premier degré, l'hydrolyse ultérieure est totale et ne préserve plus de noyaux intacts.

C. ROLE DES EAUX SUPERFICIELLES.

L'ensemble de ces observations montre qu'on peut invoquer plusieurs mécanismes de transformations pour expliquer la formation des faciès verts. Tous ces processus ont pu intervenir à certains endroits et l'importance des modifications subles par les dolérites paléozoïques permettent d'attribuer un rôle de premier plan aux mécanismes spécifiquement supergènes pénécontemporains. En outre, l'étude de la composition des eaux d'arènes (quatrième partie) montre qu'un grand nombre d'eaux phréatiques actuelles possèdent des teneurs élevées en silicium et en cations. Certains échantillons d'eaux drainantes ont des teneurs en silice voisines de la saturation et témoignent de relations entre silice et cations proches des limites d'équilibres des silicates primaires (figures 44 a, b, c, d). Les solutions intersticielles, qui doivent être encore plus chargées que les eaux drainantes, sont ainsi susceptibles de nourrir des néogenèses de silicates, de quartzcalcédoines ou de calcites. Quant aux pseudomorphoses (amphiboles, chlorites) le rôle de l'eau se réduit à des exportations de silicium et de cations et des échanges dans lesquels l'ion oxhydryle a une grande part.

Les caractères de ces transformations et le rôle de l'eau sont proches de ceux qui concernent les diagenèses superficielles. Dans les massifs granitiques la genèse des phyllites micacées (séricites) a été attribuée à ces processus diagénétiques sous les appellations de zone d'altération inférieure (MILLOT, 1964) et de diagenèse régressive (LELONG et MILLOT, 1966). Dans les faciès gabbroïques et dioritiques les néoformations correspondantes sont les hornblendes vertes, les trémolites, les chlorites, les épidotes et, accessoirement, les séricites. En présence de minéralisations intéressantes ces transformations sont décrites sous le terme de cémentation. Mais les caractéristiques des eaux drainantes sont proches : drainage lent, potentiel d'oxydo-réduction faible, fortes teneurs en éléments provoquées par les hydrolyses dans les niveaux supérieurs, oxydés (chapeaux de fer). Les produits secondaires de la zone de cémentation comportent principalement des sulfures et des carbonates. On retrouve ces minéraux, fréquemment associés, dans les produits des transformations initiales du socle du Sénégal Oriental.

En l'état actuel de l'analyse de ces faciès (°) il semble que l'on puisse attribuer aux phénomènes de nature météorique la genèse des cristallites secondaires de taille microcristalline à cryptocristalline présents à la base des arènes : amphiboles, chlorites et autres phyllites, épidotes, calcite, quartz. Ces transformations du premier degré, au sens strict, peuvent constituer le mécanisme primordial de la formation des faciès verts ou encore prendre le relais de phénomènes, antérieurs, se produisant à températures et pressions supérieures à celles qui règnent dans les nappes d'eaux superficielles : minéraux de taille cristalline, hydratation et départs chimiques faibles.

^(°) M. JAVOY (Communication orale, 2ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, 1974) a suggéré de procéder au dosage du rapport isotopique ¹⁸0 : ¹⁶0 dans les minéraux secondaires afin de déterminer les températures de formation de ces minéraux.

4. CONSEQUENCES POUR LES ETUDES PETROGRAPHIQUES ET CARTOGRAPHIQUES.

Quel que soit le processus responsable des transformations, l'existence de celles-ci nécessite une étude critique qui tienne compte des ordres de filiations minéralogiques. Mais si l'explication supergène est envisagée, comme y invite le faisceau de présomtions exposées ci-dessus, des conclusions importantes en découlent.

A. LA TERMINOLOGIE.

Les documents et les cartes utilisent, sans discrimination, la terminologie empruntée à la zonéographie métamorphique pour la dénomination des faciès verts rencontrés au Sénégal Oriental. Ainsi le préfixe <u>méta</u> est généralement adjoint aux noms des roches neutres ou basiques. J'ai proposé (1967) de lui substituer le préfixe <u>paléo</u> qui n'implique pas d'hypothèse génétique tout en évoquant les transformations subies au cours du temps.

B. LES FACIES.

Une première difficulté apparaît dans la définition de la famille pétrographique. En effet les minéraux primaires ont pu ôtre transformés totalement ou appauvris en l'une des phases isomorphes. C'est le cas pour les plagioclases dont la composition constitue une clé importante dans les classifications. Or le processus d'albitisation relative peut modifier considérablement le diagnostic. C'est pourquoi il a fallu faire appel à un grand nombre d'échantillons et de lames minces pour pouvoir sélectionner les plages relativement intactes ou, du moins, les individus feldspathiques et ferromagnésiens peu transformés. Sinon la composition minéralogique actuelle risque de donner une image totalement erronnée de la nature réelle de la roche. La composition chimique des échantillons hydroxylés, sans exportation concomittante d'éléments (calcite secondaire maintenue sur place, par exemple) permet d'ailleurs une approche meilleure. C'est ce qui ressort notamment de l'étude géochimique de la troisième partie.

- 86 -

Les modifications microstructurales compliquent encore davantage la définition et l'interprétation des faciès. La genèse de fonds secondaires micro- à crypto-cristallins peut oblitérer totalement une structure originelle cristalline à grain grossier ou moyen. Mais fréquemment il subsiste quelques cristaux primaires au sein du fond secondaire. Selon les contours de ces cristaux résiduels, des convergences de faciès avec des types de roches d'origine totalement différente peuvent être obtenues. Dans le cas de cristaux à bords nets, automorphes, une structure microgrenue ou microlitique, porphyrique à phénocristaux, peut être simulée. Lorsque le fond secondaire ne contient plus que des cristallites de quartz, d'épidotes et de phyllites, les gros cristaux résiduels sont souvent corrodés à leur périphérie, accusant ainsi un habitus arrondi. Le faciès d'ensemble du matériau est alors proche d'un faciès de type sédimentaire (grauwackues) ou tuffacé. Ces modifications structurales ultimes sont plutôt liées aux transformations du second degré.

Les diagnostics macroscopiques de terrain sont très difficiles en raison de ces transformations. La nature du grain est souvent peu perceptible et les échelles de teintes (leucocrates à mélanocrates) observées ne correspondent pas aux proportions relatives de feldspaths et de minéraux ferromagnésiens. En effet c'est la coloration imposée par la teneur en chlorites et surtout en épidotes secondaires quiprévaut, même lorsque cette teneur est très faible. Des distinctions cartographiques entre massifs basiques et neutres, et qui ont dû s'appuyer sur le caractère foncé ou clair des faciès verts, n'ont pas été retrouvées au cours de mes observations microscopiques et les dépouillements géochimiques. C'est notamment le cas pour la différenciation de la zone andésitique, orientale, opposée à une zone basaltique dans la série de Mako (carte au 1: 200.000e, 1963). La répartition de ces faciès s'avère beaucoup plus imbriquée. La cartographie au moyen des photographies aériennes, déjà difficile en raison du couvert végétal, du colluvionnement, de l'importance des arènes d'altération et des cuirasses, est en outre tributaire de ces modifications de teintes. Ainsi les affleurements serpentinisés se distinguent nettement des affleurements de pyroxénites non serpentinisées, mais de même composition, alors que la distinction entre roches basiques et ultrabasiques est peu exprimée.

- 87 -

Dans le même ordre d'idées, la juxtaposition de plages plus ou moins chloritisées et saussuritisées détermine macroscopiquement des faciès à allure bréchitique. L'observation microscopique peut, seule, révéler s'il s'agit de brèches véritables, à éléments pétrographiques divers juxtaposés, ou de la même roche plus ou moins transformée ; des grands cristaux primaires peuvent être, dans ces cas, à cheval sur deux plages de composition minéralogique ou de microstructure différentes. Ce type de brèche est quelque peu différent des brèches et "fausses brèches" décrites par C. et J. CONRAD (1967) au Sahara central. En effet ces dernières sont dues à des pénétrations irrégulières de solutions ferrugineuses, et même de grains de quartz et de graviers provenant des arènes sus-jacentes, et non à des transformations différentielles in situ. Par contre les deux types de brèches peuvent être affectés par des silicifications météoriques assez importantes. : .

C. L'ORDRE DES TRANSFORMATIONS.

La stabilité relative des espèces minérales primaires est très variable d'un profil à l'autre. Si les pyroxènes et les plagioclases anorthitiques amorcent en général leurs transformations simultanément, il existe cependant des cas où l'une des deux espèces est peu modifiée alors que l'autre a été l'objet de profondes modifications. C'est le cas de la dolérite primaire dans laquelle les plagioclases automorphes, premiers cristallisés, se révèlent plus stables que les pyroxènes xénomorphes, cristallisés dans un deuxième temps car occupant l'espace autour des plagioclases. L'ordre des transformations du premier degré peut ainsi donner des informations sur l'état de perfection du réseau cristallin (densité des lacunes, des distorsions). D'ailleurs les transformations météoriques ultérieures respectent le même ordre, soit qu'elles aggravent l'importance des premières transformations, soit qu'elles attaquent par un autre processus les minéraux sains. Des ordres de stabilité sont plus aisés à dégager à l'intérieur d'un même type minéralogique. Ainsi les plagioclases à dominante albitique sont plus stables que ceux à teneurs élevées en anorthite ; pour les pyroxènes, les hypersthènes et diallages se révèlent en général plus stables que les augites. L'orthose, le microcline, les micas et les quartz ne sont pas

- 88 --

attaqués au cours de ces processus initiaux. Les niveaux et zones plus dioritiques ou granitiques gardent un faciès plus sain que les roches nettement basiques, voisines. Il peut en résulter une importance plus grande, en surface, de boules résiduelles et d'affleurements de roches dioritiques ou granitiques non représentatives de la proportion réelle des surfaces couvertes par les faciès acides à neutres.

D. LA REPARTITION DES FACIES ET DES AFFLEUREMENTS.

Bien qu'à petite échelle (lame mince, échantillon, affleurement ou partie de massif) la nature et l'importance des produits secondaires soient très variables, à plus grande échelle des zones à teneurs plus élevées en amphiboles, ou chlorites, ou carbonates ou quartz-calcédoines, secondaires, se dégagent. Ceci ressort des études de terrain (carte des missions Kanéméré et Mamakono -WACKERMANN, 1967) contrôlées par des observations microscopiques au laboratoire. Ces dernières montrent en outre que les faciès à chlorites subordonnées aux amphiboles ont des plagioclases à teneurs en anorthites encore élevées et peu saussuritisés. Par contre les faciès fortement chloritisés sont marqués par une évolution poussée des plagioclases et de fortes teneurs en calcite et de quartz secondaire. De plus, à l'est et à l'Ouest de Mamakono, des collines sont formées par des gabbros à grain grossier ou moyen, chloritisés, envahis, à plus de 30 % en volume, de calcite. Le quartz secondaire, les épidotes et les sulfures sont également abondants. Or les fortes teneurs en carbonates correspondent à la partie des deux massifs qui dépasse la cote 20-30 mètres au-dessus du niveau de base moyen de la plaine de Mamakono.

Toutes ces observations, jointes à celles relatives au filon doléritique de Bagnonba, suggèrent une zonéographie liée au régime de drainage des arènes avant leur décapage par l'érosion. Alors que les faciès à amphiboles secondaires et plagioclases peu altérés ont pu correspondre à des zones non engorgées, élevées, les faciès plus transformés (chlorites, albitisation relative, quartz, épidotes) ont pu correspondre à la base d'arènes qui ont évolué en milieu peu drainant. La présence de calcite peut correspondre à une hydroxylation sans exportation de cations (on doit trouver dans ce cas des cristallites de calcite à l'intérieur des minéraux primaires) ou au contraire à des apports par une nappe fortement chargée. Les niveaux carbonatés de la région de Mamakono corres-

- 89 -

pondraient dans cette optique à une "fossilisation" de la nappe. Quant aux zones à silicification secondaire importante l'étude des transformations du second degré montrera qu'elles sont susceptibles de fournir des informations d'ordre paléo-géomorphologique ayant trait à la répartition antérieure des cuirassements.

CHAPITRE III

LES TRANSFORMATIONS DU DEUXIEME DEGRE

La limite entre les domaines qui correspondent aux transformations du premier et du deuxième degré est généralement difficile à tracer à l'échelle d'un profil. Quel que soit le critère de distinction retenu il s'avère que les processus sont emboîtés même au niveau de la lame pétrographique ou du minéral. Du point de vue minéralogique, le processus de phyllitisation (vermiculitisation) peut s'amorcer alors que la chloritisation et la saussuritisation se poursuivent par ailleurs. A l'échalle de l'observation microscopique un critère sensible peut cependant être retenu : la dissolution des cristaux de calcite secondaire situés à l'intérieur des cristaux ou dans les joints non ouverts marque les premiers stades de l'exportation hors du matériau des bases alcalines et alcalino-terreuses. Par contre la calcite de remplissage des pores, fissure, ouvertes ou filons est susceptible d'être maintenue plus longtemps, ou même alimentée dans le cas des arènes mal drainées. Le diagnostic macroscopique peut se fonder sur l'apparition de nuances olivâtres à la place des teintes verdâtres franches : ce seuil est sensible pour des teneurs en vermiculites de l'ordre de 5 à 10 %. Les matériaux qui correspondent à ce stade d'évolution basal présentent, en général, des duretés et des cohésions comparables à celles de la roche saine.

Dans la partie supérieure des arènes l'ensemble des minéraux formés précédemment se transforment, à leur tour en minéraux phylliteux et en hydroxydes et oxydes, stables dans les conditions physico-chimiques superficielles. Les transformations, liées à une de forte augmentation la porosité, peuvent être pseudomorphiques mais elles conduisent, plus généralement, à la genèse de masses cryptocristallines dont la répartition oblitère progressivement l'architecture initiale.

La formation de phyllites de type 2:1 (montmorillonites, illites) prédomine dans les arènes où la roche saine est à faible profondeur (quelques mètres). En revanche, dans les arènes où la roche saine apparaît à une dizaine de mètres de profondeur, et plus, les néogenèses aboutissent essentiellement à des phyllites de type 1:1 (kaolinites).

Les transformations du deuxième degré peuvent ainsi être subdivisées en deux parties : l'évolution à la base des arènes, où les

- 92 -

édifices vermiculitiques apparaissent, et l'évolution sommitale caractérisée par le développement des phyllites montmorillonitiques (dans les arènes minces) et kaolinitiques (dans les arènes épaisses).

1. L'EVOLUTION BASALE.

A. LES FILIATIONS DES SILICATES FERROMAGNESIENS

a. L'évolution des pyroxènes.

Les pyroxènes, ou les portions de pyroxènes, qui n'ont pas subi les transformations précédentes sont remplacés la plupart du temps, en tout ou partie, par des amas de <u>vermiculites</u>. La transformation pseudomorphique s'avère plus rare que le remplacement par des phyllites microcristallines onchevêtrées. A la base des arènes où l'évolution météorique est très progressive certains pyroxènes peuvent être transformés, en partant de la périphérie ou des fissures, par des paquets de <u>trémolites</u> (amiantes) flexueuses. Mais ce dernier processus n'atteint jamais une importance volumique aussi considérable que celle relative à la vermiculitisation. Ces trémolites sont, pour la plupart, remplacées par des phyllites cryptocristallines dans le haut des arènes.

Dans les niveaux où le fer libéré s'exprime sous forme d'hydroxydes ou d'oxydes de couleur rouge à rouille les pyroxènes acquièrent un habitus d'<u>iddingsite</u> qui est peut-être, en fait, dû une pseudomorphose en goethite, comme dans les transformations du premier degré.

b. L'évolution des amphiboles.

La règle générale est la pseudomorphose progressive en <u>vermiculites</u>. Dans le cas où une nappe permanente, fortement chargée en cations, baigne l'arène, des pseudomorphoses et des néogenèses de <u>talc</u> se substituent plus ou moins aux vermiculites (profils K-14 et S-5). Dans ce cas la calcite secondaire est très abondante dans les pores et les fissures. Les amphiboles fibreuses (trémolites) issues des transformations du premier degré s'avèrent plus stables que les hornblendes. Elles peuvent être hydrolysées dans les niveaux supérieurs où elles sont remplacées, dans ce cas, par des amas de phyllites cryptocristallines. Lorsque des manifestations d'oxydation du fer et du manganèse (hydroxydes et oxydes individualisés) prennent une grande importance, les vermiculites issues des hornblendes vertes sont susceptibles d'acquérir des couleurs brun-rouge en lame mince qui peuvent amener à des confusions avec les biotites. C'est le cas notamment dans les dolérites paléozoïques où des processus de biotitisation rétromorphiques ont été invoqués à la vue de ces phyllites fortement colorées. Cependant l'habitus légèrement exfolié et flexueux, la faiblesse de la biréfringence et la gradation des transformations, pyroxènes horblendes - vermiculites pâles - vermiculites brun-rouge, constituent des critères de diagnostic concordants.

La diffractométrie a révélé en outre la présence d'<u>attapulgite</u> dans un profil étudié par CHAUVEL (1967). L'arène de ce profil (B-130) dérive d'un gabbro dont les minéraux ferromagnésiens sont transformés en hornblendes vertes, trémolites, chlorites et serpentines. La structure de l'attapulgite est à la fois proche de celle de la trémolite et du chrysotile, elle pourrait donc dériver de l'une et de l'autre. Les fortes teneurs (40 à 50 % de la fraction argileuse entre 50 cm et 1 m de profondeur) disparaissent en surface au bénéfice des montmorillonites et des météhalloysites. Des traces d'attapulgite semblent probables dans d'autres profils mais la complexité des mélanges de phyllites et d'édifices interstratifiés rend leur diagnostic incertain.

c. L'évolution des chlorites.

Leur transformation progressive en <u>vermiculites</u> est un des caractères essentiels des processus du second degré. En effet la plupart des faciès de roches vertes contiennent des teneurs élevées en chlorites et le changement de teinte donne aux arènes des couleurs allant du vert olive au jaune, au brun et au rouge. En même temps la dureté et la cohésion diminuent progressivement. Dans le cas des pseudomorphoses on peut observer au microscope tous les stades intermédiaires, soit homogènes à l'échelle microcristalline, soit sous forme d'empilement de paquets de phyllites à propriétés optiques tantôt proches des chlorites, tantôt proches des vermiculites. Les diffractogrammes confirment l'existence de la gamme complète des feuillets interstratifiés à l'échelle des réseaux cristallins. De nombreuses chlorites et des paquets de chlorites de grande taille sont néanmoins remplacés par des amas de vermiculites microcristallines enchevêtrées, sans relation avec les orientations des reliques de chlorites. Il s'agit dans ce cas de néogenèses véritables, soit à partir d'éléments dissous, soit de micelles élémentaires (tétraèdres, octaèdres) en suspension dans les solutions hydrolysantes. En se basant sur l'ensemble des profils étudiés il n'apparaît pas de différence de stabilité parmi les différentes espèces de chlorites. Les différences de stabilité parmi les différentes espèces de chlorites. Les différences de taille n'ont pas, non plus, d'influence d'ordre général sur l'ordre des réactions.

B. LES FILIATIONS DES FELDSPATHS.

a. L'évolution des plagioclases.

Les transformations observées lors des premiers stades d'évolution se poursuivent dans l'arène sus-jacente. Notamment l'<u>albiti-</u> <u>sation relative</u> est généralisée. Les angles entre les positions d'extinction des lamelles polysynthétiques se ferment. Les plans de macles deviennent flous et l'extinction roulante devient la règle commune. Dans la partie inférieure des arènes dérivées de roches contenant des minéraux ferromagnésiens les néogenèses d'<u>épidotes</u> se poursuivent et peuvent remplacer totalement les plagioclases en association avec des granules de <u>quartz</u>. La néogenèse de <u>phyllites</u> à l'intérieur des plagioclases non saussuritisés totalement peut prendre une grande ampleur. Le diagnostic optique permet de reconnaître quelquefois des vermiculites peu colorées, des séricites et des montmorillonites. Les tests de coloration (VATAN, 1958) montrent en outre l'existence de kaolinite dans les plagioclases des arènes épaisses et bien drainées.

Les processus de corrosion et d'hydrolyse sont mis en relief par la généralisation des habitus cariés, spongieux, vacuolaires. A la limite il subsiste un fantôme floconneux, incolore à jaune pâle, à orientation optique calquée sur le réseau initial (indiquée par d'éventuels noyaux-reliques) ou de nature cryptocristalline désordonnée. Les figures de zonation initiales et les structures graphiques, souvent peu perceptibles dans les individus sains, sont fréquemment revélées de façon saisissante par les processus de néogenèses ou d'hydrolyse qui sont précoces et plus importants dans les parties anorthitiques.

Dans les niveaux où les fortes teneurs en minéraux ferromagnésiens ont provoqué la formation d'abondantes vermiculites, les plagioclases peuvent être envahis également par des vermiculites de couleur vert-jaune foncée. Ces phyllites, micro- à crypto-cristallines, peuvent résulter de la transformation des phyllites incolores formées antérieurement ou de néogenèses à partir des produits d'hydrolyse des silicates ferromagnésiens et des vermiculites extérieures aux plagioclases. La constitution poreuse des feldspaths s'y prête.

b. L'évolution des feldspaths alcalins.

La grande résistance à l'altération des feldspaths alcalins, et tout particulièrement des feldspaths potassiques, a été demontrée sous des climats variés. Elle n'est pas démentie par l'étude des arènes du Sénégal Oriental. Elle explique en partie la faible mobilité du potassium qui apparaît dans tous les bilans géochimiques. Néanmoins dans la partie supérieure des arènes les albites, et dans une moindre mesure les orthoses et les microclines, sont transformées progressivement. Elles sont surtout remplacées par des masses cryptocristallines de minéraux phylliteux selon un processus centripète. Le diagnostic sélectif de ces produits n'a pu être effectué directement. D'après les diagrammes de diffraction globaux il doit s'agir de montmorillonites, de séricites et de kaolinites.

C. L'EVOLUTION DES AUTRES MINERAUX

a. Le quartz.

A l'exception de certaines plages riches en oxydes de fer, les cristaux de quartz hérités de la roche initiale et des transformations du premier degré restent stables. Par contre les transformations du second degré libèrent de la silice, tant au niveau de la vermiculitisation des minéraux ferro agnésiens que de la saussuritisation et de la phyllitisation des feldspaths. Les bilans de comptages de points montrent que la silice libérée s'individualise sous forme de grains de quartz et de calcédoine, à bordures irrégulières et floues et de taille microcristalline. Des filonnets de quartz strient fréquemment les matériaux issus des roches basiques et dans deux profils aur substratum ultrabasique (Kanéméré) une véritable dalle siliceuse, norizontale d'environ 20 cm d'épaisseur, sépare les matériaux serpentinisés, chloritisés et ouralitisés, profonds, des niveaux à vermiculites dominantes.

b. Les épidotes.

La genèse des épidotes se poursuit activement et provoque la formation de plages de quartz et d'épidotes à la place des plagioclases originels. Alors que dans les processus initiaux des zoïsites peuvent se former, dans les processus du second degré les <u>pistachites</u> semblent être les seuls édifices à structure d'épidote qui apparaissent. Une étude des minéraux denses, faite par Madame DELAUNE, et portant sur 16 profils de nature pétrographique variée, confirme l'accroissement important des teneurs en épidotes dans les arènes. Pour six de ces profils des bilans numériques ont été effectués. Le Tableau 7 reproduit les valeurs relatives aux épidotes, en nombres de grains, entre 50 et 500 microns, par cm³.

Ce tableau appelle plusieurs remarques. Dans les profils à évolution peu marquée, où les vermiculites restent présentes en grand nombre jusqu'à la limite du sol (K-1, K-7, K-9 et K-31), les teneurs en épidotes croissent généralement de bas-en haut. L'augmentation relative des teneurs est moins forte dans le cas du granite K-31, peu riche en fer et en magnésium, que dans les arènes gabbroiques. Les sommets d'arènes à kaolinite dominante (K-19 et K-30) comportent un abaissement des teneurs des épidotes. Les niveaux pédologiques enregistrent ces mêmes tendances mais les remaniements et les transports horizontaux rendent les bilans peu significatifs. De plus les teneurs s'avèrent très fortes dans le profils K-9 et le bas du profil K-19 qui témoignent d'importants enrichissements en quartz et calcédoine secondaires Ce fait confirme l'association des épidotes et du quartz observée très généralement dans les arènes issues des

- 97 -

transformations du premier et du second degrés, et notamment dans les filons et les remplissages de fractures et failles du socle.

Tableau 7

Teneurs en épidotes de six arènes (nombre de grains par cm³ entre 50 et 500 microns).

Légende : - - - - limite entre arène et sol.

Profondeur	K-1	K-7	K-9	K-19	K-30	K-31
0,5 m	:	821		350		
1,0	196	477		:		i
1,5			6816	: :		23
2,0	987	104		: :	0.	
2,5	:		3184	81		: 1
3,0	569				17	: :
3,5	:	:	5700	480		: :
4,0	70	53		: :	D	14
6,5	:			2000		: : :

Nature du substratum :

K-1, K-7, K-9, K-19 : gabbros alcalins,

K-30 : pérido-pyroxénite,

K-31 : granite alcalin.

c. Les micas.

Les édifices micacés de grande taille présents dans les matériaux dioritiques et granitiques (muscovites et biotites) prennent, dans les stades initiaux, des habitus exfoliés comparables à ceux d'hydromicas. Cette étape s'avère transitoire et dans les matériaux où ne subsistent plus guère de silicates primaires les micas sont à leur tour transformés en vermiculites pseudomorphiques accompagnées de liserés et couches interfoliaires d'hydroxydes et d'oxydes de fer. Les muscovites sont, en moyenne, transformées plus tardivement que les biotites mais dans les niveaux supérieurs la proportion de muscovites intactes est très faible.

d. La calcite.

La base des arènes météoriques comporte, en règle générale, une dissolution des carbonates intra-cristallins ou extracristallins par rapport aux silicates constitutifs des roches. L'hydrolyse peut être totale mais elle passe fréquemment par une étape de pulvérisation des calcites cristallines. On obtient ainsi des plages cryptocristallines, notamment dans les fissures et les pores du matériau.

2. L'EVOLUTION SOMMITALE.

L'observation microscopique et l'analyse des diffractogrammes tendent à montrer que la prédominance des montmorillonites ou des kaolinites dans les niveaux supérieurs des arènes peut résulter de deux mécanismes de formation : la transformation progressive des édifices phylliteux formés antérieurement et les néogenèses authentiques à partir des solutions drainantes. En effet, d'une part, des transformations de type pseudomorphique peuvent être observées dans les plages vermiculitiques, et les rayons-X indiquent fréquemment une évolution progressive des mélanges dans les édifices interstratifiés. D'autre part, des plages argileuses apparaissent dans les pores ou indépendamment des structures antérieures, et les minéraux phylliteux ultimes sont susceptibles de donner des pics de diffraction intenses en l'absonce de pics intermédiaires.

A. LES TRANSFORMATIONS ET LES NEOGENESES DANS LES ARENES PEU EPAISSES

a. Les édifices smectitiques.

La partie supérieure de ces arènes voit le développement de structures phylliteuses qui gonflent après saturation par l'eau ou par des radicaux alcoyles. La taille de ces édifices échappe au pouvoir de résolution du microscope optique. Des plages cryptocristallines sans orientations privilégiées ou à réticulation désordonnée peuvent être observées. Leur couleur, en lame mince, varie entre les nuances incolores, jaunes et brunes. Les diffractogrammes indiquent que le développement de ces édifices smectitiques se fait aux dépens des édifices vermiculitiques dont la teneur diminue au fur et à mesure de l'accroissement des pics relatifs aux smectites. En fait le passage entre les deux types structuraux est généralement graduel car on peut observer généralement une juxtaposition de raies propres aux édifices interstratifiés suivants :

 $14_{V} - 14_{M} = 14_{V} - 12_{M} = 14_{M} - 12_{M}$

La transformation d'une partie des feuillets vermiculitiques en feuillets montmorillonitiques est généralement amorcée dans les niveaux profonds des arènes. En effet les diffractogrammes témoignent de mélanges et d'interstratifications des deux types de feuillets dans les niveaux où apparaît une friabilité qui permet de procéder à des séparations granulométriques en vue de l'analyse aux rayons-X.

L'ensemble des spectres de raies, obtenus à partir d'argiles et de limons extraits après dispersion en milieu ammoniacal, est légèrement modifié après saturation par le magnésium et le potassium (°). C'est ainsi que pour les montmorillonites des profils K-23 et K-27 l'espacement basal est de 14,7 Å après le traitement à l'ammoniaque. La saturation par le magnésium porte cet espacement à 15,1 Å. Après saturation par le potassium la raie fondamentale est remplacée par un ensemble de pics se situant entre 10 et 14 Å. Le chauffage, modéré, à 110° ne modifie pas la position de ces pics mais provoque l'affaiblissement des raies à 13 à 14 Å. En portant la température à 400° toutes les raies sont déplacées vers 10 Å quel que soit le traitement préalable. Le gonflement à l'éthylèneglycol (raie basale portée à 17 Å) n'est pas non plus affecté par la saturation préalable par le magnésium.

Les analyses thermique (°) révèlent d'autre part que la déshydratation de ces smectites (deuxième pic endothermique) s'effectue vers 560°. Ce critère indique que le magnésium constitue

(°) analyses diffractométriques, thermiques et chimiques effectuées par G. PEDRO, M. ROBERT et D. TESSIER au laboratoire des Sols du C.N.R.A.(Versailles). le cation dominant dans les octaèdres. En effet, la déshydratation est décalée vers 650° lorsque les phyllites sont principalement alumineuses et vers 650° lorsqu'elles sont nettement ferrifères (D. TESSIER, communication orale, LUCAS et TRAUTH, 1965).

En conséquence les smectites analysées sont des montmorillonites magnésiennes typiques dont les sites interfoliaires sont susceptibles d'échanges avec une gamme importante de cations ou de radicaux organiques. Ces phyllites sont comparables aux montmorillonites lithomorphes décrites ailleurs (TRAUTH et al., 1967 -PAQUET, 1967 et 1969).

Deux analyses chimiques ont été effectuées sur des fractions argileuses qui comportent des édifices montmorillonitiques nettement dominants (°). Ces argiles proviennent de la partie supérieure d'arènes formées à partir de gabbros alcalin (K-9) ou magnésien (K-13) et surmontées par des horizons pédologiques hydromorphes. Le tableau 8 indique leur composition, en pourcentages d'oxydes.

Tableau 8

Composition chimique (pourcentages pondéraux) de deux fractions argileuses montmorillonitiques (°)

	K-9 i : (-4,Om) :	K-13 d : (-1,5m)•
SiO ₂	36,00	45,00
Al ₂ O ₃	13,85	20,85
Fe O	16,65	10.65
MgO	1,80	1,45
CaO	3,15	0,95
Na ₂ O	0,95	0,30
R ₂ U	21,60	16,77
P.F.		
Total	95,25	96,24

(°) Analyses diffractométriques, thermiques et chimiques effectuées par G. PEDRO, M. ROBERT et D. TESSIER au Laboratoire des Sols du CNRA (Versailles). La comparaison avec des analyses chimiques de référence (CAILLERE et HENIN, 1963) indique que l'édifice majeur des deux fractions argileuses est une smectite ferrifère, du genre beidellite-nontronite.

b. Les édifices micacés.

Au sommet des arènes peu épaisses mais caractérisées par un drainage assez élevé, les vermiculites issues des transformations profondes peuvent évoluer vers des édifices phylliteux dont l'espacement basal est de 10 Å. L'étude de la formation des faciès quartzo-phylliteux orientés, exposée plus loin, montre que le passage entre les vermiculites et les phyllites micacées peut être observé au microscope optique (décoloration, accroissement de la biréfringence). Les spectres-X effectués sur les fractions argileuses et limoneuses de niveaux différents de deux arènes permettent de confirmer et préciser cette filiation (°°).

Dans le profil S-6 les édifices phylliteux se forment aux dépens des amphiboles primaires, les vermiculites assumant la transition avec les montmorillonites et les structures interstratifiées de type 14V - 10 et 14_M - 10. Les édifices illitiques purs n'existent que dans la fraction argileuse. Elles constituent à peu près la moitié des composants phylliteux dans les argiles de l'arène alors que la roche initiale (amphibolite) est totalement dépourvue de minéraux micacés. En outre l'altération des plagioclases initiaux, peu abondants (7 % du volume total), donne naissance à des amas d'épidotes et de quartz, sans minéraux phylliteux visibles.

Dans le profil M-9 les vermiculites formées à partir d'un gabbro chloritisé peuvent évoluer de deux façons différentes. Une partie de ces phyllites donne naissance à des montmorillonites (40 % de la fraction argileuse). L'autre partie aboutit à des édifices interstratifiés formés de feuillets $14_{\rm C}$ – $14_{\rm V}$ – 10. Dans la fraction argileuse du niveau situé à 1 mètre de profondeur seuls les feuillets 10 (illites) sont représentés (60 % de la fraction). Il est vraisemblable que la formation des édifices interstratifiés est de type pseudomorphique. Par contre les éléments d'appréciation utilisés ne permettent pas d'affirmer

(?°) Diagnostics-X effectués par Y. TARDY à l'Institut de Géologie de l'Université L. PASTEUR de Strasbourg. que les illites et montmorillonites de la fraction argileuse sont d'origine néogénétique ou, au contraire, dues à une évolution pseudomorphique des phyllites cristallines et microcristallines et à une microdivision postérieure ou concomittante.

Il apparaît ainsi que les phyllites vermiculitiques, et les édifices interstratifiés qui les intègrent, peuvent évoluer vers des phyllites de type micacé (espacement basal de 10 Å). Cette structure correspond à la présence de potassium dans les espaces interfoliaires des phyllosilicates. Les bilans géochimiques de la troisième partie montreront que cet élément est peu exporté des arènes même dans les cas où il n'est pas présent dans les microclines et les muscovites, espèces minérales stables vis-à-vis des phénomènes d'altération météorique.

c. Les minéraux kaolinitiques.

Dans les horizons sommitaux des arènes à vermiculites et smectites dominantes, et surtout dans les sols sus-jacents, une faible proportion des édifices phylliteux décrits ci-dessus peutêtre dégradée davantage et aboutir à des structures kaolinitiques; La présence de kaolinite dans les niveaux supérieurs des arènes pour lesquelles le réseau de diaclases originel est conservé montre que les conditions physico-chimiques contemporaines peuvent correspondrent localement à la monosiallitisation. Dans les horizons pédologiques superficiels, par contre, une partie des kaolinites peut être d'origine colluviale à partir de matériaux provenant d'arènes kaoliniques fréquemment situées en amont. Dans l'arène proprement dite les pics de diffraction sont bien acérés (kaolinite typique) alors que dans les horizons pédologiques ils sont fréquemment remplacés par des bandes plus larges (métahalloysite).

d. L'évolution des silicates primaires.

- Les minéraux ferromagnésiens.

Alors que les <u>pyroxènes</u> sont totalement détruits au cours des transformations du second et troisième degrés les <u>amphiboles</u> peuvent résister très partiellement et être présente dans les sols. L'espèce la plus résistante est la hornblende verte qui forme la fraction la plus importante des minéraux denses isolés dans les sols et les alluvions.

- 103 -

- Les feldspaths.

Seuls les pôles potassiques et sodiques des feldspaths sont susceptibles d'échapper à l'hydrolyse qui caractérise le sommet des arènes. L'attaque, centripète, des plagioclases produit des plages cryptocristallines incolores ou faiblement teintées en jaune à orange. Les tests de coloration indiquent que les minéraux néoformés sont principalement des montmorillonites, les kaolinites apparaissent comme constituant très subordonné.

- Les micas primaires.

Les biotites étant totalement transformées au cours des stades antérieurs, seules les muscovites et séricites sont discernables au sommet des arènes et dans les sols. Les grands cristaux s'exfolient et les espaces interfoliaires sont envahis par des oxydes de fer. Dans les horizons supérieurs les édifices de grande taille sont rares. Ils subissent en conséquence une microdivision, vraisemblablement facilitée par l'exfoliation préalable. Les diffractogrammes montrent que les édifices à espacement basal de 10 Å sont très stables jusqu'à la surface du sol. On a vu précédemment qu'une deuxième génération de phyllites micacées pouvait s'ajouter, en tant que terme ultime de la filiation vermiculitique (pics légèrement décalés).

- Les épidotes.

Les épidotes microcristallines, issues des transformations initiales des plagioclases et des silicates ferromagnésiens, et les épidotes cryptocristallines dérivées des premières au cours des transformations ultérieures, constituent un réservoir d'éléments qui peuvent alimenter des néogenèses phylliteuses dans les niveaux supérieurs. En effet, tout comme les feldspaths alcalins, les épidotes sont peu hydrolysées au sein de l'arène vermiculitique. Par contre une proportion importante d'entre elles disparaît près de la surface, donnant naissance à des plages monrmorillonitiques. Les comptages de minéraux denses confirment l'hydrolyse d'une grande partie des épidotes dans le haut des profils (Tableau 7).

- 104 -
- Les quartz.

Les matériaux superficiels voient s'accentuer la corrosion des grains de quartz et de calcédoine, d'origine primaire ou secondaire. L'hydrolyse la plus brutale s'observe dans les domaines fortement colorés par des hydroxydes et oxydes de fer. Comme dans le degré précédent, les produits ferrugineux envahissent successivement les fissures et clivages, puis les zones externes et celles situées autour des fractures, enfin le volume total. Une microdivision puis une pulvérisation s'ensuivent, le stade ultime consistant en un fantôme orange à ocre, sans organisation optique décelable. Néanmoins dans les arènes et sols peu ferruginisés une grande partie des quartz peut demeurer intacte. Ils constituent alors, avec les feldspaths alcalins et de rares hornblendes vertes et chlorites, l'essentiel du squelette minéral cimenté par les domaines cryptocristallins argileux.

- Les minéraux denses.

En plus des hornblendes et des épidotes, quelques minéraux primaires peuvent être décelés dans les niveaux supérieurs des arènes et dans les sols (°). Dans les profils basiques le nombre des espèces résistantes est faible : des grenats et des pyroxènes monocliniques. Dans les profils granitiques leur nombre est légèrement supérieur : zircons, staurotides, anatases, tourmalines. Ce sont les espèces que l'on retrouve dans les colluvions et les alluvions en même temps que les minéraux, plus rares, qui servent d'indicateurs pour les prospections de gîtes métallifères.

- Les formes secondaires du fer.

Le fer par l'hydrolyse des silicates ferromagnésiens primaires, des vermiculites et des épidotes, s'individualise principalement sous forme de produits cryptocristallins mélangés aux autres produits secondaires, et sous forme de colorant, de couleur rouille, diffusant de façon centripète (et à partir des fractures) dans les minéraux résiduels. On a vu précédemment qu'une partie du fer peut être intégrée dans les édifices smectiques. La goethite constitue

(°) Déterminations et comptages faits par M. DELAUNE au Laboratoire de Géologie des S.S.C. - O.R.S.T.O.M. de Bondy.

- 105 -

localement des remplissages de pores. Des réticulations désordonnées et des granules foncés à opaques peuvent apparaître dans les domaines cryptocristallins, mais sans atteindre l'importance et la densité propres aux arènes kaolinitiques et aux matériaux des sols.

B. LES TRANSFORMATIONS ET LES NEOGENESES DANS LES ARENES EPAISSES.

Dans les arènes épaisses (roche saine située à plus de 7 mètres de profondeur) la kaolinite constitue le minéral essentiel. Les transformations du premier et du deuxième degrés sont dans ce cas rarement observées par suite de l'impossibilité matérielle d'atteindre les niveaux correspondants. Seuls les deux sondages étudiés à Gabou, les entailles naturelles et les boules résiduelles, dégagées par l'érosion, permettent de montrer que les deux premiers stades de transformations ont précédé la genèse de la kaolinite. L'intensité du drainage et l'importance du temps pendant lequel ont pu opérer les processus d'hydrolyse réduisent généralement l'épaisseur des matériaux qui correspondent aux deux premiers degrés de transformations.

a. Genèse de la kaolinite.

Les structures vermiculitiques ont, là aussi, un rôle d'intermédiaire essentiel entre les silicates primaires et les phyllites ultimes. On les décèle, en effet, dans l'ensemble des profils épais et, bien que leur teneur décroisse rapidement vers le haut, l'examen optique et les diffractogrammes montrent qu'elles peuvent subsister au sommet des arènes. Les filiations étudiées précédemment peuvent être observées : silicates ferro-magnésiens - vermiculites interstratifiés formés de feuillets de vermiculites et de feuillets de vermiculites et de fruillets de montmorillonites et d'illites - édifices montmorillonitiques et illitiques purs (notamment dans les profils K-12, K-15, M-1, M-2, G-10). La montmorillonite constitue notamment un composant mineur mais général des arènes épaisses, kaolinitiques. Les diffractogrammes relatifs à des profondeurs différentes montrent que la hauteur des pics de la kaolinite, bien cristallisée, croît au fur et à mesure que les pics des autres édifices phylliteux s'amenuisent. Il semble donc vraisemblable que la

kaolinite se forme aux dépens des minéraux de type 2 : 1. Elle peut en outre dériver de l'hydrolyse partielle des feldspaths. En effet ceux-ci sont remplacés progressivement par des plages cryptocristallines dont la réaction aux colorations artificielles est typique des kaolinites. Comme il n'apparaît pas d'édifices interstratifiés entre les structures à deux couches octaédriques et les kaolinites et comme la structure du réseau des feldspaths est fondamentalement différente de celle des feuillets kaolinitiques, l'édification des kaolinites doit être de nature néogénétique, soit à partir d'éléments hydrolysés en solution, soit à partir de tétraèdres de silice et d'octaèdres d'aluminium hydroxylé en suspension dans les eaux drainantes.

b. Les formes secondaires du fer.

L'individualisation d'hydroxydes et d'oxydes de fer accompagne en règle générale les manteaux kaoliniques. Dans les niveaux profonds leur faible densité confère aux matériaux une couleur macroscopique rose. Les oxydes forment une granulation et des filonnets peu denses alors que dans certains pores se développent des géodes de goethite disposée en couches rubanées concentriques. Dans le profil G-10 les analyses thermiques indiquent une réaction fortement exothermique entre 350 et 400° qui peut correspondre à la présence de gels ferriques (°). L'importance de la ferruginisation superficielle est très variable d'un profil à l'autre. Généralement limitée aux derniers mètres supérieurs elle envahit l'arène jusqu'à 25 mètres dans le profil G-10 et 53 mètres dans le profil G-5. Les plages kaolinitiques colorées par des oxydes de fer sont marquées par des réticulations en lumière polarisée. Ce fait montre que les phyllites kaolinitiques cimentées par les oxydes de fer s'agencent selon des couches parallèles sans qu'une illuviation intervienne. En effet ce processus est visible dans des matériaux à porosité très faible et également dans des plages périphériques ou internes de feldspaths en voie de kaolinisation.

c. L'évolution des autres minéraux.

La plupart des espèces silicatées sont totalement hydrolysées à partir du niveau où la kaolinite devient la phyllite secondaire

(°) Détermination effectuée par M. PINTA et G. FUSIL au Laboratoire de Spectrographie des S.S.C. - O.R.S.T.O.M. de Bondy. prédominante. Même les espèces minérales les plus résistantes dans les arènes smectitiques sont corrodées et sont indéterminables lorsqu'on arrive à les séparer par des liqueurs denses. Seuls les <u>quartz</u> sont maintenus dans les arènes non ferruginisées. Par contre leur corrosion se révèle active dès que la ferruginisation marque les niveaux supérieurs des arènes. Dans le cas de quartz de taille microcristalline leur disparition peut être totale. Par contre, pour les quartz de grande taille, notamment les quartz primaires des granites, la corrosion liée à la ferruginisation normale des arènes ne permet pas leur effacement total. Seuls les processus de cuirassement intense et épais peuvent dissoudre complètement ces quartz. Quant aux <u>muscovites</u> et <u>séricites</u> de grande taille, elles peuvent être épigénisées par des cristallites de kaolinite qui gardent les formes extérieures initiales, fréquemment soulignées par des liserés d'oxydes de fer.

3. FACIES ET STRUCTURES.

A. LES MATERIAUX QUARTZO-PHYLLITEUX NON ORIENTES.

Quel que soit le type de phyllites formées, les transformations du second degré aboutissent à un mélange de minéraux phylliteux, d'épidotes, de quartz-calcédoines, d'hydroxydes et d'oxydes, et de reliques de minéraux primaires. La superposition des vermiculitisations pseudomorphique et néogénétique à partir des silicates ferromagnésiens et l'hydrolyse des feldspaths efface à peu près totalement la structure et le grain originel de la roche. Et cela d'autant plus que les transformations initiales (premier degré) ont pu oblitérer plus ou moins ceux-ci. Le diagnostic macroscopique des niveaux portés à l'affleurement tend à les assimiler à des matériaux sédimentaires ou tuffacés. Au microscope, l'association quartz-phyllites a été fréquemment interprétée comme étant d'origine sédimentaire ou pyroclastique. Le fait d'y trouver, en outre, des débris de silicates primaires confirme, dans cette optique, l'origine volcano-sédimentaire (flysch) des matériaux. Les chlorites et épidotes représentent alors les produits d'un métamorphisme général ultérieur.

Des dépôts volcano-sédimentaires ont pu accompagner la formation de la chaîne birrimienne mais leur extension est vraisemblablement

- 108 -

moins importante que celle qui leur est attribuée sur les cartes géologiques dressées au Sénégal Oriental. En effet les observations indiquent que dans de nombreux cas des matériaux considérés comme originels, et ayant des caractères communs aux formations sédimentaires, sont en fait le résultat de transformations météoriques à partir de roches éruptives basiques ou neutres. Les puits, les sondages électriques et les considérations géomorphologiques indiquent sur le terrain la superposition d'une arène quartzo-phylliteuse sur le substratum éruptif. L'étude microscopique permet quelquefois de retrouver l'agencement initial des phases minéralogiques primaires : plages vermiculitiques macro- à micro-cristallines à la place des silicates ferromagnésiens, plages d'épidotes et de produits cryptocristallins peu colorés à la place des feldspaths. L'habitus émoussé des silicates de grande taille présents dans le fond quartzophilliteux présente en fait une frange irrégulière et diffuse qui illustre des processus réactionnels périphériques et qui exclut une usure mécanique. En ce qui concerne les sphéroïdes de quartz on peut noter la frange diffuse externe et surtout il est possible de suivre dans quelques profils leur évolution verticale, de bas en haut. Ainsi dans le profil K-9, situé en aval d'un niveau cuirassé, les globules de quartz et de calcédoine, en mosaïque grossièrement radiale et concentrique, ont des diamètres de quelques centaines de microns à 5 m de profondeur. Ces diamètres croissent progressivement vers le haut pour atteindre plusieurs millimètres au niveau 2,5 m. Dans les niveaux superficiels ces quartz acquièrent un habitus cryptocristallin et sont finalement remplacés par des oxydes de fer qui conservent la forme de billes.

B. LES MATERIAUX QUARTZO-PHYLLITEUX ORIENTES.

Les arènes formées à partir de roches où les hornblendes et les chlorites sont largement dominantes sur les autres espèces minérales acquièrent, lors des transformations du second degré, <u>des</u> <u>structures orientées selon des plans verticaux parallèles</u>. Même en l'absence d'une orientation préférentielle décelable à l'observation microscopique et macroscopique les vermiculites et les quartz de néoformation s'agencent selon des strates grossières, verticales, alternées. Les études de terrain montrent que la direction de ces strates correspond à la direction de la diaclase principale verticale du massif. Les néogenèses, qui s'orientent vraisemblablement selon les directions de circulation privilégiée des coux drainantes, révèlent ainsi et amplifient des orientations structurales, même non visibles, dues aux tensions tectoniques. Il se forme ainsi des faciès superficiels d'allure et de composition schisteuses à partir d'amphibolites et de massifs fortement chloritisés.

'a. L'évolution d'amphibolites.

Les exemples les plus typiques ont été observés près de Massacounda, à l'Ouest de Soréto. L'amphibolite atteinte au fond des puits possède un grain de l'ordre du millimètre. La hornblende verte (68 %) se présente en cristaux enchevêtrés, quelquefois en gerbes, sans orientation privilégiée. Les plagioclases (7 %) montrent des caries et des inclusions d'épidotes et de quartz alors que les amphiboles sont intactes. Les autres espèces relevées sont : le quartz (15 %), la pistachite (7 %) et des sulfures et oxydes à éclat métallique (3 %). Les transformations météoriques comportent la saussuritisation totale des feldspaths et surtout la transformation progressive des amphiboles en vermiculites et quartz. La phyllitisation des plagioclases et la transformation des hornblendes en trémolite sont des processus très secondaires. Dans un premier stade la vermiculitisation est principalement pseudomorphique et les phyllites formées ont des tailles proches de celles des hornblendes (500 microns à 1 mm). Vers le milieu des profils, des néogenèses de vermiculites prennent le pas et les phyllites néoformées, de quelques dizaines de microns de longueur et d'épaisseur, et moins, s'ordonnent en strates verticales alternant avec des strates de quartz microcristallin. Un troisième stade consiste en une transformation des vermiculites en édifices interstratifiés avec des feuillets de séricites et de montmorillonites dont l'aspect macroscopique est très proche d'un faciès de séricitoschiste. La "schistosité" grossière coïncide avec la direction de la diaclase verticale la plus proche de la perpendiculaire à la ligne de plus grande pente. Ainsi dans les massifs allongés selon la direction birrimienne la plus fréquente (Nord-Est), la schistosité générale est conforme à cette direction au sommet et

sur les pentes. Mais lorsque la morphologie des massifs comprend des massifs adjacents, perpendiculaires, et des incisions par des marigots, le schistosité des versants et du fond du thalweg reflète d'autres diaclases sub-verticales dont la direction est proche de la tangente aux courbes de niveau. Cependant le débit n'est net que lorsqu'il est confondu avec la diaclase importante Nord-Est et la diaclase perpendiculaire (thalwegs amont). Ce phénomène de modification de la direction de la schistosité diffère légèrement de celui observé près de Kérékounda (au Sud-Ouest de Mamakono) : dans ce cas c'est une virgation d'ensemble des traits tectoniques qui affecte le socle. Les matériaux quartzo-phylliteux issus des amphibolites sous-jacentes reflètent, en les accusant, les variations de l'orientation grossière des silicates primaires et des diaclases principales.

b. L'évolution de faciès chloritiques.

Trois puits foncés à l'Est de Mamakono sur le sommet d'une colline ont permis de suivre les étapes de la transformation d'une roche riche en chlorites en un matériau gartzo-phylliteux très fortement orienté. Le matériau dur, vert, rencontré vers 3,5 m de profondeur, contient des reliques de roche initiale qui peuvent être assimilées aux affleurements de diorite ou gabbro, à gros grain, situés en contre-bas. Le rapprochement avec la structure et la texture de ces affleurements permet de compléter le schéma des transformations qui conduit des pyroxènes aux chlorites et des plagioclases aux épidotes. Les autres espèces apparaissent également secondaires, notamment le quartz et la calcite. Le tableau 9 fournit une estimation quantitative, par comptage de points, des espèces minérales formées successivement, de bas en haut, dans le profil M-9. Les vermiculites constituent à nouveau, dans ce cas, le relais entre les silicates initiaux et les phyllites à allure, macroscopique et microscopique, de séricites. En fait il s'agit d'un mélange de phyllites interstratifiées à base de feuillets de vermiculites, montmorillonites et séricites. A l'affleurement une schistosité très fine, verticale, à microplissements, et comportant des phénomènes de déversement vers l'aval, dessine la direction privilégiée Nord-Est qui n'est exprimée en profondeur que par une direction de diaclase verticale bien marquée. Ce matériau finement

Tableau 9

Genèse de faciès quartzo-phylliteux feuilletés dans le profil Mamakono-9.

:	:	Roche	-3,5 m	-2,5 m	- 1,5 m	
::	Couleur (Code Munsell)	5 G 4/1 et 5 BG 4/1	5 GY 4/1 à 5/1	2,5 Y 5/4 à 6/4	10YR 6/8-7/8 et 7,5YR 5/6	
:::::::::::::::::::::::::::::::::::::::	Structure	Grenue à gros grain	Microgrenue à gros crist. résiduels	Litée grossiè rement	Nettement li- tée (vert <u>t</u>)	
	Grain (médiane) en microns	1000 chlori- tes : 50-100	50-100	50-100	Quartz : 50-100 Phyllites : 20-50	
:	Quartz-calcédoine	21 %	21 % 28 % 30 %		24 %	
:	Plagioclases	7	2	1	• •	
:	Augites (intactes)	1	_	_		
:	Prochlorites)	36 [.] .	42	4	_	
:	Vermiculites	_	<u>.</u>	56	25	
::	Phyllites à : biréfringence) : élevée :	- 	- -		42	
:	Calcites	20	12	_	: _	
:	Epidotes (pistachi- tes zoïsites)	9	15	3	3	
:	Sulfures-oxydes	6	1	6	6	
.						

lité présente une légère kaolinisation et une individualisation d'oxydes de fer qui confère à l'ensemble une couleur rose à rouge lie-de-vin. Le tableau 9 reflète de même la disparition totale des carbonates, l'accroissement, puis la diminution des teneurs en épidotes et l'abaissement de la taille moyenne des phyllites.

Ainsi, même dans le cas où une schistosité accentuée se manifeste dans les matériaux quartzo-phylliteux, la simple observation des affleurements ne suffit pas pour établir l'origine sédimentaire des formations dans la zone tropicale semi-humide. Des contrôles par puits ou sondages peuvent lever les doutes mais des considérations géomorphologiques sont susceptibles de déceler la présence d'arènes épaisses qui ont pu modifier profondément la structure et la composition du substratum. Les faciès feuilletés apparaissent généralement à l'aplomb d'amphibolites dans des conditions de drainage accentué : sommets de collines, coiffés ou non par des niveaux cuirassés (des inclusions de faciès feuilletés y sont alors visibles), et lit mineur de marigot à débit rapide et limité aux périodes très pluvieuses.

4. SIGNIFICATION DES TRANSFORMATIONS DU DEUXIEME DEGRE.

Alors que dans le stade relatif au premier degré les transformations ne comportent que de faibles modifications réticulaires et chimiques, dues à l'intégration d'ions hydroxyles, les mécanismes du deuxième degré impliquent des transformations réticulaires fondamentales et des exportations intenses des cations hors des silicates et du matériau. L'accroissement important des teneurs en ions oxhydryles favorise la formation de structures phylliteuses dont l'édifice de type vermiculite constitue un relais fréquent.

A. LES TRANSFORMATIONS A LA BASE DES ARENES.

La transformation des silicates ferromagnésiens en édifices vermiculitiques correspond au départ d'une partie importante des cations octaédriques ou liant les tétraèdres, à l'exception de l'aluminium. Les bilans chimiques de la troisième partie montrent que dans les matériaux où les silicates ferromagnésiens ont été totalement transformés le magnésium n'est pas totalement éliminé. Il est donc vraisemblable qu'une partie du magnésium est présente dans les réseaux cristallins secondaires, soit au centre d'octaèdres brucitiques, intertétraédriques, soit sous forme de cations interfoliaires.

Une partie du silicium des tétraèdres peut également être remplacée par de l'aluminium. La silice ainsi libérée peut alimenter des néogenèses de quartz ou de silice plus ou moins anhydre. L'équilibre des charges électriques, modifié en raison du remplacement du silicium par l'aluminium et le départ d'une partie de l'oxygène et des cations interfoliaires, est rétabli par l'arrivée des ions OH⁻.

L'oxydation du fer ferreux en fer ferrique peut également compenser une partie des charges positives éliminées avec le départ des cations. On peut remarquer que la vermiculitisation va de pair avec l'apparition de teintes rouille, à l'intérieur comme à l'extérieur des silicates. Mais comme dans le cas de la transformation des micas (TARDY, 1969) il n'est pas possible de préciser le rôle de l'oxydation du fer vis-à-vis de la vermiculitisation des silicates ferromagnésiens, et notamment d'envisager une intervention active. Dans le cas de la saussuritisation le fer remplace le calcium et le sodium, du moins partiellement, et compense les nouvelles charges électriques des tétraèdres et octaèdres. La forme réduite et la forme oxydée du fer peuvent intervenir dans cette structure.

B. LES TRANSFORMATIONS DANS LA PARTIE SUPERIEURE DES ARENES.

La nature des modifications réticulaires qui aboutissent à la genèse de structures de type montmorillonite et séricite à partir des vermiculites a été décrite par MILLOT (1964). Les transformations peuvent comporter simplement des processus d'échanges au niveau des cations interfoliaires : gains d'ions oxhydryles pour les montmorillonites et d'ions potassium pour les séricites. Mais les tétraèdres et les octaèdres peuvent être modifiés également : remplacement d'une partie de l'aluminium des tétraèdres par du silicium dans le cas des montmorillonites et remplacement d'une partie ou de la totalité du magnésium par de l'aluminium dans les octaèdres (figure 17).

La signification structurale et géochimique des transformations des vermiculites en espèces interstratifiées, en montmorillonites et en kaolinites a été soulignée par de nombreux travaux. La distinction entre minéraux dioctaédriques et trioctaédriques n'a pas été approfondie dans le cadre de cette étude. Il semble, d'après les travaux de MAC EWAN (1948) et WALKER (1950), que les structures trioctaédriques interviennent principalement sur roches gabbroïques (présence de magnésium) et dans des conditions de drainage modéré. Par contre les espèces ultimes, notamment dans les sols, soient surtout dioctaédriques (TARDY et GAC, 1968).

- 114 -



Figure 17 -

Schéma de transformation des vermiculites et des plagioclases

La transformation des vermiculites en montmorillonites, comprenant toute la gamme des interstratifiés, s'accompagne d'un gain de silicium dans les tétraèdres et d'une modification de coordination de l'aluminium : l'aluminium tétracoordonné (un tiers dans les vermiculites) devient hexacoordonné. En outre une grande partie des ions interfoliaires passe dans les solutions interstitielles. Lorsqu'une partie de ces ions interfoliaires est remplacée par de l'aluminium issu de l'hydrolyse des feldspaths on obtient des phyllites-Al très stables (PAQUET, 1967 et 1969, TARDY, 1969, DUNOYER DE SEGONZAC et al., 1970).

La formation d'édifices comportant des feuillets illitiques nécessite le départ d'une partie de la silice tétraédrique, remplacée par l'aluminium. L'équilibre des charges est rétabli par l'introduction d'éléments alcalins, surtout le potassium, dans les espaces interfoliaires. Comme on le verra ultérieurement le potassium se révèle être un élément très stable dans les arènes, il est donc disponible pour pénétrer dans les structures phylliteuses ultimes.

Quant aux néogenèses de kaolinite à partir de feldspaths et de micas les travaux de LENEUF (1959), BONIFAS (1959), DELVIGNE (1965), LELONG (1967) ont montré que l'évacuation totale des cations, ⁹ celle partielle du silicium et le maintien sur place de l'aluminium favorisent la formation de couches tétraédriques de silice accolées à des couches octaédriques d'aluminium hydroxylé. La phase amorphe intermédiaire n'a pu être décelée dans les arènes du Sénégal Oriental. En outre, aucune trace d'alumine hydratée, soit amorphe, soit cristallisée, n'a pu être mise en évidence dans les arènes. Les conditions de drainage et les caractères physico-chimiques des solutions drainantes assurent la stabilité des kaolinites qui retiennent ainsi une partie importante de la silice.

CHAPITRE IV

LES TRANSFORMATIONS DU TROISIEME DEGRE :

LA PEDOGENESE

Le troisième stade des transformations est caractérisé par la généralisation de la taille cryptocristalline pour les espèces minérales secondaires et par l'apparition d'un nouveau type de structure : l'agrégat pédologique.

· L'importancé prise par les particules fines peut être perçue soit au moyen de l'analyse granulométrique (augmentation nette des tranches des argiles et des limons fins) soit à l'observation microscopique (apparition de grandes plages, bien individualisées, de cristallites dont la taille échappe au pouvoir de résolution). Bien que ce processus constitue la règle dans les horizons pédologiques il ne leur est pas propre. En effet, la partie supérieure des manteaux d'altération (où le réseau de diaclases originel est maintenu) est, en général, le siège du même mécanisme d'argilification. Celui-ci n'est donc pas lié aux remaniements mécaniques superficiels. Par contre, son développement coïncide avec l'augmentation substantielle de la porosité. Si l'existence de grands pores peut induire une argilification, soit par illuviation, soit par néogenèse, et c'est le cas notamment dans les grandes fissures ouvertes et les tubules des racines, l'argilification peut, de son côté, provoquer l'apparition de pores au sein de la masse transformée.

1. LES PROCESSUS DE RESTRUCTURATION.

Dans les matériaux d'arènes où les plans de diaclases sont conservés l'architecture initiale de la roche reste perceptible à l'examen microscopique : minéraux résiduels plus ou moins altérés, mais dont les fragments éventuels gardent la même orientation optique, plages plus ou moins colorées correspondant à l'emplacement des minéraux ferromagnésiens ou des feldspaths, respectivement, porosité principalement intergranulaire ou intracristalline. L'effacement de cette architecture originelle, dans les horizons pédologiques et à l'emplacement de chenaux racinaires ou biologiques dans l'arène (observés à plus de 10 mètres de profondeur), est toujours lié à un accroissement de la porosité et à une modification de la coloration, qui devient brune à rouge. L'augmentation de la porosité concerne à la fois le nombre des pores et leur section. En outre leur configuration n'est plus liée aux traits structuraux du matériau et correspond, au contraire, à des épontes irrégulières et curvilignes. Ce type de pores résulte à la fois de l'activité biologique, de processus d'accrétion par floculation des particules argileuses ou par des alternances d'humectations et de dessiccations (KUBIENA et al., 1963 -SLEEMAN, 1963). Sauf dans les horizons strictement superficiels on peut noter les plages qui ont gardé des reliques de l'architecture initiale, mais les fragments des minéraux primaires partiellement conservés sont déplacés les uns par rapport aux autres. Les minéraux résiduels les plus résistants (quartz, microcline, muscovite) peuvent chevaucher deux plages contiguës, l'une étant à structure conservée, l'autre étant en totalité formée de produits cryptocristallins. Les déplacements apparaissent donc faibles.

Un autre trait fondamental des matériaux des sols est l'importance volumique des masses cryptocristallines. En effet, si des structures et des minéraux primaires peuvent subsister localement, la plupart des silicates primaires et des phyllosilicates secondaires, microcristallins, ont été transformés totalement en produits cryptocristallins. Ces produits peuvent résulter de néogenèses véritables (soit à partir des minéraux situés antérieurement à cet emplacement, soit à partir de solutions et de suspensions dans les eaux drainantes) ou d'une pulvérisation des minéraux primaires et secondaires antérieurs. L'origine autochtone, soit par pulvérisation, soit par néogenèse, apparaît fréquente étant donné que l'agencement des taches sombres et claires, visibles dans les plages cryptocristallines, est conforme à la taille et à la répartition des minéraux mélanocrates et leucocrates, ou des quartz, dans la roche originelle. Il apparait, d'autre part, que quel que soit le processus de genèse des masses cryptocristallines celui-ci favorise la formation de kaolinites, plus ou moins bien ordonnées. En effet dans tous les profils les diagnostics de rayons-X mettent en évidence un accroissement net des teneurs en phyllites de type 1 : 1 dans les horizons pédologiques, même très mal drainés (vertisols et sols hydromorphes).

La restructuration pédologique coïncide également avec un développement intense des colorations liées aux différentes formes secondaires des produits ferrifères. Ces produits peuvent constituer des plages à peu près homogènes ou des mélanges avec d'autres produits secondaires, notamment phylliteux. Dans ce dernier cas c'est l'association avec la kaolinite cryptocristalline qui est la plus fréquente. Mais les deux formes sont étroitement liées aux traits structuraux des matériaux des sols et semblent jouer un rôle non négligeable dans leur édification.

2. LE ROLE DU FER.

A. LES DOMAINES A OXYDES ET HYDROXYDES DE FER.

Les oxydes et hydroxydes de fer bien cristallisés (décelables à l'observation microscopique) sont cantonnés, dans les sols, aux grands pores ouverts (tapissage interne des parois) et aux cavités des nodules fortement ferrifères (géodes). Une forme fréquente est constituée de dépôts rythmiques faisant alterner des couches de goethite et d'hématite dont l'allongement optique est perpendiculaire à la paroi du pore. Il semble, d'après KUBIENA (1956 et 1961), que ces cristallisations s'opèrent sous l'influence de périodes d'humectations relativement longues. Lorsque les conditions sont réductrices, des taches noires de magnétite peuvent apparaître dans ces domaines ou dans les masses argilo-ferrifères. Néanmoins, l'importance volumique de ces domaines uniquement ferrifères est réduite dans les sols. Elle devient, par contre, importante dans les matériaux des carapaces et cuirasses,

B. LES DOMAINES ARGILO-FERRIFERES.

Les masses de phyllites cryptocristallines ont des colorations allant du jaune pâle au rouge foncé, en passant par toute la gamme des orange et des rouges. Les teintes foncées sont parfois liées à la proximité d'un minéral ferromagnésien en voie d'altération mais leur répartition peut apparaître quelconque. Les bordures des pores sont fréquemment plus foncées que le fond environnant, montrant ainsi le rôle joué par les axes de drainage. La coloration peut être uniforme ou, au contraire, très hétérogène, mais dans ce dernier cas les domaines foncés montrent des configurations de sphérules, parfois entourées d'un halo formant une transition progressive, et quelquefois de lamelles. Des nodules rouge-foncé à opaques parsèment assez fréquemment les plages les plus colorées ; ils ne présentent pas d'organisation interne (concentrique ou radiale) comme dans les niveaux cuirassés.

En lumière polarisée les plages colorées présentent, en règle générale, une organisation révélée par des domaines lamellaires, entrecroisés, dont les constituants ont une orientation optique parallèle, et ménageant entre ces domaines lamellaires des masses cryptocristallines sans orientation résultante privilégiée. L'absence de telles structures dans les plages incolores constitue une preuve du rôle joué par le fer dans la structuration pédologique. Une orientation privilégiée courbe peut se manifester, en outre, en bordure des différentes masses argileuses, séparées par des chenaux ou contigus, et fréquemment entourées d'un liseré orange à rouge. Ces domaines à orientation privilégiée, internes ou périphériques, ont une épaisseur de l'ordre d'une dizaine à quelques dizaines de microns d'épaisseur. Ils sont pratiquement inexistants dans les arènes et prennent une grande importance dans les horizons pédologiques les plus colorés. Ils forment une réticulation grossièrement orthogonale dans les sols où la kaolinite est dominante alors que dans les sols montmorillonitiques (vertigols) cette réticulation est plus désordonnée.

Une autre forme d'association de produits ferrifères avec des phyllites cryptocristallines consiste en masses claires à orientation lamellaire nette, aussi bien visible en lumière naturelle qu'en lumière polarisée et tapissant les parois des canalicules ("argilanes") ou encore incluses dans les plages de structure différente ("papules", selon BREWER, 1964). Ces masses renferment très rarement des minéraux résiduels, tels que le quartz, contrairement aux autres domaines cryptocristallins.

C. L'IMPREGNATION DES MINERAUX RESIDUELS.

Les minéraux primaires subsistant dans les niveaux pédologiques sont généralement envahis par des produits ferrifères. Ce processus est particulièrement marqué pour les quartz inclus dans les plages de couleur rouge à brun foncés. Dans les horizons de sols les plus profonds des substances ocre à rouges envahissent les imperfections de la surface externe, les fissures et les plans de clivage internes.

- 120 -

Dans les horizons plus superficiels et dans les plages cryptocristallines fortement colorées le réseau des quartz est à son tour envahi par une coloration ocre à rouge qui s'étend à partir des chenaux et surfaces précédemment ferruginisées. La coloration de la masse interne des quartz s'accompagne d'une restructuration réticulaire. En effet, l'orientation optique unique initiale, en lumière polarisée, s'efface progressivement au bénéfice de figures d'extinctions roulantes, de mosaïques de domaines à orientation indépendante (pulvérisation) dont la taille diminue jusqu'à obtention de plages cryptocristallines. Ces dernières se fondent pratiquement dans la masse colorée, argilo-ferrifère, environnante. Les stades ultimes sont surtout visibles dans les nodules fortement imprégnés par les oxydes et hydroxydes de fer et ils contribuent à la texture du matériau (WACKERMANN, 1967 - FAUCK, 1971). Il est vraisemblable qu'à la place des quartz ainsi pulvérisés subsistent des masses de produits ferro-siliciques plus ou moins amorphes et qui peuvent migrer sous l'influence des eaux drainantes. Ce mécanisme de destruction des quartz, entraînant une mobilisation potentielle de la silice non combinée dans les aluminosilicates, prend une ampleur générale dans les niveaux cuirassés où les quartz dérivant de granites peuvent être totalement détruits dans les niveaux les plus superficiels.

D. INTERPRETATION DES FORMES DU FER.

Ainsi qu'il résulte d'un inventaire bibliographique (SEGALEN, 1964) les travaux concernant l'association des formes du fer avec les phyllosilicates et les composés amorphes silico-alumineux ne permettent pas d'apporter une explication cohérente de l'ensemble des produits rencontrés. Fondament alement, trois formes d'association semblent se dégager : l'intégration du fer au réseau des phyllites ou des molécules non réticulées, l'adsorption périphérique ou interfoliaire, et la juxtaposition de particules non discernables au microscope optique.

. .

D'après les travaux de FRIPIAT et GASTUCHE (1952) l'adsorption du fer sur les phyllites est régie par la nature des cations antérieurement fixés sur elles et des cations présents dans la solution drainante. Ainsi pour la kaolinite saturée par des cations alcalins ou alcalino-terreux, en milieu neutre, le fer ne peut que s'associer aux ions oxhydryles interfoliaires. Il en résulte un empilement ordonné, selon l'axe (001) des feuillets hexagonaux. Ceux-ci sont ainsi disposés en couches parallèles mais ne peuvent absorber qu'une proportion limitée de fer (12 % de Fe₂03).L'oxcodont de fer forme des grains d'hydroxydes et d'oxydes indépendants de l'empilement des phyllites. Cette forme d'empilement ordonné peut être comparée aux paquets d'argiles orientées parallèlement (argilanes) décrits précédemment. Ces revêtements de pores sont généralement interprétés comme étant le résultat d'une illuviation à partir de particules ou d'ions provenant d'horizons sus-jacents, sous-jacents ou latéraux (SLEEMAN, 1963 - BREWER, 1964 - BOCQUIER, 1970 et 1971 - BOULET, 1974). On ne peut cependant exclure une réorganisation des produits d'altération en place comme le suggèrent des observations personnelles de lames minces de roches marquées par un début d'altération, limité dans l'espace : ainsi dans une granodiorite (Bandafassi), à peine arénisée, des plages de feldspaths plagioclases partiellement altérés présentent des orientations parallèles de phyllites très légèrement colorées au contact de minéraux ferromagnésiens contigus, en l'absence de porosité permettant une illuviation à partir des arènes ou des sols environnants. L'étude de FRIPIAT et GASTUCHE indique que la composition des eaux drainantes est le facteur essentiel dans le déterminisme des arrangements. De plus, la faible intensité des colorations observées dans ces couches parallèles de phyllites est en accord avec les conclusions des auteurs sur la limitation des teneurs du fer trivalent adsorbé. Cette règle peut être étendue aux matériaux cuirassés dans lesquels les paquets flexueux de kaolinites parallèles en "accordéon" se révèlent moins colorés que la masse environnante (WACKERMANN, 1964a).

Lorsque, au contraire, les phyllites sont désaturées (feuillets "H", neutres électriquement) et que le milieu est acide, l'étude de FRIPIAT et GASTUCHE montre que seules les tranches de feuillets hexagonaux sont susceptibles de fixer du fer. Il en résulte une structure désordonnée dans laquelle les différentes phyllites sont disposées sans orientation privilégiée et qui ne comporte pas de limite de saturation en fer, les surfaces adsorbantes étant constituées par le fer lui-même. Contrairement à l'assemblage ordonné précédent, cette structure est lâche et poreuse. Ces caractères correspondent à ceux

- 122 -

des masses argilo-ferriques qui constituent une grande partie du fond des horizons pédologiques. Lorsque l'imprégnation par le fer est dense (couleurs brunes à rouges, ou opaques) la cohésion se révèle extrêmement forte, même après traitement par la plupart des procédés de deferrification. La nodulation résultante soustrait une partie importante des argiles existant dans les sols aux processus d'échanges et d'humidification et l'analyse granulométrique indique un spectre de tailles décalé vers les fractions grossières (pseudosables) par rapport au spectre conforme à la texture réelle (CHAUVEL et MONNIER, 1967 - CHAUVEL et PEDRO, 1967).

Ce deuxième type d'association entre les phyllites et le fer constitue de loin le phénomène le plus important tant du point de vue volumique que du point de vue restructuration pédologique. Sa manifestation optique la plus frappante est constituée par la rubéfaction (coloration à dominance rouge) mais qui peut marquer également les arènes, ou du moins leur sommet à structure encore conservée. Dans ces arènes rubéfiées le fer est principalement présent sous forme d'imprégnations diffuses des minéraux primaires et secondaires et de produits amorphes ferrugineux qui tapissent les fissures et les joints de grains. Les travaux de KUBIENA (1956 et 1961) montrent que les couleurs brunes sont principalement liées aux formes amorphes ou mal cristallisées des hydroxydes et oxydes de fer (genèse dans des conditions d'humidité relativement constantes) alors que les couleurs rouges résultent de la formation de cristallites crypto- à microcristallins de goethite et d'hématite hydratées disséminés dans la trame argileuse (genèse dans des conditions tropicales à subtropicales à saison sèche, chaude, bien marquée). On peut observer des termes de transition dans les deux sens suivant l'évolution de micro-pédoclimats à l'intérieur d'un pédo-climat dominant : évolution du fond jaune, amorphe, vers des nodules rouges à cristallites et évolution d'un fond rouge vers les taches jaunes. Les grains de quartz inclus et ferruginisés gardent, dans ces cas, des taches de la couleur antérieure dans leur partie centrale.

Le rôle des autres constituants du sol dans la restructuration à partir des arènes est encore mal élucidé. Ainsi il semble que la silice présente une importance non négligeable. KUBIENA (1961) associe la silice hydratée colloïdale aux formes de fer amorphes dans les processus de peptisation dans les sols bruns. TRICHET (1963) met en évidence, par des expérimentations, des complexes de fer et de silicium dans lesquels le fer est lié faiblement. Néanmoins la présence de silice empêche la formation d'hydroxydes de fer au cours de ces expériences. La matière organique peut intervenir également dans les processus de formation des agrégats, soit par des liaisons directes avec les édifices phylliteux, soit par des liaisons complexes avec le fer et l'aluminium. Ainsi ANTIPOV-KARATAEV et KELLERMAN (1962) ont montré que les acides fulviques donnent des agrégats très compacts alors que les acides humiques, moins mobiles, constituent des agrégats laches. Comme pour le fer, la matière organique peut être adsorbée par les surfaces internes et externes des feuillets. Pour ces auteurs les liaisons supplémentaires renforcent la cohésion des agrégats : le fer et l'aluminium peuvent être liés aux acides organiques par la constitution de molécules complexes et au moyen de réaction ioniques avec leurs sesquioxydes.

En conclusion, il apparaît qu'il est possible de relier certains traits micromorphologiques aux conditions de pédoclimats, plus ou moins locales. Ainsi les accrétions ordonnées, en couches parallèles, de phyllites peu colorées (argilanes) peuvent être reliées à des circulations d'eaux neutres à basiques, relativement chargées en cations alcalins et alcalino-terreux. Les domaines colorés, sans orientation préférentielle (asepic plasmic fabric), semblent liés à des milieux acides et peu chargés en cations de saturation des feuillets, toutes les teintes du jaune au rouge foncé pouvant exister sans solution de continuité, en fonction des régimes annuels de l'humectation et de la dessiccation : teintes jaunes à orange et brun dues à la présence de formes amorphes et à une humectation quasi constante ; teintes rouges dues à la présence de formes cristallisées d'hydroxydes et d'oxydes et à une alternance de dessiccations et d'humectations. L'intensité des teintes, est par contre, liée aux teneurs en fer. Les réticulations observées dans ces domaines sont dues à des réorientations des phyllites et des produits ferrifères sous l'influence de forces résultant des alternances de dessiccation et d'humectation ou des circulations privilégiées des eaux drainantes (sepic plasmic fabric, BREWER, 1964). Les taches noires correspondent à des micro-pédoclimats à conditions réductrices, notamment sous l'influence de substances organiques.

- 124 -

3. LES HORIZONS SUPERFICIELS.

Pour l'ensemble des sols de la région les 20 à 25 cm superficiels marquent une rupture assez nette avec la texture et la structure des horizons pédologiques sous-jacents. En effet, cette tranche à chevelu racinaire graminéen très dense correspond à une richesse en grains de quartz de toutes tailles qui peut atteindre 90 à près de 100 % du volume total (détermination par comptage de points). Corrélativement le volume occupé par les domaines cryptocristallins, phylliteux et ferriques, est diminué notabJement et se réduit le plus fréquemment à une très mince pellicule, d'épaisseur variant entre quelques microns et quelques dizaines de microns, autour des grains de quartz ou des nodules ferrugineux. Ces joints argileux sont rarement orientés optiquement, sinon l'orientation est parallèle à la surface externe des grains de quartz.

Des inclusions fréquentes de débris de quartz et de roches et un nombre relativement élevé de nodules ferrugineux suggèrent un enrichissement absolu en éléments détritiques, et principalement en quartz, par des mécanismes de colluvionnement. Cette interprétation est corroborée par le mélange de minéraux denses provenant de familles de roches différentes dans les horizons superficiels de profils situés en bas de pente ; ces mélanges s'avèrent cependant rares dans les zones planes. D'autre part l'étude statistique des éléments en traces a montré une lithodépendance nette pour un grand nombre de ces éléments, même dans les horizons de surface. Il 🔬 semble ainsi que les processus de déflation et de colluvionnement aient une influence réduite, du moins dans les zones non accidentées. Les mécanismes d'enrichissement en quartz et d'appauvrissement en argile peuvent ainsi être relatifs et opérer selon des vecteurs principalement verticaux. Ces mécanismes sont d'ordre chimique, biologique ou mécanique. On peut envisager le rôle du pH (acide en surface alors qu'il est nettement basique dans les horizons plus profonds) dans l'hydrolyse des minéraux phylliteux, le rôle chimique et mécanisme des racines et des organismes animaux. L'influence des termites tend principalement à apporter vers la surface des particules argileuses et l'humidité provenant de matériaux profonds situés au-delà de 10 mètres (GRASSE et NOIROT, 1959). Par contre cette influence peut renforcer le phénomène de lithodépendance dans

125 -

la mesure où les transferts ascendants sont relativement verticaux et la densité des termitières très élevée (maille d'environ 100 mètres pour les termitières fonctionnelles en savane arbustive). Par intégration des remontées dues aux termites pendant un laps de temps important l'ensemble de la surface des sols est susceptible d'avoir subi un important apport vertical. Le rôle des termites dans la répartition des teneurs ne doit pas être négligé et on peut même envisager d'opérer des prélèvements destinés à des prospections géochimiques à large maille à partir des masses affleurantes de termitières. De son côté, le rôle du vent en tant qu'agent de déflation et de transport ne doit pas être négligé. En saison sèche il est un fait d'observation courante que l'harmattan constitue un vecteur de particules fines qui peuvent être aisément arrachées aux surfaces des sols non protégées par une végétation graminéenne desséchée ou brûlée. Par contre la liste des systèmes de piégeage de ces particules fines reste spéculative à défaut d'études détaillées (reliefs, zones à végétation arborée, plans d'eau).

4. LES NODULES CALCAIRES.

Comme les nodules ferrugineux, les nodules calcaires présentent très rarement des traits structuraux concentriques ou radiaux. Le rôle des pores et des charpentes silicatées poreuses vis-à-vis de la nodulation a déjà été évoqué. Il apparaît en outre que la nodulation calcitique n'acquiert d'importance que dans les vertisols des zones mal drainées. Dans les zones les plus méridionales la nodulation semble, de plus, limitée aux massifs très riches en calcaire (proximité de cipolin ou de roches vertes riches en carbonates) alors que dans les zones septentrionales les néogenèses (nodules et filonnets) apparaissent assez fréquemment dans l'ensemble des vertigols et des sols hydromorphes. Le rapprochement avec un gradient latitudinal des teneurs en calcium dans les eaux de nappes sera évoqué dans la quatrième partie. Par ailleurs, une étude basée sur la datation isotopique (LAPPARTIENT, 1971) a montré que la cristallisation de la calcite s'étale sur un laps de temps assez court pour un même nodule (de l'ordre du millier d'années).

CONCLUSIONS

L'étude des transformations minéralogiques dans les arènes météoriques a souligné le rôle essentiel joué par la structure vermiculitique comme relais entre les minéraux primaires et les phyllites ultimes (figure 18). Ainsi en l'absence d'édifices phylliteux dans la roche de départ les silicates ferromagnésiens, et dans une moindre mesure les feldspaths, peuvent donner naissance à des faciès quartzo-phylliteux, orientés ou non. Le relais vermiculitique peut être à l'amont d'espèces minérales variées : smectites illites - kaolinites. La relative stabilité des édifices vermiculitiques permet la conservation des empreintes des domaines ferromagnésiens et feldspathiques originels sur une hauteur importante des profils. Seuls les transformations des niveaux sommitaux affectent fondamentalement l'architecture initiale.

Le caractère très progressif des transformations permet de nuancer légèrement le canevas établi par PAQUET (1969). Ainsi la bisiallitisation apparente (par transformation) peut être réalisée à l'aide de pseudomorphoses qui respectent les dimensions et les orientations des cristaux originels et aussi par des pseudomorphoses qui créent des individus secondaires plus petits mais qui s'inscrivent dans le volume du cristal de départ. La bisiallitisation vraie (par néoformation) peut être obtenue par des néogenèses sur place : les cristaux secondaires présentent des tailles et des orientations optiques indépendantes des cristaux préexistants mais le fait qu'ils se forment préférentiellement er lieu et place de ces cristaux tend à montrer que les néogenèses incorporent des fragments des structures préexistantes (couches ou chaînes tétraédriques ou octaédriques). Enfin les néogenèses proprement dites peuvent avoir lieu en n'importe quel endroit du matériau, les éléments constitutifs étant apportés sous forme de solutions, ou de suspensions de tétraèdres ou octaèdres isolés.

Les plagioclases subissent les transformations comparables à celles notées dans les pays tempérées (MEILHAC et TARDY, 1970) : néoformations de vermiculites et montmorillonites en cas de drainage modéré, néoformation de kaolinite, losque le drainage est intense. En cas de drainage intermédiaire un troisième type de néoformation a lieu en zone tropicale semi-humide : l'élaboration de structures illitiques. En outre, dans les premières phases de l'altération des plagioclases, lorsque l'hydrolyse des silicates ferromagnésiens permet un apport de fer, des néoformations, in situ, d'épidotes et de quartz ont lieu.

Le quartz et les formes plus ou moins hydratées et amorphes de la silice constituent une expression, commune aux différents stades de l'altération, de la libération du silicium. Seule, en effet, la montmorillonitisation comporte une intégration de silicium au réseau. Toutes les autres transformations sont régies par une <u>éva-</u> <u>cuation partielle du silicium</u> inclus dans les chaînes et couches tétraédriques (figure 18).

Les stades de transformations initiaux et ultimes présentent un certain nombre de points de convergence avec les processus métamorphiques et diagénétiques. Dans les stades initiaux l'ouralitisation, la chloritisation, la saussuritisation, la séricitisation et les néoformations de quartz peuvent modifier sensiblement la structure originelle. Dans les stades ultimes la formation de phyllites fortement biréfringentes, à espacement basal proche de 10 angströms, en association avec des quartz néoformés, simule une évolution proche de l'itinéraire diagénétique (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969 et 1970). Ainsi peut se fermer le cycle qui mène de formations sédimentaires à des amphibolites (diagenèse et métamorphisme), qui sont, à leur tour, transformées en faciès quartzo-phylliteux par des processus météoriques ménagés. Les diagnostics pétrographiques et les études géologiques sur le terrain sont hypothéqués par ces diverses évolutions.



TROISIEME PARTIE

L'EVOLUTION DES ELEMENTS MAJEURS ET TRACES

DAMS LES ARENES

CHAPITRE I

LES VARIATIONS RELATIVES DES TENEURS DES ELEMENTS MAJEURS

1. LES METHODES ANALYTIQUES.

L'étude de l'évolution des teneurs des éléments majeurs dans les arènes et les sols s'appuie sur le dosage de 692 échantillons provenant des 69 puits et des 3 sondages qui se sont avérés les plus intéressants et les plus homogènes après les examens microscopiques. L'espacement vertical des échantillons dans chaque profil est en moyenne de 50 cm dans le cas des profils à hauteur réduite (moins de 6 à 7 mètres) et de 1 mètre pour les profils plus importants. Lorsque la base du puits a atteint des matériaux relativement sains des échantillonnages supplémentaires ont été effectués à des distances de 25 cm.

Les dosages des éléments majeurs (oxydes de silicium, aluminium, fer, manganèse, magnésium, calcium, sodium, potassium et titane), de la perte-au-feu (H₀0⁺), entre 100° et 1000° C, et de l'eau hygroscopique (H_2O) , entre la température ambiante du laboratoire et 100°C, ont été exécutés au laboratoire de Spectrographie du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy-Vandoeuvre. La méthode de l'analyse par spectrométrie photo-électrique a été décrite par ROUBAULT, DE LA ROCHE et GOVINDARAJU (1964). L'échantillonnage préalable aux dosages spectrographiques des éléments majeurs et en traces ^(°) a porté sur environ 100 cm³ de matériau brové finement (broyeur à galet) et homogénéisé. L'ensemble des pourcentages d'oxydes a été recalculé en éliminant l'eau hygroscopique afin de supprimer les importantes fluctuations de celle-ci en fonction de la nature et de la durée de la conservation des échantillons au laboratoire, avant et après le broyage, ou en attendant leur dosage. Quelques échantillons dont des teneurs d'oxydes s'écartent des gammes d'étalons retenues pour le dosage spectrographique ont été analysés par voie chimique, après fusion alcaline, au même laboratoire du C.R.P.G.

(°) : Les éléments traces dosés sont : B - Ba - Co - Cr - Ga - Li -Be Ni - Pb - Rb - Sr - V - Zn - Zr ; Bi - Mo - Sn (inférieurs à 10 g/t et Ag - Ge (inférieurs à 3 g/t) n'atteignent pas les limites de sensibilité de la méthode analytique. Tableau 10a - Teneurs (pourcentages pondéraux) en éléments majeurs du sondage Kanéméré-37

profond perte feu Tio, Si0, 1A1,0, 1Fe,0, Mn0 · Total ·H₂0 MgO K_0 1 CaO Na₂0 (m) +80,00 6,70 0,85 4,69 99,97 0,0 5,53 0.04 0,87 1,36 0,43 0,52 0,34 2,86 0,3 64,20 10,80 13,84 0,03 0,60 0,37 0,46 7,75 99,21 0,37 0,84 0,5 40,40 14,90 30,31 0,57 10,36 99,38 4,19 0,63 0,49 0,36 0,91 0,45 6,58 1,0 59,80 14,45 11,22 0,06 2,42 1,02 2.34 99,47 5,01 0.14 1.42 1,5 6,06 99,55 5,41 59,20 14,75 11,27 0,06 2,44 1,13 2,96 0,19 1,47 5,62 16,25 99,59 4.68 2,0 57,40 10,73 0,09 2,90 0,79 3,13 0,19 1,49 6,87 2,5 56,80 16,10 100,40 1,26 11,92 0,10 3,63 0,79 2,33 0,32 1,53 3,0 54,30 14,60 10,78 0.07 5,29 7,15 99,41 4,38 3.90 2,23 0.14 0,96 98,90 54,90 14,70 10,49 5,20 2,88 5,46 3,5 0,09 4,02 0,19 0,98 3,22 51,90 15,50 5,69 98,84 4.0 11,32 0,11 5,28 5,19 0,23 2,54 1,11 4,33 4.5 1,86 52,30 14,25 12,36 4,94 6,14 2,71 0.09 4,90 98,92 0.10 1.14 5,0 55,00 14,65 10,60 6,17 0,10 5,05 3,23 0,19 1,16 3,62 99,72 0,46 5,5 55,80 14,15 10,32 0,11 5,92 99.30 3,92 0.14 0.95 4,51 0,43 3,44 6,0 55,30 14,25 10,19 0,12 5,77 3,75 0,33 0,94 3,85 98,96 0,96 4,42 6,5 55,00 14,25 11,00 0,13 6,57 4.68 3,82 0,29 1,02 3,44 100,21 0.39 7,0 56,10 9,34 0,12 6,30 3,21 14,45 5,17 3,62 0,24 1,00 99,57 0,39 7,5 55,30 10,38 5,77 3,82 99,30 0,88 14,35 0,12 4,90 3,41 0,19 1,07 8,0 57,00 14,35 9,55 0,11 5,60 0,99 3,50 99,37 0,48 4,72 3,38 0,19 4,68 8,5 5,29 98,56 52,10 15,15 11,75 1,31 0,14 5,16 3,25 0,05 1,00 54,90 14,80 4,61 99,47 0,88 9,0 9,73 0,11 5,48 3,29 0,14 0,99 5:44 9,5 52,90 14,05 10,39 0,14 6,93 6,44 1,03 3,77 99,22 0,21 3,42 0,14 10,0 53,90 13,35 9,82 0,14 6,73 7,22 . 3,18 0,14 0,98 3,75 99,19 0,15 moyenne 4,08 0,10 13,55 10,62 6,79 0,11 53,20 0,13 6,43 3,25 1,02 10-15

(Dossier C.R.P.G: G.5079 à 5084 G.5388 à 5413)

<u>légende</u>:

---: limite entre ardne et sol

+ : supériour & ...

Tableau 10b - Teneurs (grammes/tonne) en éléments traces du sondage Kanéméré-37

(Dossier Spectrographie-S.S.C: S.1172)

profond ^r (m)	В	Ba	Cu	Cr	Ga	Li	Ni	Sr	v	Zr
0,0	['] 20	200	20	300	10	20	. 30	200	100	- 100
0,3	20	200	30	300	30	20	100	200	300	78
0,5	- 10	300	30	100	30	20	10 0	200	300	
1,0 .	30	300	30	30	30	20	30	200	300	
1,5	- 10	200	30	30	30	20	20	300	200	19
2,0	- EF	300	30	80	30	30	30	300	300	19
2,5	59	300	30	- 10	30	20	30	200	300	19
3,0	H	100	30	1000	30	30	200	1000	300	100
3,5	88	100	30	800	30	30	200	1000	300	80
4,0	n	100	30	500	30	30	100	1000	- 300	64
4,5	<u>.</u>	100	- 30	500	30	30	100	1000	300	13
5,0	57	50	30	800	30	20	100	1000	300	11
5,5	n	80	30	500	30	20	100	1000	200	28
6,0	11	100	30	800	30	20	100	1000	300	tt
6,5	n	. 100	30	800	30	20	100	1000	300	20
7,0	88	100	30	800	30	20	100	1000	200	17
7,5	80	200	30	500	30	30	100	800	200	11 ·
8,0	'n	300	.30	300	30	30	80	1000	-100	ţz
8,5	11	200	30	300	30	30	100	1000	150	78
9,0	11	50	20	1000	30	30	100	300	300	tt
9,5	- 12	100	20	1000	30	· 30	100	400	300	150
10,0	18	50	20	1000	. 30	30	100	300	150	150
moyenne 10–15	10	90	. 20	800	·20	30	100	400	200	150

Ag, Bi, Co, Ge, Mo, Fb, Sn : teneurs inférieures à 10 g/t inférieur à ... 8

Les densités apparentes des échantillons ont été mesurées par volumétrie au mercure. On obtient en fait un <u>poids spécifique</u> <u>apparent</u>, quotient du poids de l'échantillon, après déshydratation à 110° afin de pouvoir y rapporter les pourcentages d'oxydes "secs", et du volume global, en y incluant les pores internes (3 échantillons du même niveau, de l'ordre de 5 cm³). Une étude statistique de CARN (1971) a montré que cette méthode volumétrique apportait une bonne précision (écart-type inférieur à 0,0133 et coefficient de variation inférieur à 0,48%), bien supérieure à la méthode de MELCHER (densimétrie après enrobage par de la paraffine, décrite par KRUMBEIN et PETITJOHN, 1948, et BONIFAS, 1959). Pour cette dernière l'écart-type atteint 0,0546 et le coefficient de variation moyen est trois fois plus élevé que pour la volumétrie au mercure.

2. LES TAUX DE CONCENTRATION.

A. APPLICATION AU PROFIL KANEMERE-37.

Parmi les multiples procédés d'étude des variations de concentrations des éléments dans les différents niveaux d'un profil, le plus simple, et néanmoins précieux, consiste dans la comparaison directe des valeurs, soit par lecture des tableaux de données (tableau 10), soit par examen des courbes de variations de teneurs en fonction de la profondeur (figure 15). Cette étude comparative peut être grandement facilitée par le calcul et la représentation graphique du taux de concentration : quotient de la teneur dans un niveau donné par la teneur dans le niveau profond le plus sein, par la teneur de l'affleurement proche le plus sain ou par la moyenne des teneurs des niveaux profonds non hydrolysés. Les accroissements de teneurs sont caractérisés par des valeurs de taux de concentration supérieures à l, les diminutions par des valeurs comprises entre 0 et l. Ainsi pour le profil Kanéméré-37^(°) les valeurs de référence sont constituées par les moyennes arithmétiques des teneurs des niveaux

(°) : profil décrit en détail dans la deuxième partie.

- 131 -

situés entre 10 et 15 mètres de profondeur (tableau 11 et figure 19). L'ensemble des courbes représentatives des taux de concentration partent du point pivot 1,0 correspondant à la profondeur de référence (10 m).

Dans le cas du profil K-37 l'hydrolyse débute nettement à partir de la profondeur de 10 mètres : on observe un net accroissement des teneurs en eau hygroscopique au-dessus de la valeur 0,15% et une diminution constante des teneurs des oxydes alcalins et alcalino-terreux (figure 15). La figure 19 permet d'affiner ces observations : le magnésium et le calcium décroissent faiblement jusqu'à - 7 m, puis fortement au-delà, le sodium est d'abord enrichi jusqu'à - 6,5 m, puis appauvri vers le haut du profil. La silice voit son pourcentage croître dans l'ensemble du profil, sauf entre 5,0 et 3,5 m. Le fer et le titane sont très faiblement appauvris à la base du profil, puis ils sont nettement enrichis à la partie supérieure de l'arène d'altération. L'aluminium est constamment enrichi, en valeur relative, mais les taux de concentration restent inférieurs à 1,2. Le comportement du manganèse est proche de celui du magnésium mais les valeurs des taux de concentration sont plus proches de 1,0. C'est le potassium qui présente les plus fortes valeurs d'enrichissement relatif, sauf pour deux valeurs qui peuvent être dûes à des teneurs initiales faibles. En effet les niveaux profonds du sondage K-37 sont caractérisés par des fluctuations, assez fortes et aléatoires, du rapport MgO : K₂O (figure 15).

Les moyennes arithmétiques des taux de concentration pour l'ensemble de l'arène, de - 10 à 1 m (diaclases conservées, pas d'éléments lithiques allochtones), permettent d'établir une hiérarchie des mobilités relatives des différents éléments sous l'effet des processus météoriques dans ce profil K-37. Par ordre de mobilité croissante on peut ainsi distinguer (tableau 11) :

éléments enrichis relativement :

K (1,69) - Ti (1,10) - Al (1,08) - Si (1,04) - Fe (1,01)

.

- 132 -

profond ^r (m)	Si0 ₂	A1203	Fe203	MnO	MgO	CaO	Na ₂ 0	K ₂ 0	Ti02	perte feu	H20-
0,0	+1,50	0,49	0,52	0,31	0,06	0,13	0,16	3.09	0.85	1,15	13,60
0,3	1,21	0,80	1,30	0,23	0,09	0,06	0,11	4.18	0.82	1,90	28,60
0,5	0,76	1,10	2,85	4,38	0,09	0,08	0,11	4,09	0,89	2,54	41,90
1,0	1,12	1,06	1,06	0,46	0,36	0,16	0,72	1,27	1,39	1,61	50,10
1,5	1,11	1,09	1,06	0,46	0,36	0,17	0,91	1,73	1,44	1,49	54,10
2,0	1,08	1,20	1,01	0,69	0,43	0,12	0,96	1,73	1,46	1,62	46,80
2,5	1,08	1,19	1,12	0,77	0,53	0,12	0,72	2,91	1,50	1,63	12,60
3,0	1,02	1,08	1,02	0,54	0,78	0,61	0,69	1,27	0,94	1,75	43,80
3,5	1,03	1,08	· 0 ₉ 99	0,69	0,77	0,63	0,89	1,73	0,96	1,34	32,20
4,0	0,98	1,14	1,07	0,85	0,78	0,81	0,78	2,09	1,09	1,39	43,30
4,5	0,98	1,05	1,16	0,77	0,73	0,95	0,83	0,82	1,12	1,20	18,60
5,0	1,03	1,08	1,00	0,77	0,91	0,79	0,9%.	1,73	1,14	·0 ₉ 89	4,60
5,5	1,05	1,04	0,97	0,85	0,87	0,61	1,06	1,27	0,93	1,11	4,30
6,0	1,04	1,05	0,96	0,92	0,85	0,69	1,15	3,00	0,92	0,94	9,60
6,5	1,03	1,05	1,04	1,00	0,97	0,73	1,18	2,64	1,00	0,84	3,90
7,0	1,06	1,06	0,88	0,92	0,93	0,80	1,11	2,18	0,98	0,79	3,90
7,5	1,04	1,06	0,98	0,92	0,85	0,76	1,05	1,73	1,05	0,94	8,80
8,0	1,07	1,06	0,90	0,85	0,82	0,73	1,04	1,73	0,97	0,86	4,80
8,5	0,9 8	1,12	1,11	1,08	0,69	0,80	1,00	0,45	0,98	1,30	13,10
· 9,0	1,03	1,09	0,92	0,85	0,81	0,85	1,01	1,27	0,97	1,13	8,80
9,5	1,00	1,04	0,98	1,08	1,02	1,00	1,05	1,27	1,01	0,92	2,10
10,0	1,01	0,98	0,92	1,08	0,99	1,12	0,98	1,27	0,96	0,92	1,50
moyenne 10-15	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
moyenne 1-10	1,04	1,08	1,01	0,82	0,76	0,66	0,95	1,69	1,10	1,20	19,30

Tableau 11 - Taux de concentration bruts dans le profil Kanéméré-37



Figure 19 - Variation du taux de concentration des éléments majeurs dans l'arène et le sol du profil Kanéméré-37

éléments appauvris relativement :

Na (0,95) - Mn (0,82) - Mg (0,76) - CaO (0,66)

Les moyennes des taux de concentration relatives à l'eau non liée (19,30) et à la perte-au-feu (1,20) indiquent des accroissements élevés. Les comportements relatifs déduits de ces moyennes s'avèrent conformes aux conclusions obtenues par d'autres études, notamment par les études statistiques et les comportements dans les eaux phréatiques. On peut noter surtout l'enrichissement important en potassium.

B. ETUDE STATISTIQUE GLOBALE

L'étude d'un profil isolé présente le risque de faire apparaître l'évolution des teneurs dans un cas particulier, non généralisable à l'ensemble d'une zone climatique, à conditions topographiques semblables.

Elle risque en outre d'être tributaire d'hétérogénéités originelles tant du point de vue de la composition chimique et minéralogique que de la structure et de la texture. De plus, l'influence de nombreuses variables, influencées par les formations avoisinantes, sur la solubilité des différents éléments dans l'eau drainante peut modifier le comportement d'un assemblage minéralogique dans une position drainante donnée. Parmi ces variables on peut citer : les potentiels hydrogène et redox, la température, le degré de dissociation ionique, la pression des gaz dissous, entre autres le gaz carbonique, l'interaction entre ions, autochtones ou allochtones. C'est pour toutes ces raisons que la démarche statistique, basée sur un nombre important de profils, est requise pour déterminer l'ordre de mobilité des éléments dans une même zone climatique.

DENNEN et ANDERSON (1962) ont, dans cette optique, étudié la distribution statistique des taux de concentration de chaque élément dans les écorces d'altération successives. La valeur de la médiane des taux de concentration permet de classer les différents éléments selon une échelle de mobilité. On peut obtenir plus simplement une telle échelle en déterminant les pourcentages, pour
chaque élément, des valeurs respectivement supérieures, égales et inférieures à 1, pour l'ensemble des arènes analysées, à l'exclusion des horizons pédologiques, qui présentent des risques de mélanges et d'apports. Le tableau 12 présente ces pourcentages pour l'ensemble des arènes analysées (370 échantillons).

> Tableau 12 - Répartition des taux de concentration des éléments majeurs dans les arènes de 72 profils d'altération

Pourcentages de taux	Si	A1 :	Fe :	Mn	Mg	Ca :	Na	к	Ti :
sup- ^{rs} à 1,0	57,5	66,8	60,8	56,0	19,1	15,9	27,7	49,7	58,6
égaux à l,O	0,9	1,9	3,1	9,2	0,6	0,3	0,7	3,6	3,2
infer- ^{rs} à 1,0	41,6	31,3	36,1	34,8	80,3	83,8	71,6	46,7	38,2

le classement, par valeurs croissantes, des pourcentages de taux de concentrations inférieurs à 1,0 fournit une échelle croissante de mobilités, des éléments majeurs pour l'ensemble des arènes :

```
éléments enrichis :
```

Al (31,3) - Mn (34,8) - Fe (36,1) - Ti (38,2)

éléments relativement stables (pourcentages proches de 50%) :

Si (41,6) - K (46,7)

éléments appauvris :

Na (71,6) - Mg (80,3) - Ca (83,8)

La répartition ainsi obtenue est conforme à celle déduite de l'étude des eaux d'arènes qui sera abordée plus loin. Elle diffère quelque peu de la classification relative au profil K-37 : le potassium présente un comportement moyen stable alors que le manganèse est enrichi dans l'ensemble des arènes. On peut ainsi prévoir une différence de comportement de ces deux éléments selon la nature des arènes.

C. COURBES CUMULATIVES.

Ainsi qu'en témoignent le tableau ll et la figure 19, les valeurs de concentration présentent des fluctuations aléatoires pour chaque élément dans les différents profils étudiés. Ces écarts peuvent résulter d'un grand nombre de causes :hétérogénéités initiales, erreurs analytiques et surtout d'échantillonnage, enrichissements sous forme de filonnets, nodules, géodes, discontinuités locales dans les processus d'altération météorique. L'emploi des valeurs cumulées et des courbes cumulatives permet généralement d'amortir les écarts aléatoires locaux et de "lisser" les courbes représentatives.

On peut ainsi recourir à une méthode de calcul dérivée d'une technique de lissage couramment utilisée en climatologie. Si <u>c</u> représente la teneur d'un élément dans un niveau donné, <u>c</u>_o la teneur du même élément dans le niveau de référence, sain (base du profil, moyenne des teneurs dans les niveaux non altérés, affleurement proche), on calcule pour les <u>n</u> niveaux concernés, en partant de la base du profil, la somme des <u>n</u> nombre obtenus en ramenant les taux de concentration à une valeur de référence nulle ($\frac{c}{c}$ - 1), soit :



La figure 20 illustre clairement, en la comparant à la figure 19, le lissage obtenu pour les courbes représentatives de l'évolution des teneurs des éléments majeurs pour le profil K-37. A partir de l'origine "O" placée à -lOmet en montant dans les profils, les courbes cumulatives révèlent un enrichissement lorsque les pentes des courbes sont positives (vers la droite si l'axe représentatif des profondeurs est vertical), un appauvrissement lorsque la pente est négative, et une teneur constante lorsque la portion de courbe est verticale. Les courbes cumulatives s'écartent de la droite de référence à partir d'une tranche de matériaux située entre *θ,5 et - 8,5 m. Alors que les points représentatifs du titane s'écartent peu de la valeur nulle à plus de 3 m de profondeur, le potassium se présente comme l'élément enrichi, relativement, dans la plus grande proportion. A l'autre extrême c'est le calcium qui est le plus appauvri, proportionnellement aux teneurs initiales, avec une légère inflexion (moindre exportation) vers - 5 m. Le sodium, par contre, n'est exporté qu'audessus de - 5,5 m, l'accroissement basal pouvant être imputé soit à une hétérogénéité initiale (ce qui est peu probable étant donné que les teneurs en titane restent sensiblement constantes), soit à un enrichissement relatif ou absolu (fixation sur les phyllites secondaires, comme pour le potassium).

La courbe du manganèse suit l'allure sigmoidale de celle du magnésium et s'écarte ainsi fondamentalement du comportement du fer dans le profil concerné. On peut noter que la courbe relative à l'évolution du poids spécifique apparent présente un tracé analogue à celui fourni par le magnésium.

Les valeurs cumulées obtenues par cette méthodes permettent en outre une estimation des tonnages d'enrichissement ou d'appauvrissement sur l'ensemble ou une partie des arènes. Si les valeurs brutes calculées ci-dessus (relatives aux poids des matériaux) n'ont guère de signification pratique, autre que relative, l'application aux taux isovolumiques permettra ultérieurement d'esquisser un bilan des échanges. De plus les valeurs cumulées obtenues au sommet de l'arène du profil K-37 (-1 m) indiquent un classement, pour les mobilités relatives, identique à celui déjà déduit des moyennes des taux de concentration. Ce classement s'établit ici, par appauvrissements relatifs croissants, de la façon suivante :

K (+ 12,82) - Ti (+1,85) - A1 (+1,54) - Si (+0,73) - Fe (+0,23)-Na (-0,86) - Mn (-3,53) - Mg (-4,54) - Ca (-6,67)

- 136 -



Figure 20 - Courbes cumulatives réduites des taux de concentration des éléments majeurs dans l'arène et le sol du profil Kanéméré-37 3. LES BILANS A VOLUME CONSTANT.

Lorsque l'architecture du matériau n'est pas effacée par les processus météoriques on peut estimer que les échanges chimiques n'affectent pas le volume initial de la roche. MILLOT et BONIFAS (1955) ont montré qu'il est alors possible d'établir des bilans d'exportation et d'apport en se basant sur le poids d'un volume unitaire de matériau qui englobe à la fois les produits solides et la porosité (densité ou poids spécifique apparent). Cette hypothèse peut être retenue dans le cas des arènes rencontrées généralement au Sénégal Oriental sur les massifs cristallins: la rémanence du système originel de diaclases montre que les variations de volume sont très faibles, si elles existent, et correspondent au maximum à la fermeture ou à une légère ouverture du réseau de dieclases. Les bilans ainsi obtenus sont globaux et intègrent à la fois les hétérogénéités éventuelles (filons, nodules, géodes) et les départs ou apports en vrac (grands pores, tubules de racines et de fouisseurs). Les conclusions que l'on peut tirer des bilans isovolumétriques doivent donc être nuancées lorsqu'on les transpose dans le domaine de l'évolution géochimique des silicates. Cette dernière démarche requiert la connaissance des poids spécifiques réels des matériaux secondaires (donc de la porosité). L'appareillage disponible (picnomètre à eau) n'a pas permis d'obtenir des valeurs de poids spécifique réels reproductibles.

Le tableau 13 indique, pour le profil K-37, les valeurs des quotients des poids des différents oxydes dans les niveaux de l'arène météorique et des poids correspondants pour un même volume dans la tranche de référence (moyennes des niveaux entre -10 et -15 m). Si <u>c</u> et <u>c</u>, représentent les concentrations d'un oxyde dans un niveau de l'arène et dans le matériau de référence (supposé originel) et <u>p</u> et <u>p</u>, les poids spécifiques apparents correspondants, le taux de concentration à volume constant s'exprime à l'aide de la valeur :

 $\frac{c}{c_{\circ}} \times \frac{p}{p_{\circ}}$

Sauf pour quelques niveaux profonds, et en ce qui concerne le silicium, l'aluminium et le sodium, l'ensemble des valeurs relatives au potassium et quelques valeurs éparses pour le titane, les taux de concentration isovolumiques sont généralement inférieurs à l et indiquent ainsi des exportations absolues hors des niveaux concernés. Le fer, notamment, n'est concentré que dans un seul horizon pédologique. Les moyennes arithmétiques des valeurs prises sur l'ensemble de l'arène se classent dans le même ordre que les moyennes des taux de concentration puisque pour chaque niveau les taux de concentration sont multipliés par un facteur constant (p : p_o) :

K (1,47) - A1 et Ti (0,94) - Si (0,90) - Fe (0,87) - Na (0,84)
- Mn (0,73) - Mg (0,68) - Ca (0,59)

leur ordre de grandeur mérite par contre, une analyse plus attentive. En effet l'aluminium et le titane sont en moyenne les plus stables (moyennes des quotients proches de l) quoique légèrement exportés en valeur absolue. Mais il peut s'agir d'un départ global de matière s'ajoutant à un départ sélectif sous forme de suspension, ces deux éléments étant peu solubles dans les eaux dont le pH est voisin de la neutralité. Ce sont donc ces deux éléments qui sont les plus appropriés à l'établissement de bilans isovolumétriques.

Les valeurs indiquées dans le tableau 12 se prêtent en outre à l'estimation des tonnages exportés et importés. En effet on peut appliquer aux taux de concentration isovolumiques le mode de calcul des variations relatives cumulées exposé précédemment :

- pour un oxyde les taux de concentration isovolumiques cumulés sont exprimés par la grandeur : $\sum_{c_o}^{n} (\frac{c}{c_o} \times \frac{p}{p_o} - 1)$

- la valeur algébrique de la variation absolue de tonnage d'un oxyde à l'intérieur d'un cylindre ou prisme droit vertical de lm^2 de section et de <u>h</u> mètres de hauteur est donnée par l'expression:

Tableau 13 - Taux de concentration isovolumique dans le profil Kanéméré-37

profond ^I (m)	polds specifique abrarent (p) g:cm	p:po	Si0 ₂	A1203	Fe203	MnO	MgO	CaO	Na ₂ 0	K20	Ti0 ₂	perte feu
0,0	1,55	0,55	+0,83	0,27	0,29	0,17	0,03	0,07	0,09	1,70	0,47	0,75
0,3	·1,98 ·	0,70	0,85	0,56	0,91	0,16	0,06	0,04	.0,08	2,93	0,57	1,33
0,5	1,70	0,60	0,46	0,66	1,71	2,63	0,05	0,05	0,07	2,45	0,53	1,52
1,0	1,84	0,65	0,73	0,69	0,69	0,30	0,23	0,10	0,47	0,83	0,90	1,05
· 1,5	2,17	0,77	. 0,85	0,84	0,82	0,35	0,28	0,13	0,70	1,33	1,11	1,15
2,0	2,10	0,74	0,80	0,89	0,75	·0,51	0,32	0,09	0,71	1,28	1,08	1,20
2,5	2,11	0,75	0,81	0,89	0,84	0,58 ·	0,40	0,09	0,54	2,18	1,13	1,26
3,0	1,97	0,70	0,71	0,76	0,71	0,38	0,55	0,43	0,48	0,89	0,66	1,23
3,5	2,31	0,82	0,84	0,89	0,81	0,57	0,63	0,52	0,73	1,42	0,79	1,10
4,0	2,38	0,84	0,82	0,96	0,90	0,71	0,66	0,68	0,66	1,76	0,92	1,17
4.,5	2,28	0,81	0,79	0,85	0,94	0,62	0,59	0,77	0,67	0,66	0,91	0,97
5,0 ·	2,58	0,91	0,94	0,98	0,91	0,70	0,83	0,72	0,90	1,57	1,04	0,81
5,5	2,71	0,96	1,01	1,00	0,93	0,82	0,84	0,59	1,02	1,22	0,89	1,07
6,0	2,64	0,93	0,97	0,98	0,89	0, 86	0,79	0,64	1,07	2,79	0,86	0,87
6,5	2,73	0,96	0,99	1,01	1,00	0,96	0,93	0,70	1,13	2,53	0,96	0,81
7,0	2,75	0,97	1,03	1,03	0,85	0,89	0,90	0,78	1,08	2,11	0,95	0,77
7,5	2,69	0,,95	0,99	1,01	0,93	0,87	0,81	0,72	1,00	1,64	1,00 ·	0,89
8,0	2,79	0,99	1,06	1,05	0,89	0,84	0,81	0,72	1,03	1,71	0,96	0,85
8,5	2,53	0,89	0,87	1,00	0,99	0,96	0,61	0,71	0,89	0,40	0,87	1,16
9,0	2,47	0,87	0,90	0,95	0,80	0,74	0,70	0,74	0,88	1,10	0,84	0,98
9,5	2,77	0,98	0,98	1,02	0,96	1,06	1,00	0,98	1,03	1,24	0,99	0,90
10,0	2,86	1,01	1,02	0,99	0,93	1,09	1,00	1,13	0,99	1,28	0,97	0,93
moyenne 10-15	2,83	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
moyenne 1-10	2,46	0 , 87	0,90	0,94	0,87	0,73	0,68	0,59	0,84	1,47	0,94	1,01

 $\sum_{n}^{n} \frac{c}{c_{o}} \times \frac{p}{p_{o}} - 1 \times \frac{c_{o}}{c_{o}} \times \frac{p_{o}}{p_{o}} \times \frac{h}{t_{onnes}/m^{2}}$

<u>n</u> représentant le nombre d'analyses cumulées <u>c</u>, étant exprimé en fraction décimale et <u>p</u>, en tonnes/m³ (valeur identique à celle mesurée en gramme/cm³).

Dans le cas du profil K-37 les tonnages absolus importés (valeurs positives) et exportés (valeurs négatives) pour l'ensemble d'un cylindre ou prisme vertical d'arène de 1 m² de section et de 9 m de hauteur sont les suivants :

SiO ₂	:	-	1438	kg				
A1203	:	-	230					
Fe ₂ 03	;	-	359					
MnO	:		10					
MgD	:	-	588					
CaO	:	-	718					
Na ₂ 0	:	-	139					
к ₂ 0	:	+	13					
TiO ₂	:	-	17					
P.F.	:	+	14	(perte-au-feu	entre	100°	et	1000°)

Toutes les données se rapportent à des mesures analytiques faites après déshydratation à 100°.

Le bilan global correspond à une perte de poids de 3472 kg/m2.

L'estimation de la perte de poids à partir des valeurs cumulées des taux des poids spécifiques apparents donne, à l'aide de l'expression \sum_{1}^{n} ($\frac{p}{p_{o}}$ 1) x $\frac{p_{o}x}{n}$ -' le chiffre de 3552 kg/m². Les deux résultats sont comparables.

4. LES BILANS ISOALUMINE.

Les classements précédents ont montré que les oxydes d'aluminium et de titane sont les plus stables relativement aux concentrations initiales. L'étude de la dynamique des éléments dans les eaux permettra d'expliquer cette faible mobilité par la moindre solubilité de l'aluminium et du titane dans la gamme des pH rencontrés et aussi par la nature fortement exothermique de la réaction de formation du réseau cristallin des structures oxydées correspondantes, à caractère covalent accusé. Il est ainsi possible de comparer les variations de teneurs des éléments non stables par référence à l'un des éléments peu touchés par les processus d'hydroxylation et d'hydrolyse. Il est intéressant de garder la notation relative, sous forme de taux de concentration, basée sur la valeur de référence 1,0 dans l'échantillon sain. La notation relative possède, de plus, l'avantage de supprimer l'influence des hétérogénéités aléatoires d'éléments qui, comme le fer, le calcium, et les valeurs de perte-au-feu, ne sont pas distribués uniformément dans le matériau altéré.

Si <u>c</u> et <u>c</u>^r représentent les teneurs en oxyde d'un élément majeur et <u>c</u>^r et <u>c</u>^r, les teneurs en oxyde de l'élément de référence, respectivement dans le niveau étudié et le niveau de référence, sain, le taux de concentration relatif à l'élément de référence a pour expression :

L'oxyde de référence retenu pour les calculs présentés ici est <u>l'alumine</u>. Les valeurs absolues des pourcentages de poids de cet oxyde sont plus élevées que ceux relatifs à l'oxyde de titane. Les valeurs relatives au niveau de référence sont ainsi moins fluctuantes pour l'alumine que pour l'oxyde de titane lorsque des écarts dans la composition initiale existent. En outre l'étude de la mobilité des éléments dans les eaux montrera que le titane est légèrement plus mobile dans les eaux d'origine

profond ^r (m)	Si0 ₂	Fe ₂ 03	MnQ	MgO	Ca0	Na ₂ 0	к [.] 20	Ti0 ₂	perte feu
0,0	+3,06	1,06	0,63	0,12	0,27	0,33	6,31	1,73	2,35
0,3	1,51	1,63	0,29	0,11	0,08	0,14	5,23	1,03	2,38
0,5	0,69	2,59	3,98.	0,08	0,07	0,10	3,72	0,81	2,31
1,0	1,06	1,00	0,43	0,34	0,15	0,68	1,20	1,31	1,52
1,5	1,02	0,97	0,42	0,33	0,16	0,83	1,59	1,32	1,37
2,0	0,90	0,84	0,58	0,36	0,10	0,80	1,44	1,22	1,35
2,5	0,91	0,94	0,65	0,45	0,10	0,61	2,45	1,26	1,41
3,0	0,94	0,94	0,50	0,72	0,56	0,64	1,18	0,87	1,62
3,5	0,95	0,92	0,64	0,71	0,58	0,82	1,60	0,89	1,24
4,0	0,86	0,94	0,75	0,68	0,71	0,68	1,83	0,96	1,22
4,5	0,93	1,10	0,73	0,70	0,90	0,79	0,78	1,07	1,14
5,0	0,95	0,93	0,71	0,84	0,73	0,92	1,60	1,06	0,82
5,5	1,01	0,93	0,82	0,84	0,59	1,02	1,22	0,89	1,07
6,0	0,99	0,91	0, 88	0,81	0,66	1,10	2,86	0,88	0,90
6,5	0,98	0,99	0,95	0,92	0,70 ·	1,12	2,51	0,95	0,80
7,0	1,00	0,83	0,87	0,88	0,75	1,05	2,06	0,92	0,75
7,5	0,98	0,92	0,87	0,80	0;72	0,99	1,63	0,99	0,89
8,0	1,01	0,85	0,80	0,77	0,69	0,98	1,63	0,92	0,81
8,5	0, 88	0,99	0,96	0,62	0,71	0,89	0,40	0,88	1,16
9,0	0,94	0,84	0,78	0,74	0,78	0,93	1,17	0,89	1,04
9,5	0,96	0,94	1,04	0 ,98	0,96	1,01	1,22	0,97	0,88
10,0	1,03	0,94	1,10	1,01	1,14	.1,00	1,30	0,98	0,94
moyenne 10-15	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
moyenne 1-10	0,96	0,93	0,76	0,71	0,62	0,89	1,56	1,01	1,10

Tableau 14 - Taux de concentration iscalumine dans le profil Kanéméré-37

L

granitique que dans les eaux des massifs dioritiques et gabbroïques (figure 41 et figures 43 a et b). Le comportement de l'aluminium est par contre indépendant de la nature de la famille pétrographique concernée.

A. ETUDE DU PROFIL KANEMERE - 37,

Le tableau 14 reproduit les valeurs des taux de concentration isoalumine dans l'arène et le sol du profil K-37. Les teneurs de référence sont obtenues, là aussi, par le calcul des moyennes arithmétiques des pourcentages d'oxydes dans les niveaux compris entre - 10 et - 15 mètres. Les taux se révèlent intermédiaires entre les taux de concentration bruts (les plus forts) et les taux isovolumes (les plus faibles). En effet le présent taux caractérise le matériau solide réel et fournit une appréciation sur l'évolution géochimique des produits secondaires par rapport au mélange de silicates primaires. Ainsi le taux iscalumine relatif à la silice montre que les matériaux secondaires dans l'arène et le sol ont une constitution très éloignée de la limite d'apparition d'alumine libre, non liée à la silice,: cette valeur limite, correspondant à un rapport moléculaire SiO₂ : Al₂O₂ égal à 2, implique un taux de concentration isoalumine de 0,30 (HARRASSOWITZ, 1926 et PEDRO, 1966 a). Or les valeurs du tableau 14 sont supérieures ou égales à 0,69. Les taux isovolumiques, rapportés à l'ensemble matériau-pores, doivent être inférieurs. De l'autre côté les taux bruts sont plus élevés que les taux isoalumine par suite d'un effet de bilan : le départ des bases alcalines augmente relativement les pourcentages des oxydes peu labiles, comme l'alumine, et par voie de conséquence le quotient c^r : c^r.

Le tableau 15 permet la comparaison des trois procédés de bilans grâce aux moyennes arithmétiques des différents taux relevés dans l'arène du profil K-37. Les classements des mobilités relatives des éléments majeurs sont identiques pour les trois moyennes. Dans le cas du bilan isoalumine le titane se révèle effectivement stable, le potassium est le seul élément importé, tous les autres éléments étant appauvris par rapport aux niveaux profonds.

Tableau 15 - Moyennes arithmétiques des taux de concentration des éléments majeurs dans l'arène météorique du profil K-37 (entre - 10 et - 1 mètre)

taux de concentra- tion	: K : K :	: P.F.: Ti : :	A1 .	· : Si : :	: : Fe : Na : : :	Mn :	Mg : :	Ca :
brut	1,69	1,20 1,10	1,08	1,04	1,01,0,95	0,82	0,76	0,66
isovolume	: :1,47	: 1,01:0,94 :	: : :0,94: : :	; 0,90: ;	: : 0,67:0,84: ; :	: 0,73: :	0,68:	0,59:
isoalumine	: e:1,56	: 1,10:1,01	<u>1,00</u>	0,96: :	0,93:0,89: ;	0,76:	: C,71: :	0,62:

B. ETUDE DE VERSANTS.

Les trois méthodes de calcul de bilans établissent donc des classemnts de mobilités identiques. Néanmoins la méthode basée sur la stabilité de l'alumine présente certains avantages :

- elle minimise l'influence des hétérogénéités pour les oxydes répartis de façon uniforme par le calcul de quotients de valeurs relatives.

 elle supprime l'erreur due à la mesure du poids spécifique apparent (problème de représentativité des échantillons sélectionnés et problème d'homogénéité).

Cette méthode a été retenue pour l'établissement de bilans sur trois ensembles de profils répartis sur trois versants de massifs cristallins. Deux versants concernent deux massifs d'amphibolites plagioclasiques, à caractères pétrochimiques propres à la classe des gabbros alcalins (versants A et B), l'autre concerne un massif granitique, alcalin, (versant C). Le versant A est caractérisé par des arènes et des sols peu épais alors que les versants B et C possèdent des arènes puissantes, le sommet des deux collines étant marqué par des lambeaux de cuirasses. Les profils analysés sont répartis à intervalles indentiques depuis le sommet des massifs jusqu'au lit majeur du thalweg drainant la partie aval. La longueur de chaque versant est d'environ 700 mètres, leur pente moyenne est de l'ordre de 35%.

Le versant A (profils Soréto-7, 6, 5, 4, 15, d'amont en aval) est situé à proximité immédiate de Massacounda, le versant B (profils Mamakono-1', 1, 2, 3, 4, 5) est situé à l'Ouest de Mamakono et le versant C (profils Soréto-10, 9, 8, 1) est situé à l'Est de Soréto. Le tableau 16 indique les teneurs prises comme teneurs de référence (moyennes arithmétiques des teneurs des échantillons les plus sains, possédant des pourcentages d'eau non liée inférieurs ou égaux à 0,20).

> Tableau 16 - Teneurs de référence pour le calcul des bilans isoalumine dans les profils des versants A, B et C.

:ve :	rsant	:SiO ₂ ;	Al ₂ 0 ₃ :F	^e 2 ⁰ 3	MnO :	MgO :	CaO	Na ₂ 0	:K ₂ 0	:TiO ₂ :
:	A	: : : 51,50: : :	: 12,55: :	: 12,87: :	0,22	6,59 :	9,06	3,51	: 0,44 ;	: 0,93 : : 0,93 :
:	В	47,90	13,30	15,19	0,21	7,45	9,93	2,41	0,41	0,97
:	С	75,20	11,85	3,15	0,02	0,84	0,98	3,98	1,03	0,35

Les figures 21, 22 et 23 illustrent les bilans isoalumine des taux de concentration obtenus par le calcul des moyennes arithmétiques des valeurs dans trois tranches superposées et de même épaisseur prises dans les arènes et des valeurs dans les sols, à l'exception des horizons superficiels. Pour l'aluminium ce sont les moyennes des taux de concentration isovolumiques qui ont été figurées. La comparaison des différents graphiques montre que les mobilités des différents éléments ne suivent pas de schéma unique, commun aux trois versants. L'épaisseur des arènes et des sols, croissante du versant A aux versants B et C, liée à des différences de conditions de drainage et de durée d'action des processus météoriques, conduit ainsi à une dynamique variable des éléments.

a. Evolution de l'aluminium et du titane.

Les graphiques relatifs à ces deux éléments confirment la stabilité relevée précédemment : les courbes des taux de concentration forment des faisceaux parallèles axés sur l'ordonnée 1,0 quels que scient les niveaux. Dans le détail, cependant, l'aluminium est nettement enrichi dans les matériaux cuirassés (M-1'). Dans ce cas il peut s'agir d'un enrichissement absolu, très important, ou encore d'un processus pour lequel l'hypothèse de la conservation du volume et de la structure globale initiale n'est plus valable. Pour les autres profils on peut noter généralement une faible exportation de l'aluminium vers le sommet des arènes et dans les sols. En ce qui concerne le titane, les bilans isoalumine indiquent une légère exportation dans les sols et le haut des arènes, plus forte à l'amont, dans le cas des versants A et B. Pour le versant C, à arènes kaoliniques épaisses, le titane est enrichi dans les niveaux supérieurs et dans les sols. Cette observation rejoint celle de DE LA ROCHE et al. (1962). Ces auteurs ont montré que seule une altération importante et prolongée dans le temps provoque un enrichissement relatif en titane à la suite d'une pseudomorphose en substances amorphes des ilménites primaires.

Dans ce cas le titane est maintenu dans les produits secondaires alors que le fer non oxydé est évacué.

b. Evolution du silicium.

Le silicium est, en règle générale, plus exporté dans les niveaux supérieurs et dans les profils situés en haut de pente. Cependant cette évolution est moins sensible dans les arènes peu épaisses du versant A dans lesquelles les édifices secondaires sont essentiellement des phyllites à structure 2:1. Dans le cadre de ce versant et pour les profils aval du versant B, des niveaux d'arènes peuvent s'avérer plus riches, relativement, que la base du profil.

- 144 -



Figure 21 - Variation des taux de concentration isoalumine des éléments majeurs le long du versant Soréto - 7, 6, 5, 4, 15 (versant A)



Figure 22 - Variation des taux de concentration isoalumine des éléments majeurs le long du versant Mamakono - 1, 2, 3, 4, 5 (versant B)



Figure 23 - Variation des taux de concentration isoalumine des éléments majeurs le Iong du versant Soréto - 10, 9, 8, 1 (versant C) On peut invoquer, en guise d'explication, une exportation différentielle ou encore des apports par percolation verticale et oblique dans des matériaux où opèrent précisément des néogenèses de silice plus ou moins anhydre et cristallisée et de montmorillonites, plus riches en silicium que les autres phyllites secondaires.

c. Evolution du fer et du manganèse.

La dynamique de ces deux éléments, liés dans les minéraux primaires, est assez divergente dans les arènes et les sols. Dans les arènes des profils amont des versant A et B le fer est enrichi, par rapport à l'aluminium et par rapport aux arènes profondes. Il reste stable dans les arènes des piedmonts. Dans les sols il a tendance à être évacué pour l'ensemble du versant A. Cette tendance est inversée pour le versant B et dans les niveaux superficiels du versant C (arènes et sols), où la kaolinite est dominante. L'étude des eaux d'arènes (quatrième partie) montre que les conditions physico-chimiques qui permettent la formation de la kaolinite constituent également des conditions de stabilité pour les hydroxydes de fer. Les deux produits de néogenèse se forment ainsi dans les mêmes conditions. D'autre part les travaux de FRIPIAT et GASTUCHE (1952) ont montré que les phyllites kaoliniques et les hydroxydes et oxydes de fer secondaires peuvent constituer des associations stables, riches en fer. Les deux mécanismes de coprécipitation et d'association de la kaclinite et du fer sont donc clairement exprimés par la répartition du fer dans les trois versants étudiés.

Le manganèse présente un comportement plus irrégulier. Enrichi dans l'ensemble des niveaux du versant C et dans les sols aval des versants A et B, il est, à l'opposé, appauvri ou constant dans les arènes des versants A et B. Son comportement se rapproche ainsi davantage de celui du titane (enrichissement dans les matériaux les plus altérés et les plus oxydés) que de celui du fer. L'étude de la dynamique des éléments dans les eaux confirmera cette relative parenté de comportement (figure 41 et figures 43 a et b).

d. Evolution du magnésium, du calcium et du sodium.

La seule règle générale pour ces trois éléments concerne l'abaissement progressif des taux de concentration dans le haut des profils autres que ceux des piedmonts. Pour ces derniers, les valeurs élevées des taux de concentration peuvent être rapprochés des fortes teneurs en argiles montmorillonitiques et en calcite, aussi bien dans les arènes que dans les sols (vertisols, sols vertisoliques et sols hydromorphes). On peut noter en outre que dans les profils aval des versants B et C les taux de concentration du sodium dans les arènes sont élevés par rapport à ceux du magnésium et du calcium. A la différence de ces deux derniers éléments, repris partiellement dans les édifices secondaires (silicates et carbonates), le sodium ne semble pouvoir être maintenu dans les arènes et les sols que par suite de la plus grande résistance à l'hydrolyse des feldspaths sodiques. Les courbes d'évolution des concentrations des figures 19 et 20, relatives au profil-type K-37, ont présenté un cas similaire de forte rétention du sodium par rapport au magnésium et au calcium, à la base d'une arène.

e. Evolution du potassium.

Comme dans l'exemple du profil K-37 et conformément aux conclusions de l'étude statistique portant sur 72 profils, le potassium présente dans les trois versants un comportement original par rapport aux autres éléments alcalins et alcalino-terreux. En effet des enrichissements, relatifs ou absolus, apparaissent dans les profils, de la base vers le sommet des arènes. Les valeurs les plus élevées des taux de concentration isoalumine correspondent aux profils situés sur la pente, grossièrement à mi-distance du sommet et du piedmont. L'étude minéralogique des arènes a montré, par ailleurs, que cette situation topographique voyait le développement le plus net des édifices phylliteux secondaires à distance basale de 10 angströms, c'est-à-dire à potassium interfoliaire. De même l'appauvrissement des sols en potassium peut être expliqué par la dégradation, observée au microscope et au moyen des diffractogrammes, des micas résiduels ou secondaires, dégradation qui semble se faire au bénéfice de la kaolinite.

La comparaison de la dynamique des éléments majeurs dans trois versants différents par la nature du matériau originel et les processus d'altération montre la complexité des phénomènes étudiés. Les règles de comportement notées le long d'un versant ne sont pas forcément transposables à d'autres versants de même nature pétrographique et soumises aux mêmes conditions climatiques. D'une part les arènes et sols actuels intègrent l'ensemble des transformations subies depuis des laps de temps plus ou moins longs, notamment dans le cas des arènes épaisses. D'autre part les vecteurs et les gradients de teneurs ne se limitent pas toujours au seul versant étudié : les formations environnantes, actuelles ou anciennes, peuvent intervenir dans les qualités physiques et chimiques des eaux drainantes. De plus les directions et les intensités des gradients hydrauliques et chimiques restent des inconnues avec les techniques d'investigation actuelles. Dans ces conditions un accroissement de taux de concentration, par exemple, peut être imputé à une hétérogénéité initiale, à une stabilité (enrichissement relatif),à une migration verticale ou oblique (selon la ligne de plus grande pente ou autre). Des interférences plus ou moins explicables peuvent se produire : il semble ainsi que, dans les arènes de piedmont des trois versants étudiés, la rétention plus faible du potassium par les phyllites secondaires coïncide avec leur saturation en magnésium et silicium. Au sommet des pentes c'est, par contre, le développement plus important des kaolinites qui favorise le départ du potassium. Un autre exemple illustrant la complexité des processus météoriques est fourni par l'étude des versants B et C : les profils situés le plus à l'aval (dans le lit majeur des deux marigots drainants) présentent des taux de concentration isoalumine en silicium, magnésium et sodium inférieurs à ceux du profil situé immédiatement en amont ; les fentes de retrait, typiques des vertisols, sont d'ailleurs moins nettes pour les profils les plus bas que dans ceux situés légèrement en amont.La notion d'engorgement généralement associée à la position basse doit donc être utilisée avec circonspection: la proximité du thalweg peut ainsi accroître le drainage en-dehors des périodes d'inondation. TRESCASES (1973) a montré, par ailleurs que les solutions intercristallines n'ont pas la même concentration que les solutions intracristallines et notamment que dans les péridots les solutions intracristallines sont plus riches en silice au sommet des versants qu'au piedmont, nuançant ainsi les hypothèses antérieures sur le confinement. Cette notion de confinement doit donc être appréhendée à différentes échelles d'observation et de mesures.

5. LES CORRELATIONS DE RANG.

A. CALCUL DES COEFFICIENTS.

L'examen et la comparaison visuels des courbes représentatives des taux de concentration présentent l'inconvénient d'introduire un facteur de discrimination personnel, parfois subjectif. De même le recours aux moyennes arithmétiques ou géométriques des taux de concentration peut masquer des variations d'amplitude relative faible devant les variations extrêmes. Dans le but de quantifier les notions d'analogie et d'antinomie de comportement des éléments au cours des processus d'altération, le calcul de coefficients de corrélation peut être d'un grand intérêt. Cependant les coefficients utilisés habituellement dans les analyses statistiques ne s'appliquent qu'aux distributions paramétriques, continues, conformes à un modèle gaussien.Ces caractères se retrouvent rarement dans les distributions de teneurs issues des processus météoriques. D'autre part, le nombre d'échantillons analysés pour un profil est généralement réduit et les valeurs analytiques n'ont fréquemment de signification que par leur ordre de grandeur, soit en raison de l'imprécision des techniques de dosages (éléments traces), soit par suite de l'imperfection de l'échantillonnage des niveaux dans lesquels les phénomènes d'altération induisent des hétérogénéités de faciès importantes. Pour ce type de distribution SIEGEL (1956) et FLANAGAN (1957) préconisent le recours au coefficient de corrélation de rang de Spearman.

L'expression de ce coefficient de corrélation reprend la formulation générale :

$$r = \frac{\Sigma \times y}{\sqrt{\Sigma \times^2 \Sigma v^2}}$$
 (KENDALL, 1970)

dans laquelle x et y représentent non les valeurs elles mêmes des deux variables testées mais leur rang dans chaque classement. Les classements sont établis ci-dessous dans l'ordre croissant des valeurs des deux variables. Si nous notons par <u>d</u> la différence des rangs des deux variables testées pour le même échantillon et <u>n</u> le nombre d'échantillons classés le coefficient de corrélation de rang de Spearman a pour expression :

$$r = 1 - \frac{6}{n^3} - \frac{5}{n^2}$$

En prenant l'exemple de l'arène du profil-type K-37 on obtient le tableau de calculs 17 pour la comparaison des distributions de l'aluminium et du magnésium dont les teneurs d'oxydes ont été préalablement classées par ordre croissant en partant du tableau 10a.

Fableau17 -	Calcul des différences de rang et du coeffi-
	cient de corrélation de rang de Spearman entre
	les teneurs en aluminium et magnésium dans
	l'arène de K-37.

profondeur (m)	rang Al x	rang Mg Y	d=x-y	d ² .
1,0	9;5	1	8,5	72,25
1,5	14	2	12	144
2,0	19	3	16	256
2,5	18	4	14	196
3,0	11	9	2	4
3,5	13	7	6	36
4,0	17	8.	9	81
4,5	5	6	-1	1
5,0	12	15	-3	9
5,5	3	14	-11	121 ·
6,0	5	12,5	-7,5	56,25
6,5	5	17	-12	144
7,0	9,5	16	- 6,5	42,25
7,5	7,5	12,5	- 5	25
8,0	7,5	11	- 3,5	12,25
8,5	16	5	11	121
9,0	15	10	5	25
9,5	2.	19	-17	289
10,0	1	18	-17 -	289
			total:	$1924.00 (\Sigma d^2)$

soit r = - 0,688 (avec n = 19)

Lorsque les classements présentent des répétitions de rangs on affecte aux échantillons concernés la valeur correspondant au milieu de l'intervalle de classement occupé par les valeurs identiques (tableau 17). Dans le cas où le nombre de rangs répétés est important par rapport au nombre d'échantillons classés il est nécessaire d'introduire un facteur de correction T dans l'expression plus générale du coefficient de Spearman :

$$\Sigma x^{2} + \Sigma y^{2} - \Sigma d^{2}$$

$$r = \frac{\Sigma x^{2} + \Sigma y^{2} - \Sigma d^{2}}{2 \sqrt{\Sigma x^{2} \Sigma y^{2}}}$$

$$\Sigma x^{2} = \frac{n^{3} - n}{12} - \Sigma T_{x} \quad \text{et} \quad \Sigma y^{2} = \frac{n^{3} - n}{12} - \Sigma T_{y}$$

$$z = \frac{t^{3} - 1}{12} - \frac{t^{3}}{12} - \frac$$

<u>t</u> étant le nombre de répétitions d'un rang donné. Pour l'exemple donné dans le tableau 17 ce procédé de correction fournit les valeurs :

 $\Sigma x_{A1}^{2} = -\frac{19^{3}}{12} - \frac{19}{12} - \frac{3^{3}}{12} - \frac{3}{12} - \frac{2^{3}}{12} - \frac{2^{3}}{$

qui, introduites dans l'expression générale, donnent la valeur -0,693 pour le coefficient de corrélation de rang entre l'aluminium et le magnésium. Cette valeur diffère très peu de la valeur non corrigée du tableau 17. On peut ainsi négliger cette correction en présence d'un nombre restreint de répétitions.

En fait les calculs des coefficients de corrélation de rang de Spearman ont été grandement facilités par l'utilisation de l'unité de calcul "WANG-700" et grâce à un programme de calcul automatisé établi par J.DEJARDIN (Bureau des Calculs des Services Scientifiques Centraux de Bondy). Les valeurs obtenues par cette méthode de calcul sont indiquées dans le triangle de la figure 24a qui concerne les classements des teneurs en éléments majeurs dans l'arène météorique du profil K-37.







Figure 24 b - Représentation graphique des corrélations de rang des teneurs des éléments majeurs avec les teneurs en aluminium et magnésium dans l'arène du profil K-37

B. LE TEST DE SIGNIFICATION.

Les valeurs prises par le coefficient de corrélation de rang, entre - l et + l, permettent de tester l'écart par rapport à l'hypothèse nulle d'une absence de corrélation (dans ce cas r = 0). Le test de l'écart par rapport à l'hypothèse nulle (seuil de signification) est donné par l'expression statistique générale (KENDALL, 1970) :

 $t_{s} = r \sqrt{\frac{n}{1} - \frac{2}{r^{2}}}$

 t_{S} représentant la valeur du test statistique de Student dont des tables sont reproduites dans tous les ouvrages portant sur les traitements statistiques des données.

Cette équation de test peut être utilisée de trois façons différentes. On peut ainsi calculer la valeur de t_{S} à partir du coefficient <u>r</u> et chercher dans les tables la valeur de la probabilité de corrélation atteinte avec <u>r</u> et le degré de liberté (<u>n - 2</u>). La deuxième démarche, utilisée ici, consiste à déterminer les seuils limites (r_o) au-delà desquels l'hypothèse d'une corrélation peut être retenue pour une probabilité et un degré de liberté donnés. Les valeurs de ces seuils, calculés jusqu'à n = 40, sont fournies par SIEGEL (1956). Au-delà on peut les calculer en inversant la formule précédente, soit :

$$r^2 = \frac{t^2}{n-2+t^2}$$

Ainsi dans l'exemple du classement des teneurs en aluminium et en magnésium dans l'arène K-37 les valeurs des seuils <u>r</u>, sont, pour n = 19,

- pour une probabilité de 0,001 : $r_o = -0,686$ - pour une probabilité de 0,01 : $r_o = -0,575$

Etant donné que le coefficient de corrélation de rang entre les classements des teneurs en aluminium et en magnésium est de l'ordre de - 0,693 on peut conclure que l'hypothèse nulle de l'indépendance des deux classements peut être rejetée pour une probabilité de 0,001 et qu'au contraire une corrélation inverse, négative, existe entre les deux classements. Les coefficients positifs supérieurs aux seuils de rejet pour les probabilités 0,001 et 0,01 ont été hachurés dans le triangle de la figure 24a ; les coefficients négatifs inférieurs aux valeurs négatives des seuils r, pour les mêmes probabilités ont été entourés d'un carré en trait épais.

On peut également tester directement l'hypothèse nulle à partir de la valeur de la somme des carrés des différences de rang (Σd^2) en se dispensant du calcul du coefficient de corrélation. En effet FLANAGAN (1957) fournit des abaques et une table, calculée par LITCHFIELD et WILCOXON, qui indique, pour les probabilités 0,01 et 0,05 les valeurs limites de Σd^2 audelà et en deçà desquelles on peut admettre l'hypothèse d'une corrélation significative, négative ou positive. Ainsi dans l'exemple du tableau 17, pour n = 19, on peut admettre une corrélation négative significative pour la probabilité 0,01, si Σd^2 est supérieur à 1796, ce qui est effectivement le cas pour le total de la colonne 5 du tableau 17 (soit 1924).

C. INTERPRETATION.

Les valeurs des coefficients de corrélation de rang supérieures à la valeur positive du seuil de signification (r.) indiquent que les valeurs des deux variables testées augmentent ou diminuent dans le même sens, suggérant une liaison entre les deux croissances. Inversement, les coefficients négatifs inférieurs au seuil négatif indiquent que les valeurs prises par les deux variables évoluent en sens inverse; la cause qui fait varier les deux classements produit donc un effet inverse sur l'une des variables par rapport à l'autre. En ce qui concerne les teneurs des éléments majeurs, exprimées en pourcentages, les coefficients de corrélation, positifs ou négatifs, peuvent être accrus en raison du mode de calcul. En effet, lorsqu'un élément majeur est exporté d'un matériau, les autres oxydes, estimés en pour cent, augmentent corrélativement par effet de bilan ainsi que l'ont souligné MICHARD et TREUIL (1969). Cet effet accroît la valeur absolue des coefficients de corrélation négatifs, et notamment ceux relatifs à deux éléments qui ont une mobilité nettement différente. Par contre les coefficients de corrélation entre deux éléments qui présentent un comportement voisin (coefficients positifs élevés) sont accrus en raison d'un effet d'accompagnement dû à la variation simultanée des pourcentages d'oxydes correspondants. Il est donc indispensable de choisir des limites de probabilités élevées afin de diminuer l'influence de ces deux artefacts de calcul.

Ainsi on ne tenant compte que des corrélations significatives au-delà du seuil à 0,01 pour les éléments majeurs de l'arène K-37 (figure 24a) un premier groupe d'éléments, les plus mobiles, apparaît : le magnésium, le calcium, le godium et le manganèse, qui d'une part présentent de fortes corrélations positives entre eux, deux à deux, et d'autre part ont des coefficients de corrélation négatifs élevés par rapport à l'aluminium, élément stable d'après les conclusions antérieures. Le deuxième groupe d'éléments concerne ceux qui ont des coefficients positifs forts vis-à-vis de l'aluminium et entre eux : le fer et le titane confirment ainsi leur relative stabilité ou leur tendance à être enrichis dans l'arène. Par contre le silicium et le potassium sont caractérisés par des valeurs absolues de coefficients faibles, aussi bien entre eux que par rapport aux autres éléments.

Le triangle de la figure 24a permet une visualisation et une quantification relativement claires des liaisons entre éléments. Mais il est possible de faire ressortir encore plus nettement les groupes d'éléments cités en utilisant un diagramme rectangulaire sur lequel on porte en abscisses les valeurs des coefficients de corrélation de rang avec l'élément le plus mobile (le magnésium) et en ordonnées les coefficients de corrélation envers l'élément le plus stable (l'aluminium), les deux éléments de référence ayant entre eux le coefficient négatif le plus élevé en valeur absolue. La figure 24b correspondante indique bien les regroupements en fonction du comportement dans l'arène. Le regroupement, à l'aide des coordonnées

1

- 153 - ...

du magnésium, du calcium, du sodium et du manganèse est marqué en outre par des probabilités de liaison, deux-à-deux, au-delà du seuil 0,01, sauf pour le calcium et le sodium. La grande mobilité du manganèse dans cette arène constitue un cas relativement particulier qui peut être imputé à l'engorgement prolongé de l'arène durant la première partie de la saison sèche.La forme réduite du manganèse est en effet nettement plus soluble que la forme oxydée, au contact de l'atmosphère. Le fer et le titane, liés entre eux, ont des coefficients positifs forts à l'égard de l'aluminium mais sans qu'ils dépassent le seuil correspondant à la probabilité 0,01. La présence prolongée de la nappe phréatique doit également augmenter la solubilité de ces deux éléments par la réduction d'une partie des oxydes correspondants. Le silicium et le potassium sont situés près des lignes d'abscisses et d'ordonnées nulles: ils confirment ainsi leur indépendance par rapport aux deux groupes extrêmes précédents ; cependant, les valeurs positives des coefficients avec l'aluminium, quoique faibles, montrent une légère tendance à l'enrichissement.

On peut également tester les liaisons des teneurs en éléments majeurs avec des variables physico-chimiques de l'arène. Ainsi les coefficients de corrélation de rang de Spearman entre les classements des teneurs et des profondeurs correspondantes peuvent indiquer la tendance à l'enrichissement ou à l'appauvrissement vers le haut du profil, c'est-à-dire en fonction de l'intensité du processus d'altération. Le coefficient entre le classement des profondeurs et celui des teneurs en magnésium vaut + 0,736. Il est supérieur au seuil relatif à la probabilité 0,001, traduisant l'appauvrissement progressif de l'arène du bas vers le haut. A l'opposé, le coefficient entre les classements des profondeurs et des teneurs en aluminium est égal à - 0,495 ce qui illustre l'accroissement des teneurs vers le haut de l'arène sans qu'il y ait de liaison stricte.

6. CONCLUSIONS.

Les différentes méthodes d'étude utilisées ci-dessus donnent des résultats convergents quant aux ordres des mobilités des éléments. Elles s'avèrent complémentaires pour détailler des points particuliers des bilans, soit à l'intérieur d'un profil, soit pour comparer des profils différents. Les conclusions tirées de leur application à l'ensemble des profils étudiés au Sénégal Oriental rejoignent les observations faites précédemment à l'aide du sondage K-37 et des trois séries de profils groupés sur les versants A, B et C:

- le magnésium, le calcium et le sodium sont systématiquement appauvris vers le haut des profils. Néanmoins les teneurs en calcium peuvent présenter des enrichissements locaux dus à la précipitation de carbonates dans les profils engorgés.

- l'aluminium, le fer et le titane voient leurs teneurs croître légèrement du bas vers le haut des arènes et dans la plupart des sols. Le manganèse présente généralement un comportement identique à ces trois éléments mais il peut être fortement appauvri localement, spécialement dans les profils mal drainés et dans les arènes d'origine granitique à dioritique. Cependant les faibles teneurs initiales et leur irrégularité dans les roches rendent difficiles les tentatives de bilans.

- le silicium et le potassium ont un comportement intermédiaire entre les deux groupes précédents, tantôt plus proche de l'un, tantôt de l'autre. Le silicium est généralement appauvri légèrement dans les arènes épaisses et dans les profils bien drainés. Le potassium est particulièrement enrichi dans les profils à drainage moyen; seules les arènes très épaisses, nettement kaoliniques, montrent une élimination presque totale de cet élément.

Les caractères de comportement des deux premiers groupes sont surtout affirmés dans les arènes épaisses dans lesquelles un drainage moyen à intense a pu opérer durant un laps de temps relativement long. Dans les profils engorgés les bilans sont nettement moins accusés, voire inversée par rapport au schéma général. Ainsi le magnésium et le sodium peuvent présenter des taux de concentration supérieurs à l'unité dans les arènes riches en montmorillonites et dans les vertisols. Cet enrichissement peut être à la fois lié à la présence d'une plus grande proportion de minéraux primaires non altérés (hornblendes, albites) et à la possibilité de leur intégration au réseau (magnésium) et dans les sites interfoliaires (magnésium et sodium) des smectites.

CHAPITRE II

MODELE MATHEMATIQUE D'EVOLUTION DES

ELEMENTS MAJEURS

..

Malgré le caractère concordant des résultats obtenus au moyen des différentes méthodes d'investigation géochimique exposées précédemment la comparaison des processus d'évolution météorique relatifs à chacun des profils étudiés présente un aspect subjectif. La difficulté principale provient du fait que les puits creusés atteignent rarement les niveaux profonds correspondant à la roche saine. Les corrélations des niveaux entre profils espacés se heurtent ainsi au problème de la définition de l'intensité de l'altération équivalente. L'examen microscopique et les diagnostics minéralogiques des produits secondaires peuvent apporter des informations préci**euseo** mais ils fournissent des estimations quantitatives assez grossières et surtout ne permettent pas de suivre avec une grande finesse les échanges chimiques qui s'opèrent dans les silicates primaires et dans les matériaux néoformés.

Des indices géochimiques ont été proposés pour définir l'importance des processus d'altération dans un matériau. Ainsi HARRASSOWITZ (1926) utilise le rapport moléculaire SiO₂ : Al₂O₃ pour distinguer les matériaux contenant de l'alumine libre des matériaux kaoliniques qui en sont dépourvus. Cet indice n'a de signification que lorsque tous les minéraux primaires ont été transformés (PEDRO, 1966a) et que les produits secondaires sont de type ferrallitique. La comparaison du rapport moléculaire SiO, combinée : somme des bases relatif à un matériau altéré et du même rapport dans la roche originelle (PEDRO, 1964) permet la caractérisation du processus d'altération par référence aux quatre types zonaux fondamentaux : allitisation - monosiallitisation - bisiallitisation podzolisation. Néanmoins le bilan n'est rigoureux que lorsque tous les minéraux primaires ont été transformés ou lorsque ce rapport moléculaire peut être déterminé dans la phase lessivée (concentrations dans les eaux drainantes). D'autres indices, comme celui de PARKER (1970) et qui réside dans le calcul de la somme des rapports moléculaires des cations entre le matériau altéré et la roche saine, ne permettent pas de caractériser le processus lui-même mais permettent de suivre à l'intérieur d'un profil le processus d'appauvrissement en éléments

- 158 -

alcalins et alcalino-terreux. On peut également ténter d'appliquer aux matériaux d'altération les techniques d'étude des mélanges de minéraux utilisés en pétrologie. Mais les formules chimiques des espèces minérales secondaires oscillent entre des limites de mélanges assez larges sauf en ce qui concerne les matériaux allitiques ou monosiallitiques. CHESWORTH (1973) a utilisé pour l'étude de ces matériaux des diagrammes triangulaires de faciès minéraux qui permettent de relier les réactions de transformations à la température et à la pression partielle de l'eau.

En fait le problème de la caractérisation géochimique d'un matériau altéré impose la prise en compte de deux paramètres. L'un définissant la composition du mélange de la fraction originelle et de la fraction néoformée. L'autre caractérisant le type d'évolution de l'ensemble du profil et qui est fonction d'un certain nombre de variables, comme la nature de la roche, la pluviosité, le drainage, la durée d'action de ces facteurs. La plupart des indices utilisés actuellement ont trait au premier de ces paramètres. Mais le caractère bisiallitique prépondérant dans les processus observés au Sénégal Oriental ne permet pas l'utilisation de ces indices. En outre on a pu noter que la silice non combinée figure parmi les produits de néogenèse et qu'à l'opposé les quartz peuvent être dissous et libérer ainsi de la silice qui est susceptible d'alimenter les néoformations. La distinction entre la silice combinée dans des silicates et la silice non combinée ne possède donc pas la même rigueur que dans d'autres zones climatiques. De même le calcium et le potassium peuvent avoir un comportement différent de celui des autres éléments alcalins et alcalino-terreux : le calcium peut se trouver enrichi sous forme de carbonate et le potassium est nettement plus stable ou peut être repris dans des phyllites secondaires même dans des matériaux très évolués. Les indices basés sur les teneurs en silice libre et englobant le calcium et le potassium sont ainsi moins bien adpatés aux processus météoriques étudiés.

- 159 -

Le premier paramètre, caractérisant le mélange des deux fractions, doit représenter le jeu des enrichissements et des appauvrissements systématiques. Ces processus sont la résultante des réajustements énergétiques dus aux gradients de potentiel chimique à l'intérieur de la phase solide et entre cette phase et la phase aqueuse. Or, le potentiel chimique constitue la <u>variable de tension</u> associée à la masse du constituant qui représente la <u>variable de position</u> vis-à-vis de l'énergie mise en jeu. Cette dernière peut être exprimée par la concentration en masse (poids) de l'élément ou de son oxyde par rapport à la masse totale. Les relations thermodynamiques qui lient les deux variables n'imposent pas une expression sous forme de concentration moléculaire comme c'est le cas pour la plupart des indices existants utilisés, dans le but de caractériser les associations minéralogiques.

Quant aux deuxième paramètre, ou groupe de paramètres, il nécessite la connaissance des lois d'évolution des teneurs en fonction de la profondeur, ou tout au moins de modèles qui permettent de représenter l'évolution de façon approchée mais satisfaisante. Comme l'ensemble des études expérimentales de l'altération des roches a surtout cherché à définir l'évolution des teneurs en fonction du temps (CORRENS et VON ENGEL-HARDT, 1940 - GARRELS et HOWARD, 1959 - PEDRO, 1964 - WOLLAST, 1967 - LUCE, 1969 - LUCE et al., 1972, entre autres) et qu'aucun modèle spatial n'a été proposé, il est indispensable d'analyser les modèles de terrain à partir des profils analysés.

1. L'EVOLUTION DES TENEURS EN MAGNESIUM ET EN SODIUM.

3

A. EVOLUTION EN FONCTION DE LA DISTANCE A LA ROCHE SAINE.

L'étude du comportement des éléments majeurs dans les arènes a montré que le magnésium et le sodium sont systématiquement appauvris dès qu'apparaît une augmentation des teneurs en eau hygroscopique. L'analyse du comportement des éléments dans les nappes confirmera ce caractère de grande mobilité. Dans les stades initiaux de l'altération le calcium présente une dynamique analogue

- 160 -

mais les stades ultérieurs sont fréquemment marqués par des enrichissements secondaires en calcite, sous forme de filonnets, nodules, géodes. L'existence de ces hétérogénéités secondaires imprime à la courbe représentative des teneurs en calcium une forme en dents de scie incompatible avec la recherche d'un modèle simple. Le magnésium peut présenter également des enrichissements secondaires par suite de son intégration dans le réseau des phyllites smectitiques mais le phénomène n'est sensible au niveau des pourcentages de poids que dans le cas des horizons de vertisols.

Pour six profils il est possible de tracer les courbes de teneurs en partant d'un matériau relativement sain (transformations du second degré peu importantes, degré hygroscopique faible, poids spécifiques de l'ordre de 3,0). Ainsi pour le profil K-37 l'étude des lames minces et des teneurs (tableau 10) a montré que les processus d'hydrolyse et d'échanges avec l'eau drainante débute vers la profondeur de 10 mètres. Cependant on peut noter à partir des courbes relatives à l'eau non liée, au poids spécifique, à la somme des bases alcalines et alcalino-terreuses (figures 15 et 19) que des hétérogénéités apparaissent dans les niveaux profonds et que des niveaux sains sont intercalés entre des niveaux légèrement altérés. Le comportement ne s'avère systématique qu'au-dessus de la profondeur - 7 mètres. Ce niveau constitue le dernier horizon sain, en allant vers la surface, tant du point de vue des critères géochimiques que des critères pétrographiques. La figure 25a représente l'évolution des teneurs en oxydes de magnésium et de sodium (en pourcentages de poids à 110°) en fonction de la distance au niveau sain défini ci-dessus. La forme sigmoïdale des deux courbes se retrouve dans les arènes des cinq autres profils complets : M-2, S-4, S-7, G-5, et 5-10. Leur représentation graphique sera faite en fonction des conclusions de l'analyse qui va suivre.

- 161 -

B. MODELE MATHEMATIQUE DE L'EVOLUTION DES TENEURS.

L'allure sigmoïdale des deux courbes relatives à MgO et Na,O de la figure 25a suggère une expression exponentielle de la relation liant les teneurs et la distance. En effet si l'on reporte les points figuratifs sur un diagramme rectangulaire dans lequel les abscisses, relatives aux teneurs, sont logarithmiques et les coordonnées exprimées selon le carré des distances à la roche saine, une relation linéaire se dessine (figure 25b). L'expression mathématique de la relation peut s'écrire alors :

> - k x² c = c_o e

avec c = teneur de l'oxyde ou de l'élément dans un niveau donné co= teneur de l'oxyde ou de l'élément dans la roche saine x = distance du niveau concerné à la roche saine k = facteur de proportionnalité caractérisant la pente de la droite dans un diagramme de type 25b.

Le facteur k peut être exprimé de façon simple et figurative si l'on caractérise la pente de la droite obtenue dans un diagramme de type 25b par la distance relative à une valeur c:c. donnée et constante, par exemple 1:10 ou 1:2. J'ai retenu cette dernière valeur (c:co= 0,5) car elle peut être portée avec une meilleure précision sur les diagrammes que le quotient c:co= 0,1, et, d'autre part, elle est généralement située dans les limites des appauvrissements effectivement observés dans les profils (WACKERMANN, 1973).

Soit alors d = distance à la roche saine correspondant à une teneur en oxyde de magnésium ou de $sodium c:c_o = 0,5$

L'expression exponentielle précédente s'écrit alors, en termes $\frac{x^2}{d^2} \text{ Log } 0,5$ $c = c_0 \cdot e$ de logarithmes népériens :

- 162 -








et, en utilisant des logarithmes décimaux, la variation des teneurs en oxydes, ou en poids d'éléments, de magnésium et de sodium a pour expression :

 $-0,69 - \frac{x^2}{d^2}$ $\frac{c}{c_0} = e$

C. EVOLUTION DE LA SOMME $b = MgO + Na_0$

Les figures 25 a et b indiquent que la dispersion des points figuratifs est moindre si l'on représente la variation de la somme des oxydes: <u>b</u> = MgO + Na₂O. L'hétérogénéité relative aux teneurs en Na₂O dans les niveaux situés au-delà de la distance de 4,5 m disparaît ainsi. On peut tirer des conclusions similaires de l'étude des courbes relatives aux arènes des cinq autres profils complets. Le lissage des courbes est ainsi facilité sur les diagrammes représentant la somme b en fonction de la distance à la roche saine (figure 26a) pour les arènes de M-2, M-9 , S-4, S-7 et G-10 ^(°). Cette propriété intègre deux caractères de la distribution des oxydes de magnésium et de sodium, D'une part la somme b reste grossièrement constante dans les niveaux profonds, non altérés, des sondages K-37, G-5 et G-10 même lorsque des alternances de faciès tantôt plus basiques, tantôt plus granitiques se manifestent. Dans une même formation le mélange en proportions légèrement variables des pôles foldspathiques et des pôles ferromagnésiens modifie peu la somme b (tableaux 10a et 18c). D'autre part l'exportation du magnésium et du sodium semble être un processus global : le départ plus important d'un des deux éléments est compensé par une stabilité plus grande de l'autre. Cette constatation peut être attribuée, soit à une compensation réciproque de la stabilité des feldspaths et des silicates magnésiens, soit à un abaissement de la solubilité d'un des éléments lorsque l'eau drainante est fortement chargée en l'autre.

(°) : Les distances relatives au sondage G-10 ont été corrigées de façon à les ramener à des distances verticales (inclinaison = 60°). La figure 26b montre que le modèle exponentiel déduit du diagramme 25b s'applique aux cinq autres arènes complètes, dans lesquelles on peut suivre l'évolution des processus d'altération depuis les niveaux sains profonds (tableaux 18 <u>a</u>, <u>b</u> et <u>c</u>). Ce résultat est important puisque les six profils concernés comportent, soit des arènes peu épaisses, à phyllites secondaires de type 2:1 (K-37, M-9, S-4, S-7), soit des arènes épaisses, à kaolinite dominante sur une hauteur importante (M-2, G-10). On peut noter que les quatre niveaux supérieurs de M-2 indiquent une nette discontinuité par rapport à l'arène sous-jacente mais que ces deux tranches s'articulent autour du même point-pivot correspondant au niveau sain ,profond.

Au contraire, les horizons pédologiques des six profils présentent des valeurs de MgO, Na₂O et <u>b</u> nettement discontinues par rapport aux valeurs relevées dans les arènes. Les valeurs sont en règle générale nettement plus faibles que dans les arènes et leur distribution est très irrégulière par rapport à la profondeur (tableau 18). Les deux niveaux supérieurs figurés pour l'arène G-10, bien que ne manifestant pas une restructuration pédologique nette, se rapprochent davantage de la composition chimique des horizons pédologiques superficiels que des niveaux de l'arène sous-jacente. Dans cette arène le niveau - 30,3 m correspond à une hétérogénéité nettement plus potassique et plus titanifère que l'ensemble du profil. Il n'a donc pas été figuré sur les diagrammes 26.

Il apparaît ainsi que le modèle proposé pour le profil K-37 peut décrire la distribution des teneurs en magnésium et sodium, en fonction de la distance à la roche saine, quelle que soit l'épaisseur de l'arène, et pour les profils d'altération formés sur des roches de la famille des gabbros (K-37, M-2, M-9, S-4, S-7) et des diorites (G-10). Si <u>b</u>, représente la valeur de départ du total des oxydes MgO et Na₂O, <u>d</u> la distance pour laquelle est atteinte la valeur O,5.b, on peut exprimer la variation de la somme <u>b</u> en fonction de la distance à la roche saine par une expression similaire à l'équation de

с :

 $-0,69 \frac{x^2}{-\bar{z}}$



	• .				•											
	$prof^{\underline{r}}$ (m)	Si0 ₂	: ^{A1} 2 ⁰ 3:	Fe203	MnO :	MgO :	CaO :	Na ₂ 0 :	K ₂ 0	TiO ₂ :	P.F.	Total	H ₂ 0 ⁻	a	<u>b</u>	i
<u>s-4</u>	1,0	45,50	19,65	16,50	0,26	1,24	4,37	0,13	0,31	1,03	10,81	99 , 80	5,90	37,18	1,37	27 , 14
	2,0	51,70	14,55	14,24	0,19	3,51	.8,69	1,28	0,14	0,85	5,02	100,17	3,93	. 29,64	4,79	6,19
	3,0	51,70	14,10	14,37	0,17	4,59	8,33	1,73	0,19	0,84	4,19	100,21	3,76	29,31	6,32	4,64
	4,0	52,00	13,40	13,48	0,19	5,29	9,05	0,83	0,14	0,87	3,68	98,93	1,78	27,75	7,12	3,90
	5,0	50,60	12,90	13,61	0,18	6,42	9,72	2,14	0,10	0,82	2,79	99,28	0,91	27,33	8,56	3,19
	5.5	51,20	13,25	12,85	0,16	5,32	9,37	2,32	0,09	0,87	3,34	98 , 77	1,40	26,97	7,64	3,53
<u>s-7</u>	0,5	43,60	18,25	19,96	0,26	3,11	5,61	0,37	0,19	1,32	7 , 15	· 99,82	3,05	39,53	3,48	11,36
	1,5	47,50	15,85	18,14	0,35	4,37	5,85	0,23	0,27	0,93	6,96	100,45	4 , 85	.34,92	4 , 60	7 , 59
	2,5	49,90	16,10	15,72	0,28	3,28	3,23	1,38	0,37	0,98	7,62	98,86	6,73	32,80	4,66	7,04
•	3,0	46,10	13,65	15,52	0,28	7,76	9,40	2,08	0,44	0,93	3,04	99,20	1,90	30,10	9,84	3,06
	3.3	51,50	12,55	12,87	0,22	6,59	9,06	3,51	0,44	0,93	0,98	98,65	0,38	26,35	10,10	2,61
		Légend	<u>le</u> : P. R	F. :	perte-	au-feu rement	à 1000° voisin	ی بی بی بی سر بی می بی •		- 1: - 1:	imite s imite d	ol-arène e l'arèn	e supér	ieure		بين عد ما نين بدر يو اين اين م ر بر
_			tr	• •	à l'ét	at de t	races		5.5	n	iveau d	e référe	nce (no	n altér	é)	•
		•	():	valeur	approc	hée		a =	^{A1} 2 ⁰ 3	+ Fe ₂ 0	3 + TiO ₂	(%)			
			. •		. inféri	eur à .	••		b =	MgO +	Na20 (?	\$)				
	•							•	1 =	a:b				•		•
	•			•		•		An	alyses	C.R.P.C	l: S-4: S-7:	Q.21100 Q.21127	à 21102 à 21125	2, 21457 8, 2146 <u>9</u>	7 à 2145 5 à 2146	59 . 57

Tableau 18a - Teneurs en éléments majeurs et indices géochimiques dans les arènes et les sols des profils Soréto-4 et -7 (exprimés en pourcentages de poids des matériaux séchés à 100°)

lableau lob - Teneurs en éléments majeurs et indices géochimiques dans les arènes et les sols des profils Mamakono-2 et -9

1.

	prof <mark>r</mark> (m)	Si0 ₂	A12 ⁰ 3	Fe203	MnO	MgO	Ca0	Na_2^0	к ₂ 0	TiO ₂	P.F.	Total	н ₂ 0 ⁻	<u>2</u>	<u>b</u>	<u>i</u>
<u>M-2</u>	0,0	17,30	14,30	55,30	0,04	0,22	0,13	- 0,10	0,35	0,66	10,81	(99,14)	0,89	70,26	(0,25)	(281,04)
	0,5	40,10	20,30	17,49	0,24	4,78	6,44	0,50	0,37	1,13	7,96	99,31	2,37	38,92	5,28	7,37
	1,5	41,20	23,65	16,21	0,19	1,23	2,63	0,70	0,21	0,94	12,38	99,34	5 , 59	40,80	1,93	21,14
	2,5	47,70	18,25	13,97	0,19	3,96	· 6 , 98	2,21	0,19	0,86	5,64	99,95	3,69	33,08	6,17	5,36
•	3,5	48,50.	. 16,50	13,97	0,16	3,99	6,75	3,04	0,24	0,97	4,98	99,10	3,66	31,44	7,03	4,47
	4,5	54,70	15,15	13,87	0,14	3,86	1,37	1,98	0,55	0,94	8,02	100,58	6,04	29,96	5,84	5,13
	5,5	53,90	16,75	12,65	0,11	3,77	1,52	2,39	0,42	0,82	7,98	100,31	6,27	30,22	6,16	4,91
	6,5	50,50	14,95	13,52	0,18	4,29	8,72	2,43	0,33	0,83	4,69	100,44	2,77	29,30	6,72	. 4,36
	7,5	51,00	14,50	12,98	0,18	4,58	8,97	·2 , 48	0,28	0,80	4,55	100,32	0,84	28,28	7,06	4,01
	8,0	54 , 50	15,50	13,05	0,14	3,45	2,13	· 2 , 79	0,56	0,92	5,55	.98 , 59	5,36	29,,47	6,24	4,72
	8,5	50,00	14,05	13,80	0,18	4,71	7,76	2,05	0,33	0,97	4,85	98,70	3,17	28,82	6,76	4,26
	9,0.	50,30	14,15	13,14	0,17	4,92	9,66	2,32	0,23	0,84	3,34	99,07	1,68	28,13	7,24	3,89
	9,3	52,20	14,10	12,66	0,18	5,31	9,57	2,03	0,19	0,83	3,35	100,42	1,35	27,59	7,34	. 3,76
	2,5	50,50	15,05	13,54	0,19	6,09	8,83	2,26	0,24	0,84	1,84	99,38	0,24	29,43	8,35	3,52
	R	48,10	13,20	14,53	0,20	8,34	10,61	1,91	0,39	0,83	1,82	99,93	0,14	28,56	10,25	2,79
<u>M-9</u>	0,0	48,90	16,15	19,21	0,20	2,49	0,64	- 0,10	0,23	1,30	9,46	(98,61)	2,70	36,66	(2,52)	(14,55)
	0,5	45,50	18,00	20,25	0,24	3,32	1,21	0,13	0,04	1,60	9,98	100,27	3,10	39,85	3,45	11,55
•	1,0	52,30	14,40	16,31	0,21	4,61	0,55	0,93	0,23	1,33	7,90	98,77	5,82	32,04	5,54	5,78
	1,5	51,40	13,70.	16,60	0,21	5,32	0,49	1,27	0,04	1,15	9,72	99,90	4,36	31,45	6,59	4,77
	2,5	52,90	14,15	16,24	0,21	6,21	0,61	1,89	tr	1 ,1 9	7,16	100,56	2,47	31,58	8,10	3,90
	3,0	55 , 50	11,40	16,27	0,25	5,92	1,69	1,64	0,05	1,11	5,95	99 , 78	0,83	28,78	7,56	3,81
	3.5	49,40	12,25	15,78	0,29	6,06	10,25	2,17	0,10	1,22	1,41	98 , 93	0,49	29,25	8,23	3,55
	R	46,40	11,30	15,62	0,21	6,01	7,81	2,53	0,09	1,01	8,11	99,09	0,21	27,93	8,54	3,27

Analyses C.R.P.G: Q.21233 à 21234, 21586, 21647, 21671 à 21672

Tableau 18c - Teneurs en éléments majeurs et indices géochimiques dans l'arène et le sol du profil Gabou-10

.....

••	prof ^r (m)	Si0 ₂	A12 ⁰ 3	Fe203	MnO	MgO	CaO	Na20	к ₂ 0	TiO ₂	P.F.	Total :	^н 20 ⁻ -	a	b	i
G10	0.0	62,40	12,05	13,04	0 [.] ,55	0,42	1,77	0,28	0,37	1,45	6,89	99,22	2,04	26 , 54	0,70	37,91
	0,3	61,60	9,25	18,22	2,84	tr	0,56	0,14	0,23	0,69	6,54	100,07	1,52	28,16	0,14	201,14
	0,5	67,20	7,40	16,00	1,67	tr	0,76	0,09	0,09	0,64	5,35	99,20	1,02	24,04	0,09	267,11
	1,7	70,00	5,70	17,41	1,33	tr	0,57	0,09	0,09	0,43	4,83	100,45	0,97	23,54	0,09	261,56
•	1,9	+85,00	- 5,00	7,00	0,20	tr	0,50	0,10	0,05	0,30	3,00	(101,15)	-	-12,30	0,10	(123,00)
	3,0	84,80	2,20	7,41	0,39	0,38	1,35	0,33	0,14	0,31	3,02	100,33	0,73	9,92	0,71	13,97
	5,3	58,80	13,80	14,88	0,38	1,33	1,01	0,37	0,19	1,26	.8,10	100,12	2,50	29,94	1,70	17,61
	6,9	54,30	13,10	20,58	0,05	1,31	0,56	0,79	1,92	1,20	6,45	100,26	2,35	34,88	2,10	16,61
	8,7	56,40	14,40	13,41	0,08	2,68	1,85	1,11	0,55	1,73	7,50	99,71	4,13	29,54	3,79	7,79
	11,3	51,60	18,60	11,16	0,09	2,32	5,59	1,93	1,56	1,76	5,35	•99,96	1,72	31,52	4,25	7,42
	13,0	53,90	17,45	10,88	0,08	2,90	4,87	1,69	1,03	1,48	6,21	100,49	2,09	29,81	4,59	6,49
	16,5	50,90	17,10	. 9,99	0,15	4,27	7,84	2,24	0,05	1,64	4,89	99,07	1,66	28,73	6,51	4,41
	19,1	53,00	17,35	8,47	0,09	4,91	7,41	3,31	0,19	1,73	3,72	100,18	0,72	27,55	8,22	3,35
	21,7	54,00	16,30	8,73	0,11	5,02	9,27	0,81	0,14	1,45	3,49	99,32	0,39	26,48	5 , 83	4,54
	25,1	60,10	18,15	4,30	0,05	2,44	4,40	5,13	1,27	1,71	2,28	99,83	0,12	24,16	7,51	3,19
	30,3	55,10	17,45	6,28	0,06	2,68	8,23	2,19	2,04	2,41	2,53	98,97	0,01	26,14	4,87	5,37
	34.6	52,50	14,60	9,73	0,08	4,29	6,20	4,72	0,43	1,56	4,53	98,64	0,00	25,89	9,01	2,87.
	39,0	48,60	15,10	8,96	0,16	5,04	12,14	1,87	0,14	1,49	6,59	100,09	0,00	25,55	6,91	3,70
	43 ₉ 3	51,90	19,00	5,09	0,06	3,41	7,45	4,71	2,54	1,92	3,84	99,92	0,01	26,01	8,12	3,20 _.
•	47,6	50,60	11,60.	10,77	0,20	5,24	11,24	2,06	0,09	1,27	6,30	99,37	0,03	23,64	7,30	3,24
	52 ,0	53,40	11,60	14,57	0,19	6,41	8,74	tr	0,05	1,20	2,88	99,04	0,13	27,37	6,41	4,27
	56,3	50,30	16,45	8,61	0,12	6,39	8,71	2,22	2,22	1,16	3,13	99,31	0,05	26,22	8,61	3',05
	60,6	50,70	17,50	7,08	0,12	6,35	9,72	2,49	1,22	1,13	2,34	98,65	0,08	25,71	8,84	2,91
	62,4	47,80	17,40	9,18	0,14	6,05	11,72	1,90	1,31	1,32	2,35	99,17	0,07	27,90	7,95	3,51

Analyses C.R.P.G: Q.21833, 21874, 21875, 22015 à 22026, 22145,

22403 à 22405, 22409 à 22411, 22671.

D. ABAQUES DE CARACTERISATION DE L'EVOLUTION DE MgO, Na O ET b.

Afin de faciliter la détermination de la distance d, qui caractérise la forme de la courbe des teneurs en MgO, Na_pO ou de leur somme b, j'ai procédé au tracé d'abaques (figure 27) qui permettent de comparer la forme de la courbe obtenue dans un profil au tracé des différentes courbes de référence, pour des valeurs de <u>d</u> comprises entre 0,5 et 15,0 mètres, selon des intervalles de 0,5 mètre (°). Dans le but de faire passer l'ensemble des courbes-abaques par une même origine et pour couvrir toute la gamme de teneurs observées en MgO, Na₀O et b, la figure 27 représente les variations du rapport <u>c:c.</u> (ou b:b.) en fonction de x et de d. Le deuxième intérêt de cette représentation réside dans la possibilité de l'utiliser lorsque le profil est incomplet, notamment en ce qui concerne les niveaux de l'altération initiale, mais à la condition que l'on puisse déterminer la valeur de départ c. (ou b.) grâce à des niveaux ou des boules intacts à l'intérieur de l'arène accessible, ou encore grâce à des affleurements voisins (après contrôle au moyen des teneurs en TiO₂ et K₂O et examen microscopique comparé des deux types de matériaux). Le report des points connus sur un calque, à la même échelle des c:c. (ou b:b.) et des \underline{x} , permet alors, en faisant glisser le papier calque, tout en superposant les axes des x,de déterminer à la fois d et la profondeur réelle de la roche saine lorsque les points figurés sur le calque sont situés sur une même courbe des abaques, ou en position d'interpolation satisfaisante.

Par contre, lorsque la profondeur du niveau sain, base de l'arène, est connue, par exemple grâce à un sondage électrique, il est possible de déterminer les valeurs de <u>c</u>_o relatives au magnésium et au sodium (ou b_o) au moyen du diagramme représentant le logarithme des teneurs en fonction du carré de la distance à la roche saine (selon les modèles 25b et 26b) : le prolongement de la droite moyenne reliant les points figurés avec l'axe des abscisses indique la valeur initiale c_o.

- 165 -

^{(°) -} Le tracé de ces abaques a été réalisé d'après un tableau de valeurs programmées et calculées par G.DEJARDIN et Mmes V. ANDRE et L.HOUX grâce à l'unité de calculs "WANG-700" du Bureau de Calculs des S.S.C. de Bondy.

2. L'EVOLUTION DES TENEURS EN ALUMINIUM, FER ET TITANE.

Les conclusions géochimiques antérieures ont montré que l'aluminium, le fer et le titane manifestent une tendance générale vers l'enrichissement dans les matériaux altérés. L'étude de la composition des eaux phréatiques montrera ultérieurement, que ces trois éléments majeurs sont très peu solubles quel que soit le faciès lithologique de l'arène. Etant donné que la plupart des autres éléments majeurs sont plus ou moins exportés en raison de leur solubilité dans les eaux drainantes, les teneurs en oxydes d'aluminium, de fer et de titane, exprimées en pourcentage de poids, sont accrues par effet de bilan même s'il n'y a pas d'enrichissement en valeur absolue. La figure 28a illustre cette augmentation des teneurs, en fonction de la distance à la roche saine, pour les six profils complets. J'ai figuré, en fait, la somme a = Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 qui montre une dispersion moindre des points figuratifs que pour les trois oxydes pris séparément. Cette observation peut être rapprochée de celle faite sur la somme <u>b</u> = MgO + Na_O.

Les courbes lissées de la figue 28a sont grossièrement linéaires mais il apparaît que l'alignement des points figuratifs est amélioré dans un diagramme ayant pour abscisses les logarithmes des teneurs en <u>a</u> et pour ordonnées les carrés des distances à la roche saine (figure 28b). Cette propriété est vraisemblablement due au fait que l'accroissement relatif des trois oxydes peu solubles résulte d'une compensation de bilan par suite de l'appauvrissement exponentiel des oxydes solubles. La forme de la courbe représentative de la variation de <u>a</u> est ainsi symétrique de celle de <u>b</u>, mais plus redressée, les valeurs de <u>a</u> étant trois à quatre fois plus élevées que celles de b.

Dans l'indice proposé précédemment (WACKERMANN, 1973) j'avais inclus dans la somme des oxydes stables (<u>a</u>) les teneurs en oxydes de manganèse. L'étude plus approfondie de l'ensemble des arènes échantillennées au Sénégal Oriental et les conclusions tirées de l'étude de la dynamique des eaux ont permis de montrer que le comportement du manganèse varie selon la nature lithologique de l'arène et en fonction du degré d'oxydation de la

- 166 -





phase aqueuse. Le manganèse se révèle ainsi plus soluble dans des arènes granitiques ou dioritiques et dans des niveaux peu oxydés que dans des arènes gabbroïques et des faciès kaoliniques riches en oxydes secondaires. J'ai donc restreint les indices <u>a</u> et <u>i</u> aux éléments dont le comportement est véritablement systématique. D'ailleurs les faibles valeurs relevées généralement pour les teneurs en oxydes de manganèse (élément mineur) n'influent que très peu sur les valeurs des indices a et <u>i</u>.

3. L'INDICE GEOCHIMIQUE D'ALTERATION i

A. DEFINITION.

En fonction des résultats et conclusions précédents il apparaît qu'il est possible de définir les étapes de l'évolution de l'altération météorique d'un matériau au moyen de l'une ou l'autre des sommes d'oxydes <u>a</u> ou <u>b</u>. L'utilisation du quotient de ces deux grandeurs permet d'une part d'intégrer dans un même indice les accroissements et les appauvrissements systématiques et d'autre part d'éliminer dans le bilan final les teneurs en oxydes qui présentent des modifications aléatoires (SiO_2, MnO, CaO, K_2O) ou dont le dosage et l'interprétation sont délicats (perte-au-feu entre 100 et 1000°).

On peut ainsi définir un indice géochimique d'altération, valable pour l'ensemble des matériaux rencontrés au Sénégal Oriental, à partir des pourcentages de poids d'oxydes systématiquement enrichis et d'oxydes systématiquement appauvris :

 $i = \frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2}{MgO + Na_2O}$

Les valeurs initiales <u>i</u>, relatives aux matériaux non altérés, varient entre 0,6 et 4,4 pour l'ensemble des profils analysés. Bien que les moyennes des valeurs établissent un ordre selon les classes pétrochimiques: pyroxénites (1,9) - gabbros (2,5)diorites (2,6) - granites (3,0) les gammes des valeurs des différentes classes se chevauchent. Par contre, pour un même massif les valeurs i, des faciès sains restent sensiblement constants lorsque le mélange des phases feldspathiques et ferromagnésiennes respecte les mêmes proportions. Cette propriété se vérifie notamment par l'étude des sondages K-37 et G-10 pour lesquels les forts écarts par rapport à la valeur moyenne 2,5 et 2,9 coïncident, dans les niveaux sains, avec des hétérogénéités pétrographiques et géochimiques.

Au fur et à mesure que les silicates primaires sont remplacés par des produits secondaires le quotient <u>i</u> croît à partir de la valeur initiale i_o. Comme cette valeur initiale dépend de la nature lithologique du massif il apparaît plus commode de comparer les différents indices d'altération relatifs à des faciès différents au moyen des quotients <u>i:i</u>_o. En effet ces valeurs permettent de caractériser grosse modo le stade atteint par les processus minéralogiques :

- stade à phyllites de type 2:1 dominantes: <u>i:i</u>, de 1,0 à 1,5
 stade comportant un mélange de phyllites 2:1 et 1:1 : <u>i:i</u>, entre 1,5 et 3,0
- faciès à phyllites de type l:l dominantes: <u>i:i</u>, de 3,0 à 50
 niveaux riches en oxydes et hydroxydes de fer, non indurés:
 i:i, de 50 à 100

- cuirasses: i:i, supérieur à 100.

Ces différentes limites ont été déduites de l'étude de l'ensemble des profils analysés tant au point de vue chimique que minéralogique.

B. VARIATION EN FONCTION DE LA DISTANCE A LA ROCHE SAINE.

Les courbes représentatives de la variation de l'indice <u>i</u> en fonction de la distance <u>x</u> à la roche saine ont une allure sigmoïdale, symétrique de celle relative à la variable <u>b</u> (figure 29a). Le report de ces courbes sur des diagrammes rectangulaires ayant pour abscisses le logarithme de <u>i</u> et pour ordonnées le carré des distances à la roche saine (x^2) provoque l'alignement des points représentatifs (figures 29b et 30a et 30b). L'expression mathématique de l'évolution de l'indice <u>i</u> est ainsi de même nature que





Figure 30a - Variation du logarithme de l'indice <u>i</u> en fonction du carré de la distance à la roche saine dans les arènes des profils M-9, S-4, S-7 st G-10 (ordonnées de droite) Figure 30b - Variation du logarithme de l'indice <u>1</u> en fonction du carré de la distance au niveau sain dans le cas d'une superposition de processus d'altération différents: exemple des arènes M-2 et S-6 celle de b:

 $\frac{x^{2} \log 2}{d_{1}^{2} \log e} = i_{0} \cdot e^{\frac{x^{2}}{d_{1}^{2}}}$

avec <u>i</u>, représentant la valeur de départ pour la roche non altérée et di la distance à la roche saine pour laquelle le matériau altéré présente un indice d'altération égal à <u>2.i</u>. Ainsi pour l'arène K-37 les paramètres de la courbe représentative de i en fonction de x sont :

> i. = 2,5 d. = 5,45 mètres

Le tableau 19 regroupe l'ensemble des indices et des paramètres des courbes qui définissent l'évolution chimique dans les arènes des six profils de référence non tronqués.

Tableau	19	-	Indices	géocl	nimiques	et	para	amètr	res de	
			l'altéra	ation	météorio	que	des	six	profils	de
			référenc	се.						

Profil N°	р _о (m)	C°	gO d _{Mg}	Co .	2 ⁰ d _{Na}	b.	² d _b	i.	d _i
K-37	7,0	6,4	4,9	3,7	5,1	10,0	5,8	2,5	5,5
M-2 base	9,5	6,1	2,5	2,3	2,8	8,4	2,9	3,8	2,5
M-2 somm	-	-	6,7	-	5,4		9,Ċ	-	7,0
M-9	3,5	6,4	3,5	2,2	[.] 2 , 2	8,6	3,1	3,6	3,0
S-4	5,5	6,2	3,8	2,3	3,8	8,2	4,0	3,5	3,9
S-7	3,3	7,5	0,7	3,5	0,7	10,1	Ο,8	2,6	0,6
G-10	34,6	4,3	23,5	4,7	19,5	· 9,0	22,6	2,9	19,2
					Pt - 24.				

<u>p</u>, représente la profondeur de l'arène en partant de la surface du sol, exprimée en mètres.

<u>c</u>, et <u>b</u>, valeurs initiales, sont exprimés en pourcentages de poids. les paramètres <u>d</u> des courbes, représentant les distances à la roche saine pour lesquelles sont atteintes les valeurs 0,5.c, ou 2.i.

- 169 -

Il ressort de ce tableau que les différentes valeurs de <u>d</u> relatives à une même arène sont peu différentes l'une de l'autre. Les valeurs de <u>d</u>_{Mg} peuvent être légèrement supérieures ou inférieures aux valeurs correspondantes de <u>d</u>_{Na} ce qui signifie que l'exportation relative du magnésium et du sodium peut être légèrement plus forte ou plus faible, dans l'espace, l'un par rapport à l'autre. Les valeurs de <u>d</u>_b et de <u>d</u>_i, plus précises par suite d'une dispersion moindre des points figuratifs de <u>b</u> et de <u>i</u>, définissent une courbe moyenne de l'exportation du magnésium et du sodium.

C. ABAQUES DE CARACTERISATION DE L'EVOLUTION DE L'INDICE D'ALTERATION.

Comme pour le modèle mathématique relatif à l'évolution des teneurs en oxydes de magnésium, de sodium, ou de leur somme b, j'ai procédé au tracé d'abaques de référence qui. permettent la détermination de l'une des trois variables i, x et d, si l'on connaît les valeurs de deux d'entre elles. Ces abaques (figure 31) reproduisent les courbes d'évolution des valeurs i:i, en fonction de la distance à la roche saine (x) pour des valeurs successives de <u>d</u>, croissant de 0,5 mètre. On peut ainsi déterminer facilement la valeur du paramètre <u>d</u>, par extrapolation, en comparant la courbe obtenue dans un profil au faisceau des courbes-abaques. Dans le cas de profils tronqués vers la base (profondeur insuffisante des puits ou des sondages) on peut néanmoins déterminer la valeur de <u>d</u>, si l'on connaît en outre la valeur i, grâce à un affleurement voisin ou une boule résiduelle saine: il suffit alors de reporter sur un papier calque les points figuratifs connus de i:i. en fonction de x, à la même échelle que sur les courbesabaques et de faire glisser le calque sur l'abaque en faisant coincider les deux axes des distances. La superposition, ou l'interpolation la plus satisfaisante, avec une ou deux courbes ... de référence fournissent alors à la fois la valeur de $\frac{d}{d_i}$ et la profondeur <u>p</u>, du niveau sain à partir duquel s'individualise l'arène. Les diagrammes utilisés ci-dessous permettent de



connaître la valeur de <u>i</u>, avec une bonne précision sans qu'il soit indispensable d'analyser la roche saine initiale.

D. RELATION AVEC LES TENEURS EN EAU HYGROSCOPIQUE.

Les diagrammes 32a et 32b illustrent la relation qui lie dans chaque arène la valeur de l'indice géochimique i et la teneur correspondante en eau non liée (H_2O). En effet les points figuratifs relatifs à des abscisses comportant les logarithmes de l'indice i et des ordonnées linéaires pour les teneurs en H₂O sont très nettement alignés. Comme dans les six profils de référence et dans les affleurements qui se révèlent peu altérés à l'examen microscopique les teneurs en eau hygroscopique des échantillons sains sont de l'ordre de O à O,15%, on peut obtenir, par extrapolation sur les droites figurant la relation entre log i et H_2O , la valeur initiale \underline{i}_{\circ} , au moyen de leur intersection avec l'ordonnée limite 0,10 à 0,15%. Les droites ayant généralement une forte pente, positive, l'extrapolation obtenue pour une ordonnée 0,15 ne diffère guère de celle obtenue pour H_2^0 = 0,10. C'est cette limite de référence que j'ai retenue pour la détermination graphique des valeurs de i, relatives à l'ensemble des arènes étudiées (figures 32a et b).

Pour les arènes fortement kaoliniques et riches en hydroxydes et oxydes de fer la pente est généralement abaissée (arène G-5, figure 32b); elle peut être inversée dans les cas extrêmes (arène K-14, figure 32b). CHAUVEL (communication orale et 1975) a pu montrer que cette propriété des matériaux kaoliniques est due à la fixation du fer sur les phyllites et dans les pores, diminuant ainsi les possibilités d'adsorption et de piégeage de l'eau hygroscopique. Dans le cas d'une inversion de pente le diagramme de variation de H_2O^- en fonction de l'indice <u>i</u> ne peut être utilisé pour l'extrapolation de <u>i</u>o: les matériaux les moins humides correspondent alors, dans l'arène superficielle, aux transformations météoriques les plus fortes.

E. METHODOLOGIE DU DEPOUILLEMENT AU MOYEN DU MODELE D'EVO-LUTION.

Les six arènes de référence, pour lesquelles la base non altérée a été atteinte dans les sondages ou puits foncés manuellement, tendent à montrer que le modèle math_{ui}atique d'évolution de l'indice <u>i</u> en fonction de la distance à la roche saine a une valeur générale pour l'ensemble des profils rencontrés au Sénégal Oriental. C'est néanmoins la possibilité de l'application du modèle à la majeure partie des profils analysés, grâce aux méthodes d'extrapolation par le diagramme de type 32 et les abaques de la figure 31, ainsi que par les estimations d'épaisseur fournies par les sondages électriques, qui permet de conclure à la validité du modèle pour l'ensemble des arènes de la région étudiée.

La méthodologie du dépcuillement comporte les stades successifs suivants dans le cas des arènes dont la base non altérée n'a pu être atteinte :

détermination par extrapolation pour la valeur H₂O = 0,10%
 de l'indice initial <u>i</u>, par l'intermédiaire du diagramme liant
 les teneurs en eau hygroscopique aux indices <u>i</u> des niveaux
 analysés du point de vue des éléments majeurs et ne comportant
 pas de remaniement mécanique ou de trop fortes teneurs en fer.

- report sur un papier calque des points figuratifs des indices relatifs <u>i:i</u>, en fonction des profondeurs des niveaux correspondants, à la même échelle que sur les abaques de la figure 31.

- interpolation de la courbe obtenue sur le popior calque avec les courbes abaques de la figure 31 en faisant coïncider les axes des distances-profondeurs des deux graphiques: la lecture de la distance du niveau le plus profond atteint au point pivot correspondant à la valeur de l'origine des abaques <u>i:i</u>, =1,0 fournit l'indication de la profondeur de la roche non altérée. L'interpolation sur les abaques permet de lire en outre la valeur approchée, à 0,5 mètres près, du paramètre d'évolution <u>d</u>.



indice i dans les arènes de référence

(pour G-5: échelle du haut)

- lorsque la profondeur de la roche saine est connue grâce à un sondage électrique ou si l'on veut préciser la valeur du paramètre \underline{d}_i on peut reporter les points figuratifs des niveaux analysés sur un diagramme conforme à ceux de la figure 30. Le point de rencontre de la droite moyenne joignant les points figurés avec la parallèle à l'axe des <u>x</u> passant par l'abscisse <u>2.i</u>, fournit une lecture directe, sur l'axe des distances, du paramètre \underline{d}_i .

Cette méthode de dépouillement a pu être appliquée de façon satisfaisante à 61 profils parmi ceux qui ont été échantillonnés. Les indices initiaux et les paramètres \underline{d}_i de ces profils ont été regroupés, en même temps que les profondeurs \underline{p}_o de la roche saine, sur le tableau 20. Il ressort de ce tableau que <u>le modèle proposé peut s'appliquer à l'ensemble des classes pétrochimiques et quelles que soient l'épaisseur et la nature minéralogique des produits secondaires de l'arène météorique.</u>

La comparaison des valeurs des paramètres \underline{d}_i cités dans le tableau 20 avec la nature des arènes correspondantes montre en outre que le paramètre \underline{d}_i est susceptible de caractériser le stade d'évolution de l'arène. En effet les valeurs de \underline{d}_i supérieures à 7 mètres sont relatives à des arènes épaisses à kaolinite dominante sur la quasi totalité de la hauteur. Inversoment, les paramètres inférieurs à 7 mètres caractérisent les arènes peu épaisses dans lesquelles les phyllites smectitiques sont dominantes par rapport aux autres minéraux secondaires. On peut préciser davantage cette subdivision et définir les quatre catégories de profils suivantes, basées sur les valeurs reportées dans le tableau 20:

-d_i <u>inférieur à 4 mètrez</u> : arènes très peu épaisses comportant uniquement des phyllites de type 2:1

-<u>d</u><u>compris entre 4 et 7 mètres</u>: arènes peu épaisses dans lesquelles les phyllites 2:1 sont dominantes par rapport aux minéraux kaolinitiques -<u>d</u> variant entre 7 et 10 mètres: arènes relativement épaisses, principalement kaoliniques mais dans lesquelles les illites, vermiculites et montmorillonites sont encore communes

- <u>d</u><u>supérieur à 10 mètres</u>: arènes très épaisses, à kaolinites et hydroxydes et oxydes de fer largoment dominants. Les minéraux résiduels et les phyllites de type 2:1 y sont présents à l'état de traces. Cette catégorie correspond aux profils surmontés par des cuirasses ou des débris qui permettent de conclure à la présence d'une coiffe cuirassée antérieure, totalement désagrégée et ou, dissoute actuellement.

Le paramètre <u>d</u> quantifie ainsi à la fois la notion de drainage interne du profil, comme on le verra dans le paragraphe suivant, et le stade de vieillissement atteint par le processus d'altération.

4. INTERPRETATION DES PARAMETRES D'EVOLUTION.

A. SUPERPOSITION DE PROCESSUS DIFFERENTS.

Certains diagrammes de variation du logarithme de l'indice i en fonction du carré de la distance à la roche saine montrent que la partie inférieure de l'arène est caractérisée par un alignement des points figuratifs différent de la tranche sommitale. La figure 30b illustre deux cas d'hétérogénéité pour l'arène M-2 et l'arène S-6. D'autres exemples sont notés dans le tableau 20: on peut y déceler des superpositions de 2 ou 3 segments de droites à paramètres <u>d</u> différents (pentes distinctes). Puisque pour ces profils les teneurs en titane, potassium et silicium dans les niveaux de base et dans l'arène supérieure sont du même ordre de grandeur, on peut en conclure que le décalage basal n'est pas dû à une hétérogénéité chimique originelle. La variation du paramètre <u>d</u> semble être liée à une hétérogénéité dans le processus d'évolution météorique. Ainsi pour les profils M-2 et S-6 la tranche d'arène inférieure, épaisse de 1,5 mètre, révèle une hydrolyse plus poussée du magnésium et du sodium que dans l'arène immédiatement supérieure. Dans la majeure partie des cas de superposition les deux segments

situation	n° : i : p : d				DIORITES			GA	BBROS	ALCAL	INS	<u>G</u>	BBROS	MAGNE	SIENS	I	PYROXENITES			
···	11-	10	P ₀	<u> </u>	n	10	P _o	; d	n°	io	p _o	di	n°	; io	; Po	d i	n°	: io	; p _o	t d _i
<u>commet de</u> versant	<u>S-10</u>	3,3	No.	+ 10	<u>M-8</u>	3,2	17,0	15,8 9,5	<u>s-7</u>	2,6	3,3	0,6	-			-				
He Constant of the South State									<u>M-1</u>	2,3	18	7,3 8,2 6,3								
									<u>B-6</u>	2,0	20	12								
versant	<u>s-8</u>	2,5	14,0	6,5	<u>G-10</u>	2,9	34,6	19,2	<u>G-5</u>	2,6	85	20	<u>S-4</u>	2,9	7,0	4,8 2,8	К-30	0,6	7.0	3,5
	<u>S-9</u>	2,5	4228 100100710/17100-171100-180	+ 20	<u>K-25</u>	2,0	[.] 5,5	3,3	<u>S-5</u>	2,9	8,0	9,3 3,8	<u>M-9</u>	3,5	3,5	3,0			.,	1,6
	<u>M-6</u>	3,5	3,0	1,0	<u>B-2</u>	3 , 5	13,5	7,8	<u>s-6</u>	2,7	7,0	4,6								
	•				<u>B-3</u>	3,5	9,5	8,2 2,8	<u>M-2</u>	3,8	9,5	7,0 2,5							•	
	-								<u>N-3</u>	3,0	10,0	5,1	-							
					•			•	<u>K-1</u>	1,4	6,5	3,4 2,5	-	. •	*				٠	
					-	•			<u>K-9</u>	2,6	7,0	3,7			•					•
									<u>B-7</u>	2,0	14,5	8,6 5,9								
<u>pied de</u> versant	<u>5-3</u>	2,5	10,0	9,7 3,1	<u>K-23</u>	1,9	15,5	8,1	<u>M-4</u>	3,0	9,5	5,6					<u>K-3</u>	3 , 1	6,0	6,0
·	<u>K-17</u>	3,4	11	÷ 10	<u>K-26</u>	2,0	17,5	15,8	<u>K-15</u>	2,4	18,5	7,1		-		•			•	
	:		•	:	<u>B-8</u>	2,0	. 8,0	5, 9				:		:	8	:		:	2.	•

Tableau 20 - Paramètres d'évolution géochimique des profils analysés

<u>i</u>_o: valeur extrapolée de l'indice géochimique pour $H_20^{-2} = 0,10$ %

Po: profondeur (en mètres) du niveau sain, base de l'arène météorique

<u>d</u>: distance (en mètres) du niveau correspondant à l'indice 2.1. Dans les cas de superposition de processus différents le paramètre de l'arène inférieure est placé en bas

	GRANITES				_	ITES		GABBROS ALCALINS			GABE	PYROXENITES									
situation	n°	io	p _o	d _i	n° :	i,	p _o	d _i	n°	io	P _o	d _i	n°	io	P o	d i	n°	: 10	; P	•	ª <u>i</u>
plaine	<u>D-1</u>	3,2	11,0	10,1 7,8	<u>D-4</u>	1,6	11,0	8,6 5,1	<u>T-4</u>	1,7	8,5	8,5 4,7	<u>K-6</u>	2,1	3,0	1,3			• •	•	
	<u>D-2</u>	3,2	7,0	4,5 2,3	<u>T-1</u>	4,0	14,5	11,1	<u>K-5</u>	3,0	5,5	2,8 1,9	<u>K-13</u>	4,4	5,5	4,1			, -		
	<u>T-5</u>	1,3	4,0	3,3	<u>T-2</u>	2,1	8,0	8,9	<u>K-7</u>	0,9	8,0	4,8	<u>K-28</u>	1,5	7,5	5,4 4,3			-		•
	<u>s-1</u> ·	3,3	11,0	9,1 3,3	<u>T-3</u>	2,3	5,5	8,5 3,4	<u>K-19</u>	2,5	10,0	7,6		- - 				* * * *	,	•	•
	<u>s-11</u>	2,7	5,0	2,9 1,2	<u>K-27</u>	2,0	10,5	7,2	<u>K-22</u>	2,7	6,0	4,4									• .
·	<u>s-16</u>	3,6		+ 10					<u>K-37</u>	2,5	7,0	5,5			·				÷	•	•
•	<u>K-16</u>	3,4	8,0	5,1							5 	به • بودر									
	<u>K-31</u>	3,4	10,0	6,7 3,5				-	- 1	-	 		•								
<u>lit majeur</u>	<u>K-12</u>	3,1	19	17,3	<u>D3</u>	1,6	5,0	1,0 3,8	<u>B-1</u>	1,5	6,5	6,3 2,8	<u>B-4</u>	1,4,	4,5	2,9					
	<u>K-18</u>	3,6	6,5	6,6	<u>S-13</u>	2,0	5,5	6,1			•	- <u>-</u>			м			۲			
					<u>K-14</u>	4,1	15	9,8					•	÷			۶.				
			:	:	<u>K-24</u>	2,9	4,5	2,8				:			:	•			:		

•

Tableau 20 (suite) - Paramètres d'évolution géochimique des profils analysés

: .

4

de droite s'articulent autour du même point pivot correspondant à la roche saine basale, et le paramètre <u>d</u>, de la tranche inférieure est plus faible que celui de l'arène surmontante. On peut en déduire, à la lumière des catégories d'arènes distinguées ci-dessus, que la partie inférieure de l'arène antérieure, comportant un processus d'altération qui donne naissance à un mélange de smectites et de kaolinites (<u>d</u>, égal à 7,0 et 4,6m pour M-2 et S-6), a été reprise par un processus d'altération postérieur dont la dynamique conduit principalement à la genèse de phyllites smectitiques (d. égal à 2,5 et 2,4 m, respectivement). Cette conclusion rejoint les observations de BOULET (communication orale et 1974) qui a noté que dans des conditions climatiques similaires, en Haute-Volta, les processus actuels aboutissent à la genèse d'arènes montmorillonitiques à la base des profils kaoliniques antérieurs. Je montrerai, ci-dessous, qu'on peut envisager une datation relative des processus superposés en assimilant les diagrammes d'évolution à des modèles découlant des lois de la diffusion.

B. EVOLUTION LE LONG DE VERSANTS.

Le paramètre <u>d</u>, fournissant un élément de diagnostic de la dynamique des processus d'altération dans une arène, même lorsque celle-ci n'a pu être analysée sur toute son épaisseur, il apparaît intéressant de reprendre l'étude antérieure des trois ensembles de profils répartis sur les versants A (S-7, 6, 5, 4, 15), B (M-1 à M-5) et C (S-10, 9,8 et 1). Les figures 33a et b représentent les variations du paramètre <u>d</u> et de la profondeur de la roche saine (p_o) dans les arènes (disposées d'amont en aval) des trois versants A, B et C. Les valeurs de d, et de p. ont été déterminées selon le protocole graphique exposé plus haut. Certaines arènes montrent une superposition de deux processus différents qui ont été représentés sur le diagramme 33a par des figurés distincts. La forme des courbes des deux diagrammes 33a et b montre que chaque versant est caractérisé par une réparition propre des deux variables. Néanmoins la répartition dans le versant A est nettement distincte de celle dans les deux autres séquences, qui présentent des points communs.

Aussi bien pour le versant B (massif d'amphibolites à composition gabbroïque) que dans le cas du versant C (massif granitique), la profondeur de la roche saine est maximale à l'amont, minimale en bas de pente. Les valeurs du paramètre d'évolution varient dans le même sens que celles de la profondeur \underline{p}_{o} . On retrouve le schéma classique des versants décrits dans la zone intertropicale. Les arènes épaisses et kaolinitiques, coiffées au sommet de la pente par un niveau cuirassé plus ou moins superficiel, sont situées dans la partie amont du versant (environ la moitié de la ligne de plus grande pente). Les arènes moins épaisses, à kaolinites et phyllites smectitiques mélangées caractérisent la zone aval, et une arène smectitique peu épaisse, passant à un sol hydromorphe ou vertisolique, s'individualise près du thalweg situé en contrebas.

La ligne de rupture de pente, qui marque le passage entre les fortes pentes amont et les pentes nettement plus faibles de la zone de transition avec le lit majeur aval, correspond à des points singuliers sur les courbes des deux versants (entre M-3 et M-4 pour B, S-8 pour C). La profondeur de la roche saine passe par un maximum intermédiaire dans le cas du versant B. Le paramètre \underline{d}_1 des deux arènes du versant B prend également des valeurs plus élevées que dans le profil aval et le profil amont le plus proche. La rupture de pente coincide ainsi avec un léger épaississement de l'arène qui, en outre, est légèrement plus monosiallitique que les zones environnantes. Pour le versant C, par contre, l'arène supérieure de S-8 correspond à une dynamique moins kaolinisante que dans les arènes immédiatement à l'amont et à l'aval.

Les processus qui individualisent une arène inférieure à la base de l'arène antérieure plus épaisse et à tendance monosiallitique (d_i supérieur à 7 m pour les profils de haut de pente), correspondent à une dynamique de genèse de phyllites smectitiques (bisiallitisation) : les paramètres d'évolution sont nettement inférieurs à ceux des arènes supérieures correspondantes. Pour le versant B, qui voit un développement important de l'arène inférieure, la nature bisiallitique est la plus









accusée en bas de pente et pour le deuxième profil à partir du haut du versant. Ce profil est par ailleurs situé à l'aplomb d'un minimum intermédiaire de la profondeur de la roche saine (figure 33b), provoquant un amincissement de l'arène, nettement plus épaisse à l'amont. Cette disposition peut provoquer un ralentissement du drainage interne, responsable du caractère plus Digiallitique des processus pénécontemporains. Les taux de concentration en calcium et sodium présentent des maxima dans l'arène profonde de M-2 (figure 22), ce qui appuie l'interprétation proposée. D'autre part la courbe de niveau correspondante est marquée par une ceinture de bambous (Oxytenanthera abyssinica) qui témoigne de l'existence d'une hydromorphie prolongée à ce niveau. Les rares résidus de la cuirasse sommitale sont, par contre, peu susceptibles d'expliquer la rémanence d'une nappe semi-permanente par suite du rôle collecteur et protecteur contre l'évaporation que peut assumer fréquemment une dalle cuirassée. Le drainage effectif peut ainsi présenter de substantielles variations par rapport aux informations fournies par les données topographiques. Il peut être modifié par des ondulations du socle sain, des modifications d'épaisseur de l'arène ou par des circulations préférentielles de l'eau dans des fissures et filons perméables (cas du profil K-37 évoqué précédemment).

b. Le versant (A) à arène peu épaisse

Le massif d'amphibolites, à composition chimique gabbroique, concerné, présente une arène dont l'épaisseur ne dépasse pas 8 mètres. La répartition des profondeurs de la roche saine est inverse, pour les profils amont, de celle observée dans les deux versants B et C. En effet cette profondeur est minimale en haut de versant et passe par un maximum en amont de la ligne de rupture de pente. Les paramètres <u>d</u> des arènes supérieures et inférieures montrent une répartition en forme de "V" renversé, la valeur maximale étant atteinte pour les deux arènes dans le profil central (figure 33). Ces variations confirment l'observation générale d'un accroissement corrélatif des profondeurs de la roche saine et des paramètres d'évolution. Les paramètres <u>d</u> faibles correspondent aux arènes peu épaisses où des phyllites de type 2:1 sont édifiées principalement. Les arènes épaisses, par contre, correspondant à une intensité de drainage élevée durant des périodes assez longues, et où les genèses de kaolinite sont dominantes, sont caractérisées par des paramètres d'évolution élevés.

Un versant du type A, non coiffé par une épaisse arène kaolinitique et ferrifère, fréquemment surmontée par un niveau cuirassé, est margué par une dynamique propre, totalement différente de celles des versants B et C. Ainsi les arènes situées en haut de pente sont peu épaisses et sont nettement smectitiques alors que les arènes épaisses et à teneurs importantes en kaolinite sont localisées à mi-pente. Le modèle mathématique de l'indice géochimique i n'a pu être appliqué au profil S-15 situé à l'aval. En effet, les profils à engorgement pérenne, situés au niveau des thalwegs, et donnant généralement naissance à des vertisols, sont marqués par une distribution irrégulière des valeurs de l'indice i. Les taux de concentration élevés en silicium et en éléments alcalins et alcalino-terreux (figure 21) reflètent les néogenèses de smectites et de nodules calcaires qui ont lieu dans tout ou partie du profil par suite du drainage médiocre.

L'interprétation de cette répartition des arènes nécessite des spéculations sur la paléo-morphologie de la région concernée par le massif. On peut ainsi émettre l'hypothèse que l'absence d'arène kaolinique épaisse et de coiffe cuirassée au sommet de la colline résulte d'une absence effective d'altération importante aux époques où se sont mises en place ailleurs les arènes kaoliniques épaisses et leur induration ferrifère. La distribution observée sur le versant A serait alors le résultat de la dynamique ancienne et actuelle sur un massif dont l'altitude plus élevée que les formations environnantes a conduit à la formation d'arènes peu importantes, sauf à mi-pente. Cette interprétation peut s'appuyer sur la similitude des formes des courbes relatives aux paramètres <u>d</u> des arènes supérieures, vraisemblablement antérieures, et des arènes inférieures pénécontemporaines (figure 33a). L'épaisseur moindre des arènes sommitales et leur moindre degré d'évolution pourrait notamment s'expliquer par une érosion plus forte au sommet de la colline. L'amincissement au droit de la rupture de pente basale (S-4) peut également être relié à un effet érosif plus important (HUMBEL, 1968).

Un deuxième type d'interprétation peut être retenu : le manteau d'altération kaolinique, épais, ancien, et sa couverture cuirassée ont été totalement érodés sur la partie supérieure de la colline et à son pied, et dans une moindre mesure à mi-pente. La forme concordante de la courbe <u>d</u>, de l'arène inférieure peut alors être expliquée par l'influence de l'épaisseur de l'arène supérieure, susceptible de retenir une quantité d'eau maximale au droit de l'épaisseur maximale de l'arène ancienne, moins érodée en S-5. Cette éventualité est néanmoins peu probable puisque la règle pour les massifs où une couverture kaolinique épaisse, ancienne a laissé des vestiges suffisants pour attester son existence consiste en une érosion préférentielle depuis la mi-pente jusqu'au thalweg de base. De plus, aucune couverture cuirassée ou kaolinitique épaisse n'a pu être décelée sur les massifs dépassant l'altitude de 300 mètres (cote dépassée par le profil sommital S-7) à la latitude de 13°30' concernée. Le diagramme de la figure 14 indique, de son côté, une réduction très nette des surfaces cuirassées dans la zone septentrionale.

Je retiendrai ainsi la première interprétation: les processus d'altération affectant un massif non recouvert préalablement par un manteau d'altération épais, et protégé au sommet par une coiffe cuirassée, provoquent, sous le climat actuel et sub-actuel, la formation d'une arène peu épaisse et smectitique en haut et bas de versant et une arène plus épaisse, de nature kaolinitique et smectitique, à mi-pente. Le drainage effectif n'est pas, non plus, dans ce cas, une fonction directe de la position topographique d'un profil. C. RELATION AVEC LES DONNEES DES SONDAGES ELECTRIQUES.

Afin de lever l'indétermination fréquente de la profondeur de la roche saine par suite des limites techniques imposées par le fonçage manuel des puits et pour permettre de dresser des cartes d'isobathes du socle non altéré (en vue de relier les profils épars entre eux) j'ai procédé à une campagne de sondages électriques (ALBOUY et WACKERMANN, 1969). La comparaison des données obtenues avec les caractéristiques des puits creusés à proximité ayant donné des résultats satisfaisants, la technologie a été améliorée pour l'adapter aux conditions particulières imposées par la superposition des arènes d'altération et des différents sols ou niveaux indurés. Cette amélioration a été obtenue notamment par l'augmentation de la densité des mesures à faible distance des électrodes du dipôle central (ALBOUY et al., 1970a).La synthèse de ces deux études a permis de montrer qu'il est possible de déterminer par cette méthode à la fois la profondeur de la roche saine et la nature du matériau altéré (ALBOUY et al., 1970 b).

a. Relation entre paramètre d'évolution et résistivité

La synthèse citée a montré que les valeurs des résistivités, déduites des graphiques de mesures, pouvaient servir à caractériser la nature du matériau altéré. Les catégories suivantes ont ainsi été définies à partir de 38 sondages électriques (tableau 21).

	Tableau 21 -	Résistivités	électri	ques	des m	atériaux	altérés	
Nature	e du matériau	• •	Va	leur	s limi	tes des	résistivi	tés
arène	smectitique			6	à - 15	ohms.	m	
arène	à phyllites g et kaplinite	onflantes		15	à 25	-	100 e. 11 e.	
arène	kaolinique	1. A.	•	20	à 30	. • -		
arène	quartzique	• • • •		50	à 100	in.		

- 180 -

Une étude postérieure de BOULANGE et CARN (1971) indique des valeurs supérieures à 1000 ohms.m pour la résistivité des niveaux cuirassés alors que leur recouvrement gravillonnaire présente des valeurs comprises entre 100 et 1000 ohms.m. L'usage d'un amplificateur de mesure permet néanmoins de déterminer dans de nombreux cas la nature et l'épaisseur des arènes situées sous ces horizons indurés ou gravillonnaires épais. Par contre il n'a pas été possible de localiser le toit des nappes aquifères, la différence des résistivités entre les niveaux aquifères et les niveaux essorés s'avérant très faible. On peut en déduire que la surface libre des nappes observée dans les puits constitue un équilibre artificiel entre la charge de l'eau dans les arènes et la pression atmosphérique alors que dans les arènes d'altération des roches cristallines de la région étudiée la transition entre les niveaux saturés en eau libre et les niveaux superficiels essorés est très progressive.

Etant donné qu'il est possible de caractériser la nature des phyllites secondaires dominantes dans les arènes par la valeur du paramètre d'évolution d_i, j'ai reporté sur un graphique les valeurs de ce paramètre en fonction des valeurs des résistivités apparentes obtenues grâce aux sondages électriques pour les 13 profils où ces deux variables sont connues (figure 34a). La répartition des points figuratifs confirme la gradation simultanée indiquée dans le tableau 21 et la droite moyenne permet de visualiser les seuils des résistivités déterminés préalablement par les études minéralogiques optiques et diffractométriques.

b. <u>Signification de la profondeur de la roche saine estimée par les</u> sondages électriques.

La synthèse des résultats de mesures électriques faite en 1970 (ALBOUY et al.) avait permis de conclure à une estimation satisfaisante des profondeurs des niveaux durs rencontrés dans les puits testés. Les résistivités apparentes des niveaux durs, difficiles à percer par des techniques manuelles, sont cent fois plus grandes que les résistivités apparentes des arènes correspondantes. Or, les études minéralogiques et géochimiques ont permis de montrer que les niveaux estimés durs lors des fonçages de puits correspondent très fréquemment à des faciès déjà transformés par rapport aux faciès initiaux :transformations minéralogiques, légère porosité consécutive à des exportations chimiques, réajustements chimiques, teneurs en eau hygroscopique supérieures à 0,10 %, poids spécifique apparent inférieur à 3 pour les roches basiques, inférieur à 2,5 pour les granites. Si l'on reporte sur un diagramme rectangulaire les valeurs des profondeurs de roche saines estimées à l'aide des sondages électriques et celles obtenues par extrapolation à partir du modèle d'évolution exponentiel (figure 34b), les points figuratifs de leur rapport s'écartent de la bissectrice des axes pour les profils gabbroïques et dioritiques. Par contre les deux points relatifs aux profils granitiques montrent que les deux estimations sont concordantes. La figure 34b indique que les profondeurs obtenues à l'aide des mesures électriques sont plus faibles que les profondeurs réelles des niveaux basiques sains et que l'écart des deux valeurs est sensiblement proportionnel à ces profondeurs.

Il apparaît ainsi que les résistivités apparentes augmentent brutalement à la profondeur correspondant au passage entre l'arène friable et poreuse (conductivité plus forte due à l'eau hygroscopique) et les niveaux durs sous-jacents et qu'il n'y a, au contraire, aucune variation sensible entre les faciès sains et les premiers stades de l'altération, du moins pour les massifs non granitiques. Pour les granites il semble que les premiers stades de transformation soient marqués par une diminution de la résistivité mesurable par les techniques de terrain. Il n'y a donc pas lieu de corriger les profondeurs obtenues par les sondages électriques sur les massifs granitiques. Pour les massifs gabbroïques et dioritiques la courbe de gauche de la figure 34b permet d'obtenir une estimation de la profondeur réelle de la roche non altérée à partir de la profondeur déduite des mesures de la résistivité apparente.



Figure 34a - Relation entre la résistivité apparente et le paramètre d'évolution (d_i) dans 13 profils



Figure 34b - Comparaison des profondeurs de la roche saine déterminées à l'aide du modèle mathématique (p_o-modèle) et par les sondages électriques (p_o- s.e.) D. SIGNIFICATION DES AFFLEUREMENTS ET DES BOULES RESIDUELLES.

L'étude optique des échantillons recueillis à la faveur d'affleurements, de dimensions extrêmement variables, révèle que des transformations du premier degré et même du second degré ont très généralement affecté les silicates primaires. En outre les teneurs en eau hygroscopique et les valeurs des poids spécifiques apparents montrent que des processus d'hydrolyse ont affecté ces matériaux. L'indice géochimique i est fréquemment supérieur à la valeur i. du matériau originel obtenu par extrapolation par le modèle exponentiel dans le profil voisin. Il peut d'ailleurs être supérieur à l'indice correspondant au niveau le plus profond de ce profil, ce qui signifie que l'altération subie par l'affleurement correspond à un stade d'évolution supérieur à celui de la base du profil. Le report de la valeur i, relative à l'affleurement, sur le graphique représentant la variation des indices géochimiques d'évolution en fonction des distances à la roche saine, dans le profil sis à proximité, permet de situer la profondeur théorique à laquelle les constituants de l'affleurement actuel ont évolué en dernier lieu avant d'être totalement dégagés par l'érosion superficielle. Cette extrapolation n'est évidemment valable que si les conditions de drainage et les stades d'évolution de l'arène actuelle et de l'arène existant autour de l'affleurement en question, avant sa mise à nu, sont de même nature. Il est vraisemblable que dans les zones anciennement cuirassées, marquées actuellement par d'épaisses couvertures gravillonnaires ferrugineuses, les paramètres d'évolution <u>d</u>, ont été nettement supérieurs aux paramètres relevés dans les sites très érodés présentement.

Des informations supplémentaires peuvent être déduites de l'étude des boules ou noyaux hétérométriques de roche relativement saine en place dans les arènes d'altération nettement plus dégradées. J'avais montró (WACKERMANN, 1964) que ces boules et noyaux résiduels résultent de l'hydrolyse préférentielle des diaclases et fissures ouvertes et que l'altération attaque plus intensément les pointes et les arêtes que les surfaces planes latérales. En effet le rapport de la surface d'attaque sur le volume est plus élevé pour les pointes et les arêtes que dans

- 183 -
le cas des surfaces planes latérales. Considérons les surfaces limites, successives, joignant les minéraux qui, à un instant donné, sont marquées par un stade de transformation précis (par exemple le début de la vermiculitisation des chlorites ou la kaolinisation totale des plagioclases). Les premières surfaces dans le temps (périphériques dans l'espace) suivent le dessin de la surface externe en atténuant légèrement les aspérités. Les surfaces ultérieures (plus internes) révèlent un arrondissement au droit des arêtes et donnent progressivement des formes ellipsoïdales, puis sphéroïdales. Ce processus est davantage marqué dans le cas des faciès microgrenus (dolérites, notamment) et surtout à la base des arènes qui comportent une kaolinisation (profils B-6, B-7, M-1, M-2, entre autres). Dans les arènes où les phyllites secondaires sont exclusivement de type 2:1 l'attaque totale de l'ensemble du volume des polyèdres délimités par le réseau de diaclases succède très rapidement, dans l'espace, à la première phase d'argilification dans les joints diaclasiques.

Il apparaît ainsi que l'on peut lier la présence de boules résiduelles à la surface du sol et à l'intérieur d'une arène à des conditions de drainage, antérieures ou actuelles, relativement intenses. D'autre part les noyaux hétérométriques et les affleurements de dimensions métriques à décamétriques correspondent à la mise à nu, par l'érosion, d'anciennes bases d'arènes à drainage modéré ou dans lesquelles la durée de développement de la phase kaolinitique a été très faible.

E. COMPARAISON AVEC LES MODELES DE DIFFUSION.

a. Caractères généraux de l'évolution chimique.

L'ensemble des études de terrain et de description des profils qui se proposent d'analyser les processus d'altération sous-entendent l'identité de la superposition dans l'espace et de la succession dans le temps. Ainsi le matériau le plus altéré, le plus distant de la roche saine profonde, est habituellement considéré comme étant passé sucessivement par les stades représentés par les faciès superposés dans le profil. J'ai montré que dans l'altération du socle cristallin du Sénégal Oriental les transformations minéralogiques (transformations du premier degré, stade smectitique, stade kaolinitique) et chimiques (augmentation progressive de l'indice d'altération) suivent un modèle unique quelle que soit l'épaisseur de l'arène. Il peut paraître alors logique d'identifier la succession spatiale à une succession dans le temps et de considérer que le matériau kaolinique et à indice d'altération élevé ait eu progressivement la composition des matériaux profonds. Même en tenant compte des hétérogénéités relevées précédemment (superposition de processus différents, boules et noyaux résiduels, attaque préférentielle par les joints de diaclases) on ne peut assimiler sans réserves l'évolution dans l'espace et l'évolution dans le temps. Chaque niveau peut avoir une dynamique propre par rapport à l'ensemble du profil et par rapport aux terrains environnants. Des appauvrissements ou enrichissements locaux peuvent ainsi s'effectuer selon des vecteurs verticaux, horizontaux ou obliques. Ces processus peuvent être fugaces à l'échelle du millier d'années ou des saisons annuelles, marquant peu les teneurs finales mais étant susceptibles de jouer un rôle important pour les filiations minérales spécifiques (rôle du potassium dans l'édification des vermiculites et des illites) ou les hydrolyses catalytiques (solubilisation du quartz en présence de fer). La relation espace-temps peut néanmoins être envisagée sur la base des caractères communs à l'ensemble des profils étudiés ou communs à des catégories de profils, différenciés à l'aide d'un ou plusieurs critères de composition ou d'évolution.

Le modèle d'évolution mothématique proposé précédemment à ainsi permis de décrire les variations de teneurs de certains éléments majeurs dans un grand nombre d'arènes (61 profils sur un total de 83). La conformité des distributions réelles avec le modèle synthétique doit être vérifiée pour un ombre important de profils pour que l'on puisse attester la validité du modèle. Comme l'a montré RUDIN (1967),avec pertinence et humour, il est souvent possible de transformer une courbe donnée en droite en ayant recours à un certain nombre de simplifications

- 185 -

et de transformations des échelles de coordonnées. Il est indispensable alors de tester la valeur générale de la représentation proposée par l'application à d'autres exemples.

L'expression proposée, liant les teneurs en magnésium et sodium à une fonction exponentielle du carré de la distance à la roche saine, et d'où découle par effet de bilan l'expression de l'indice d'altération i, intègre deux phénomènes. D'une part, l'exportation des deux éléments est tout d'abord relativement faible dans les niveaux proches de la roche saine (transformations du premier degré), puis elle devient plus importante dans les niveaux où se forment les phyllites de type vermiculites, montmorillonites et kaolinites, et enfin elle devient de nouveau faible dans les niveaux supérieurs où les phyllites secondaires sont prédominantes, la courbe d'évolution ayant une forme sigmoïdale. D'autre part, l'épaisseur de l'arène météorique augmente et les teneurs des deux éléments diminuent dans un niveau donné lorsque le paramètre <u>d</u> croît, c'est-à-dire lorsque le drainage est plus intense et, cu, lorsque l'évolution de l'arène est plus longue.

Or, cette expression des teneurs en fonction de la distance est similaire aux équations qui donnent, pour les différentes valeurs du temps, les concentrations résiduelles résultant de la diffusion de l'élément considéré dans une phase solide ou liquide (ADDA et PHILIBERT, 1966-PASCAL, 1951 -LAFFITTE, 1957).

En effet, dans un solide ou liquide homogène, soumis à un gradient de concentration, l'application des lois relatives à la diffusion d'un élément, dont les teneurs initiales dans le solide ou le liquide sont uniformes, indique une distribution résultante qui, à un instant donné, est régie par une expression exponentielle en fonction du carré de la distance à la surface limite, perpendiculaire à l'axe du gradient, sur laquelle les teneurs initiales sont conservées.

·. .

- 186 -

Les lois macroscopiques utilisées dans les bilans cinétiques de la diffusion représentent en fait une approximation par rapport aux équations de probabilités d'échanges des atomes à l'échelle réticulaire. Ces équations déterminent la probabilité du saut d'un atome ou d'un ion d'une position interstitielle ou lacunaire. Dans les deux cas la probabilité du saut est représentée par une expression exponentielle de (-W/k.T) dans laquelle W constitue l'énergie nécessaire pour dilater le réseau ou pour créer une lacune et ouvrir la barrière réticulaire, T est la température absolue et k la constante de Boltzmann. Dans le cas d'une phase non soumise à un gradient de forces le parcours quadratique moyen L^2 est égal à <u>f.n.1</u>², <u>1</u> mesurant la longueur des sauts élémentaires, n représente le nombre de sauts durant le temps considéré et f est un facteur de corrélation (voisin de 0,8) qui tient compte des sauts de sens et directions opposées qui s'annulent. La distance résultante parcourue par un atome, soit l², est donc proportionnelle à la racine carrée du nombre de sauts, c'est-à-dire à la racine carrée du temps considéré.

Dans le cas, concerné par les processus de pseudomorphoses et d'hydrolyses, où il existe un gradient de concentration dû à des différences de teneurs dans un cristal ou entre un cristal et la phase aqueuse drainante, les plans perpendiculaires à l'axe du gradient sont traversés par un nombre plus grand d'atomes se déplaçant dans le sens du gradient que dans le sens inverse. Il en résulte un flux J parallèle au gradient de concentration. Il lui est proportionnel d'après la <u>première</u> <u>loi</u> <u>de Fick</u> et le facteur de proportionnalité <u>D</u> est appelé <u>coeffi</u>cient de diffusion :

<u>ec</u> constitue le gradient de concentration ex

Le coefficient de diffusion, macroscopique, peut être relié aux équations à l'échelle atomique :

 $D = \frac{L^2}{---}$ (EINSTEIN, 1905, 1956) 6.t D est prop<mark>or</mark>tionnel à la fréquence <u>n</u> des sauts, donc à la probabilité des sauts évaluée ci-dessus.

Lorsque le gradient de concentration varie en chaque point en fonction du temps, on a :

La première loi de Fick, valable dans le cas des solutions diluées et dans les milieux cristallins avec la restriction de la dépendance de <u>D</u> vis-à-vis de la direction et des concentrations, permet alors d'écrire :

 $\frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}$ (deuxième loi de Fick)

Cette équation permet, par intégration et incorporation des conditions aux limites, de calculer l'expression de la concentration <u>c</u> en fonction de la distance à la surface limite correspondant à la concentration originelle <u>c</u>_o et perpendiculaire au gradient de concentration. Les solutions apportées à l'intégration de cette équation aux dérivées partielles diffèrent légèrement d'un auteur à l'autre (ADDA et PHILIBERT, 1966 - LAFFITTE, 1957 - LUCE et al., 1972 - PASCAL, 1951) en fonction des hypothèses géométriques et des conditions aux limites utilisées. Leur expression ne diffère en fait que par les constantes et les facteurs de proportionnalité et elle **pout** être réduite à la formulation générale :

$$\frac{c}{c_{-}} = k \cdot e \qquad Dt$$

dans laquelle D représente le coefficient de diffusion

<u>t</u> l'intervalle de temps depuis le début du processus <u>k</u> et <u>k</u>' sont des coefficients dépendant des conditions géométriques et limites.

Dans ces équations on peut noter l'existence d'un point particulier, celui correspondant à une concentration résultante égale à la moitié de la valeur initiale <u>c</u>. En effet pour ce point - 189 -

existe la relation : $x^2 = 2.D.t$ (= d^2_c dans la notation adoptée

précédemment).

Si l'on considère alors l'équation de la distribution des teneurs résultant de la diffusion après un temps <u>t</u> donné, celle-ci peut s'écrire:



L'expression est identique à celle déduite des graphiques de variation des teneurs en magnésium et sodium en fonction de la distance à la roche saine. La forme de la courbe d'évolution, définie par son paramètre \underline{d}_{C} , est alors une fonction du coefficient de diffusion et du temps. On peut, ainsi, inversement, envisager de définir le coefficient de diffusion et la durée nécessitée par l'acquisition d'une distribution donnée des teneurs à partir des paramètres \underline{d}_{C} ou \underline{d}_{1} des modèles d'évolution.

c. Données expérimentales conduisant à une interprétation des processus d'altération par les phénomènes de diffusion.

Un certain nombre d'expérimentations ayant trait aux caractères cinétiques des processus d'altération d'<u>espèces minérales</u> isolées concluent à l'identité des courbes de dissolution expérimentales et des modèles imposés par les lois de la diffusion. Ainsi pour les <u>feldspaths</u> potassiques CORRENS et VON ENGELHARDT (1940) ont montré qu'à basse température l'hydrolyse correspond à une diffusion différentielle des éléments constitutifs, les éléments à moindre coefficient de diffusion (silicium et surtout aluminium) constituant une couche résiduelle à la périphérie du feldspath altéré. Le coefficient de diffusion des ions du noyau intact à travers cette couche résiduelle est de l'ordre de l0⁻¹⁹ cm²/seconde. Par contre on n'observe plus la formation d'une couche résiduelle à 200° et sous une pression de 5 bars (LAGACHE et al., 1961).

WOLLAST (1967) a montré que dans le premier cas les vitesses de réactions chimiques de la solution sont limitées par les vitesses de diffusion à travers la couche résiduelle (en relation avec son épaisseur et sa composition), alors que dans le second cas (concentrations élevées, proches de la saturation) les réactions chimiques sont fonction des éléments dissous ou des réactions inverses. Les expériences de WOLLAST indiquent que les vitesses de dissolution du début sont porportionnelles à la racine cubique de la concentration en ions H⁺. La vitesse d'extraction de l'aluminium décroît rapidement par suite de sa faible solubilité (moins de 1 mg/litre). Pour le silicium il existe, pour chaque valeur de pH, une concentration maximale dans la solution qui correspond à l'équilibre entre la diffusion du cristal vers la solution, à travers la couche résiduelle (coefficient de diffusion de l'ordre de 10^{-14} cm²/seconde, décroissant lorsque le pH croît) et les réactions de formation de silicates secondaires. L'expression de la quantité de silice dissoute est exponentielle en fonction du temps et du coefficient de diffusion. Lorsque les concentrations moléculaires dans la solution sont très faibles vis-à-vis de celles existant dans le cristal, une approximation indique que la quantité de silice dissoute est proportionnelle à la racine carrée du temps et du coefficient de diffusion. La diffusion du potassium est, pour sa part, liée à un processus d'échange avec les ions H[®] de la solution.

Les propriétés cinétiques de la dissolution des <u>silicates</u> <u>magnésiens</u> ont été étudiées par LUCE, BARTLETT et PARKS (1972) et leur expérimentation a intégré les différents travaux antérieurs dont les conclusions sur le caractère congruent ou non des dissolutions semblaient divergentes. En fait l'écart entre les proportions des éléments dans la solution et dans le cristal varie avec le temps, suivant grossièrement trois modèles de dissolution qui sont, en outre, fonction du pH. Le premier stade correspond à un échange superficiel entre les ions magnésium et hydrogène qui a lieu durant les premières minutes de l'expérimentation et n'intéresse qu'une pellicule externe très fine. Son rôle dans les processus naturels apparaît ainsi très limité.

- 190 -

Le deuxième stade indique une extraction du silicium et du magnésium proportionnelle à la racine carrée du temps dans la gamme des pH rencontrés dans les profils de la zone étudiée. Le tracé parabolique des courbes d'extraction , en fonction du temps, montre que le processus correspond à une cinétique de diffusion dans les cristaux. On obtient des courbes d'extraction identiques selon qu'on applique les lois de Fick à un modèle de diffusion constante (couche résiduelle externe à teneurs constantes depuis le noyau sain jusqu'à la périphérie) ou à un modèle de diffusion non constante (couche externe avec variation progressive des teneurs). Les coefficients de diffusion augmentent, en gros, avec le pH et varient d'une espèce minérale à l'autre: à pH = 7 les coefficients relatifs au silicium et au magnésium sont les plus faibles pour l'enstatite (de l'ordre de 10^{-17,5} cm²/seconde), plus élevés pour la serpentine (respectivement de l'ordre de 10^{-17} et 10^{-16} cm²/seconde), et supérieurs pour la forstérite (10^{-16,5} et 10⁻¹⁴ cm²/seconde). Pour les deux dernières espèces minérales le magnésium est évacué plus facilement que le silicium, son coefficient de diffusion étant plus élevé. Un troisième modèle de dissolution, impliquant une linéarité entre les taux d'extraction et le temps, intervient pour les pH inférieurs à 2 et ne peut être invoqué . dans la gamme des pH mesurés dans les eaux et les matériaux (entre 6 et 8). C'est dans le cadre de ce modèle, pour lequel la diffusion est négligeable devant la dissolution intégrale des silicates, que le rapport stoechiométrique relatif à la charpente cristalline est conservé dans la solution, du moins lorsque le système est clos.

Dans le cas d'assemblages minéraux la diffusion qui s'opère par les limites de grains et les fractures internes peut être plus rapide que celle qui correspond au réseau cristallin proprement dit. FISHER (1951) a montré que la droite représentative de la variation du logarithme des concentrations, consécutives à la diffusion, en fonction du carré de la distance à l'origine, s'incurve lorsque le rôle de ces surfaces internes devient important. La relation tend vers une fonction linéaire-entre le logarithme des concentrations et la distance. Pour les assemblages polycristallins d'une espèce minérale on observe une augmentation de la pente sur le diagramme de variation du logarithme des concentrations en fonction du carré de la distance par suite de l'accroissement du coefficient de diffusion effectif.

L'ensemble de ces expérimentations, relatives à des températures ordinaires, concernant des cristaux isolés ou des assemblages cristallins limités en volume. Dans le cas de matériaux poreux LI et GREGORY (1974) ont introduit un coefficient de correction pour intégrer les différentes surfaces permettant une diffusion préférentielle. Le coefficient de diffusion dans un sédiment s'obtient ainsi en multipliant le coefficient relatif à l'eau par le rapport de la viscosité globale et de la viscogité de la solution interstitielle (voisin de l'unité) et en le divisant par le carré de la tortuosité (moyenne des rapports entre les cheminements réels et les distances linéaires). Ces auteurs ont établi d'autre part que les coefficients de diffusion des ions dans une eau pure et dans une eau chargée (eau de mer) ne diffèrent pas de plus de 8%.

Les processus de transfert de composants réalisés par l'altération météorique des roches doivent se situer à la fois dans le domaine de la diffusion à travers les réseaux cristallins et dans celui de la diffusion par les solutions interstitielles. Les deux domaines sont d'ailleurs largement imbriqués. L'augmentation du coefficient de diffusion réticulaire par suite de la présence d'impuretés, de lacunes, de dislocations, de défauts (inclusions), de macles, de fractures internes, et le long des limites et joints de grains, rejoint l'ordre de grandeur du coefficient de diffusion dans les solutions interstitielles, pour un élément donné. En fait le mécanisme macroscopique mesuré à l'aide du modèle d'évolution intègre les transports du magnésium et du sodium, d'une part depuis l'ensemble des minéraux et cristaux d'un niveau vers les solutions interstitielles, d'autre part à partir des solutions interstitielles vers la phase aqueuse drainante (exportation hors du niveau ou du profil). La forme exponentielle de la courbe de variation des teneurs en magnésium et sodium en fonction de la distance exprime alors, pour chaque niveau, la forme exponentielle de la courbe de variation des teneurs en fonction du temps. Le phénomène d'exportation par

- 192 -

diffusion en un niveau situé à une profondeur p débute après l'instant initial relatif à la surface. Le début de phénomène est déclenché par l'instauration d'un gradient de concentration, consécutif à l'appauvrissement du niveau immédiatement susjacent. Pour les différents niveaux les teneurs correspondent en fait à des points différents de la courbe de variation des teneurs en fonction du temps, le temps augmentant avec la profondeur p. A un instant donné les différents points figuratifs de la concentration dessinent dans le plan vertical une courbe exponentielle, qui est régie par les lois de Fick, tout comme celle qui décrit la variation de concentration en fonction du temps. Le modèle d'évolution est aussi identique au modèle défini par les lois de diffusion, les axes des profondeurs (p) et des distances à l'origine à concentration non remaniée c. (x) étant de sens opposé. La propriété du point à concentration égale à la moitité de la concentration initiale, citée plus haut, est notamment valable pour les deux expressions graphiques (distance et temps) des lois de Fick, à savoir :

Cette relation, basée sur la connaissance d'un paramètre à

détermination aisée, est susceptible d'apporter des informations supplémentaires sur les mécanismes de l'altération météorique.

d. Variation des coefficients de diffusion.

Comme aucune détermination de coefficient de diffusion n'a été réalisée dans les conditions prévalant dans les profils d'altération (matériaux plus ou moins poreux et plus ou moins imbibés d'eau à teneurs variables), à la température moyenne de la région étudiée, soit 30°C, les propriétés découlant de la relation citée ne peuvent être étudiées que sous une forme relative. Ainsi la loi de Stokes, découlant de la loi de Nernst, permet de prévoir l'influence de la température, de la viscosité du milieu diffusant et du rayon des particules diffusées sur le coefficient de diffusion D :

 $D = \overline{8. \pi. n. r. N}$

- où R = constante des gaz parfaits
 - T = température absolue
 - N = nombre d'Avogadro
 - n = viscosité du milieu diffusant
 - r = rayon des particules diffusées

Cette loi s'applique strictement lorsque la diffusion est de type fluide mais les expérimentations montrent que ce modèle est fréquemment applicable au milieu cristallin par suite des imperfections, fractures et effets de surface. Les coefficients de diffusion des milieux poreux humides sont du même ordre de grandeur que ceux mesurés dans les liquides (LAFFITTE, 1957 - LI et GREGORY, 1974). On peut donc obtenir une approximation justifiée de l'influence des variables physiques sur la valeur des coefficients de diffusion à l'aide de la loi de Stokes, du moins pour les niveaux poreux. L'ordre de grandeur des coefficients de diffusion relatifs au magnésium et au sodium ne devrait pas différer notablement le long du profil d'après les conclusions de LI et GREGORY (1974). Par contre dans les stades initiaux où la porosité et la teneur en eau libre sont très faibles les coefficients de diffusion doivent être proches des valeurs relatives aux réseaux cristallins, en tenant compte néanmoins de l'influence des imperfections et des diffusions de surface par les joints et les fissures. Les coefficients de diffusion en phase aqueuse infiniment diluée, à 25°C, sont pour Mg^{++} : 7,05. 10^{-6} cm²/seconde et pour Na⁺: 13.3 . 10⁻⁶ cm²/seconde (Handbook of Chemistry and Physics, 1972). Le rapport des deux valeurs vaut :

Ces valeurs des coefficients de diffusion correspondent à des particules ioniques solvatées. En effet, d'après la loi de Stokes on peut écrire la relation :



et les valeurs des rayons ioniques solvatés étant respectivement $r_{Mg} = 3,6$ et $r_{Na} = 1,9$ angstrôms (PASCAL, 1951) on retrouve le rapport D_{Mg} : $D_{Na} = 0,53$. Par contre, lorsque le processus de diffusion correspond à un transfert de particules ioniques non solvatées (diffusion de type réticulaire) les coefficients se révèlent différents puisque pour le magnésium et le sodium les rayons ioniques anhydres sont nettement plus petits que les rayons solvatés : $r_{Mg} = 0,66$ et $r_{Na} =$ 0,97 angstrôms (pour la coordinance égale à 6). Le rapport D_{Mg} : D_{Na} vaut alors 1,47.

Or, l'expression d^2 = 2.D.t permet de lier ce quotient aux paramètres des diagrammes d'évolution des teneurs, pour un même profil :

Il apparaît effectivement un classement des valeurs $(d_{Ma}; d_{Na})^2$

calculées d'après les diagrammes d'évolution des logarithmes des teneurs en magnésium et sodium, en fonction du carré de la distance à la roche saine, les valeurs les plus faibles se rapportant à des profils smectitiques (K-1 : 0,40-K-6 : 0,56 - base de M-2: 0,80 - K-37: 0,92 - S-4: 1,00 - S-7: 1,00) et les valeurs élevées correspondant à des profils typiquement kaoliniques (S-6: 1,15 - K-7: 1,20 - G-10: 1,45 sommet de M-2: 1,54, par exemple).

Il semble donc que les coefficients de diffusion du magnésium et du sodium soient diminués dans le cas des profils à engorgement prolongé et qu'en conséquence ces deux éléments migrent à l'état d'ions fortement solvatés dans les matériaux et les solutions intersticielles correspondants. Par opposition, le transfert dans les arènes kaoliniques épaisses, bien drainées, semble le fait de particules ioniques peu solvatées, dont les rayons sont proches des rayons ioniques cristallins. Les coefficients de diffusion sont plus élevés que pour les profils smectiques. On pourrait objecter à cette analyse que les porosités plus grande des arènes kaoliniques peuvent suffire à expliquer l'accroissement des coefficients de diffusion. Néanmoins cette influence agit selon des proportions identique sur les deux coefficients d'après les conclusions de LI et GREGORY (1974), soit en raison inverse du carré de la tortuosité, et le quctient D_{Mg} : D_{Na} ne doit donc pas être modifié par une augmentation de la porosité.

Un résultat important est obtenu: le magnésium est éliminé, relativement, plus fortement que le sodium, dans les profils bien drainés, et inversement c'est le sodium qui est exporté davantage dans les profils mal drainés. Un calcul analogue peut être appliqué à l'évolution du calcium dans les niveaux profonds où, par suite de l'absence de néogenèses de calcite, le modèle exponentiel d'évolution est vérifié. Les rayons de l'ion anhydre et de l'ion solvaté étant respectivement de 0,99 et de 3,2 angströms, l'exportation du calcium est relativement plus faible que celle du sodium dans les profils bien drainés (coefficient de diffusion du calcium inférieur ou égal à celui du sodium). Dans les arènes engorgées durant une période annuelle assez longue le taux d'exportation du calcium se situe entre ceux du magnésium et du sodium (coefficient de diffusion du calcium inférieur à celui du sodium et supérieur à celui du magnésium). Dans les arènes, ou les niveaux d'arènes, où le modèle exponentiel est valable pour le calcium, ces deux types de comportement relatif du calcium, par rapport au sodium et au magnésium, sont effectivement observés pour les profils à drainage accusé, d'une part, modéré, d'autre part.

e. Evolution absolue et relative en fonction du temps.

Si le modèle d'évolution des concentrations du magnésium et du sodium en fonction des distances peut être assimilé à un modèle résultant de processus de diffusion, et la concordance des données de terrain avec les implications inhérentes à ce modèle vérifiées dans le paragraphe précédent constitue un argument supplémentaire en faveur de leur similitude, l'équation obtenue par intégration des deux lois de Fick permet d'étudier l'influence du temps sur la répartition des concentrations résiduelles. En effet cette équation peut s'écrire :



<u>t</u> exprimant le temps écoulé depuis le début du processus de diffusion et <u>k</u> et <u>k'</u> étant des constantes pour un coefficient de diffusion donné. En outre la relation $\frac{d^2}{c^2} = 2.D.t$ donne une expression simple qui permet de lier le facteur temps aux paramètres du processus de diffusion.

Etant donné que les coefficients de diffusion effectifs ne sont pas connus dans le cas des phénomènes d'altération abordés présentement, les tentatives de datation absolue s'avèrent très hypothétiques. En outre ces coefficients doivent varier au cours du temps en fonction des fluctuations climatiques (régime et intensité de la pluviosité, température) et des variations de composition minéralogique et chimique de l'arène, ainsi que de sa structure (porosité).

Par contre, il est possible d'esquisser une évaluation relative des durées imposées par des <u>processus superposés</u>,dans un même profil, avec un nombre réduit d'hypothèses. En admettant que l'ordre de grandeur du coefficient de diffusion <u>D</u> n'a pas varié au cours des deux processus et en caractérisant l'arène inférieure par l'indice (l), l'arène supérieure par l'indice (2), on peut écrire :

D'autre part, le paramètre \underline{d}_i constitue une moyenne entre les valeurs des paramètres \underline{d}_c relatifs au magnésium et au sodium, pour un processus d'évolution donné, par le jeu du quotient géochimique <u>i</u>. Comme ce paramètre \underline{d}_i est obtenu avec une meilleure précision que les paramètres \underline{d}_c par suite de la moindre dispersion des points figuratifs dans le diagramme d'évolution de <u>i</u>, on peut tester la relation ci-dessus grâce aux valeurs \underline{d}_i relatives aux arènes composites notées dans le tableau 20.

L'histogramme des valeurs $d_2: d_1$ ainsi calculées présente trois modes: 0,40 - 0,60 et 0,75. Les valeurs correspondantes de t₂ : t₁ sont alors: <u>0,16</u> - <u>0,36</u> et <u>0,56</u>. Si l'on se reporte aux conclusions de l'étude de SERVANT (1973) les trois dernières périodes humides qui ont régné sur la bordure méridionale du Sahara ont duré chacune, respectivement, 7000 ans (climat tropical semi-humide à 2 saisons contrastées, actuel), 5000 ans (pluies régulières durant toute l'année, entre-12000 et -7000 ans B.P.) et environ 15000 ans (période humide précédent la phase aride située entre-12000 et -20000 ans B.P.). En prenant en considération les trois dernières périodes humides et en admettant que l'arène supérieure continue à évoluer pendant les phases humides qui succèdent à la première qui a conduit à son individualisation (comme le suggère l'existence d'un point d'origine unique sur les diagrammes de type 30b), les arènes météoriques ont donc pu évoluer successivement pendant 27000, 12000 et 7000 années. Les quotients t₂: t₁,

pris deux-à-deux, ont pour valeurs:

7000 : 12000 = 0,5812000 : 27000 = 0,447000 : 27000 = 0,26

Les ordres de grandeurs s'avèrent comparables à ceux des valeurs des rapports calculés à partir des paramètres d'évolution \underline{d}_i . Le quotient $\underline{d}_2 = \underline{d}_1$ relatif au rapport des deux dernières périodes humides (7000 : 12000), soit 0,7 à 0,8, est fréquemment observé à la base des arènes peu épaisses de composition smectitique (par exemple K-1, K-30, M-5, B-4). Si l'on admet alors une durée de 7000 ans pour l'individualisation de l'arène inférieure, la plus récente, le coefficient de diffusion correspondant à un paramètre d'évolution égal à 2,5 mètres (K-1, situé sur un versant de colline gabbroique) vaut $\underline{1,4.10}^{-7}$ $\underline{cm}^2/\underline{seconde}$ (D= \underline{d}^2 : 2.t). Cette valeur moyenne pour l'évolution des tensurs en magnésium et sodium se situe entre les limites indiquées précédemment pour les processus de diffusion dans le domaine purement cristallin et le domaine aqueux.

f. Variation du paramètre d'évolution en fonction de la situation topographique.

En vue de tester l'influence de différentes variables qui sont susceptibles d'affecter les processus météoriques, j'ai procédé au calcul des moyennes arithmétiques des paramètres d'évolution d, selon différents regroupements (tableaux 22 a, b et c), à partir des valeurs notées dans le tableau 20. Les arènes kaoliniques épaisses ont été exclues de ces différentes moyennes (paramètres supérieurs à 10 mètres) afin d'éliminer dans une grande mesure les manteaux d'altération anté-quaternaires et du quaternaire ancien. L'interprétation de ces tableaux peut être faite à la lumière des conclusions précédentes : une augmentation de la valeur du paramètre d'évolution correspond soit à des conditions de drainage plus élevées, soit à une durée d'action plus longue des phénomènes d'altération, ou à l'influence simultanée des deux variables. La concordance des phénomènes (augmentation de d,élimination plus intense du magnésium et du sodium - passage de matériaux smectitiques à des matériaux kaoliniques) nécessite un découpage successif en catégories de profils dans lesquelles une ou plusieurs variables peuvent être considérées comme étant constantes.

Ainsi le tableau 22a peut permettre d'étudier l'influence de la position topographique ou de la nature de la roche originelle par le jeu des deux entrées. Pour les différentes classes pétrochimiques, distinguées selon les critères de la première partie de cette étude, la variation du paramètre d'évolution se fait selon un schéma relativement constant : l'évolution est la plus poussée (intensité et profondeur) au sommet et au piémont des versants, elle est moindre pour les sites in-<u>vermédiaires le long des versants et au droit des lits majeurs</u> des marigots, et elle est moyenne (proche des arènes des versants) à forte dans les arènes des plaines et plateaux. Les moyennes globales relatives à l'ensemble des zones révèlent ainsi un comportement intermédiaire entre les données tirées de l'analyse des versants A et B (figure 33). Cette analyse a mis l'accent sur l'influence des manteaux d'altération anciens lorsqu'ils n'ont pas été totalement dégagés par une érosion postérieure.

situation CLASSES	sommet de versant	versant	piedmont	plaine	lit ma- jeur	.moyenne générale
GRANITES	-	3,8	6,4	4,5 🤃	6,6	<u>4,8</u>
DIORITES	9,5	5,5	7,0	7,0	4,7	<u>6,2</u>
GABBROS ALCALINS .	5,6	4,9	5,5	5,0	4,6	5,1
GABBROS MAGNESIENS	-	3,5	-	3,8	2,6	3,4
TOTAL GABBROS	5,6	4,6	5,5	4,6	3,6	4,7
PYROXENITES	-	2,4	6,0	-	-	<u>3,3</u>
moyenne	<u>6,4</u>	4,4	6,2	5,1	4,4	<u>5,0</u>

Tableau 22b - Moyennes arithmétiques des paramètres d'évolution (d₁) en fonction de la latitude et des situations topographiques dans les arènes gabbroïques.

ZONE (latitude)	sommet de versant	versant	piedmont	plaine	: lit ma∸ j∩⊔r	moyenne géné r ale
D - T (14°12')	-	~		6,6 (4,7)	-	<u>6,6</u> (4,7)
SORETO (13°33')	0,6	4,6 (3,0)	-		-	<u>4,0</u> (3,0)
MAMAKONO (13°11')	7,3 (6,3)	4,4 (2,5)	4,7 (3,7)	2,4 (1,9)	·· _	<u>4,9</u> (3,6)
KANEMERE (12°53')	-	3,2 (2,5)	7,1	4,7 (4,3)		4,5 ^^(3,4)
BAGNONBA (12°43')	-	7,3 (5,9)	-	_	3,6 (2,3)	<u>4,8</u> (3,6)

légende:

4,6 : moyenne globale des paramètres d'évolution incluant les arènes superposées

(3,0): moyenne relative aux paramètres d'évolution des arènes inférieures pour les profils comportant une superposition de processus.

Tableau 22c - Moyenne arithmétiques des paramètres d'évolution (<u>d</u>) en fonction de la latitude et des situations topographiques pour l'ensemble des arènes. (voir légende 22b)

ZONE	sommet de versant	versant	piedmont	plaine	lit ma- jeur	moyenne générale
BOUND.DIOE TAKOUTALA	-	-		6,0 (4,7)	2,4 (3,8)	<u>5,4</u> (4,5)
SORETO	0,6 ()	4,9 (3,0)	-	4,1 (2,2)	6,1 (-)	<u>4,4</u> (2,7)
MAMAKONO	7,8 (7,9)	3,7 (2,5)	4,7 (3,7)	2,4 (1,9)	-	<u>4,9</u> (4,8)
KANEMERE	-	2,9 (2,1)	7,1 (-)	5,0 (3,9)	6,4 (-)	<u>4,8</u> (3,0)
BAGNONBA	-	6,7 (4,4)	5,9 ·(-)	-	3,6 (2,3)	5,3 (3,4)

g. Influence de la nature pétro-chimique de la roche originelle.

Le tableau 22a permet également d'observer les différences introduites par la constitution minéralogique et chimique de la roche de départ en considérant les moyennes relatives à des sites topographiques définis. On note, là aussi, une variation concomittante en fonction des sites et le classement des valeurs pour les différentes classes pétrochimiques est identique pour les différentes catégories de sites. Ce classement est reflété par les moyennes générales notées à la droite du tableau. Les paramètres les plus élevés sont ceux relatifs aux faciès dioritiques. Puisque les autres variables (pluviosité, temps, érosion) peuvent être considérées comme identiques, statistiquement, pour les différentes classes de roches, il apparaît ainsi que les roches de composition (minéralogique et chimique) dioritique subissent l'altération la plus poussée en intensité de lessivage, en kaolinisation et en épaisseur. Les granites et les faciès gabbroïques alcalins s'altèrent en moyenne à des intensités voisines, inférieures, par conséquent, à celles notées pour les diorites. Tous les termes de passage des granites alcalins d'une part, et gabbros d'autre part, vers les termes franchement dioritiques peuvent exister dans le socle du Sénégal Oriental.

Leur comportement devrait être également intermédiaire entre la résistance plus ou moins grande à l'altération qui caractérise globalement les classes extrêmes. Les paramètres d'évolution sont les plus faibles pour les gabbros magnésiens et les pyroxénites. Une plus forte teneur en magnésium, fer et calcium, la prédominance des pyroxènes et des amphiboles sur les autres espèces minérales conduisent à l'élaboration d'arènes smectitiques, peu épaisses, et dont la composition ralentit à la fois l'approfondissement du profil et l'évolution vers la kaolinisation.

h. Variation des paramètres en fonction de la latitude.

La nature de la roche originelle influent sur la valeur des paramètres d'évolution, les moyennes arithmétiques ont été calculées en distinguant à la fois les profils relatifs aux différentes zones d'études géographiques, selon des catégories de sites topographiques distinctes, et en prenant en compte, successivement, les différentes classes pétrochimiques. Les classements des valeurs ne différant guère d'un tableau à l'autre (seules les valeurs absolues sont modifiées comme on l'a vu précédemment) je n'ai reproduit que les tableaux se rapportant à l'ensemble des gabbros (tableau 22b) et de l'ensemble des faciès (tableau 22c).

Les différences ne sont importantes que pour les deux zones extrêmes qui sont caractérisées par des moyennes <u>d</u>, plus fortes. Pour l'ensemble des tableaux les paramètres sont légèrement plus élevés pour les latitudes la plus septentrionale (environ 14°10') et la plus méridionale (environ 12°45'). Un minimum apparaît pour la région de Soréto (latitude : 13°30) alors que les deux zones centrales se différencient peu.

Afin de resteindre davantage l'étendue du champ temporel et prendre en considération les processus les plus récents j'ai calculé les moyennes des paramètres relatifs aux arènes les plus inférieures dans le cas des profils composites, à arènes emboîtées. D'après les conclusions énoncées plus haut on peut estimer qu'il s'agit d'arènes résultant de processus actuels ou pénécontemporains. Les moyennes correspondantes (notées entre parenthèses sur les tableaux 22b et c) réduisent notablement les écarts notés

pour les moyennes globales. Notamment, en considérant l'ensemble des catégories de sites, il n'est plus possible d'établir une hiérarchie dans la répartition des paramètres. Il semble ainsi que la dynamique des éléments majeurs entrant dans le calcul de l'indice géochimique d'altération ne soit pas modulée par la latitude dans les arènes pénécontemporaines du Sénégal Oriental. Le gradient de pluviosité actuel apparaît comme étant trop faible pour aboutir à des différences notables depuis les latitudes les plus septentrionales (14°10') jusqu'aux latitudes les plus méridionales (12°40'). La région : du Sénégal Oriental constitue ainsi une unité à peu près homogène du point de vue de l'altération sub-actuelle. Des latitudes plus élevées et plus basses sont requises pour noter des différences appréciables. Par contre, l'influence des arènes épaisses antérieures est manifeste et le jeu concòmittant de l'importance plus grande des surfaces correspondantes, initiales, au Sud, et du décapage postérieur plus intense, au Nord, peut modifier, localement, la dynamique dans les arènes qui évoluent actuellement à leur base.

5. CONCLUSIONS.

La définition de comportements systématiques des éléments majeurs, qui ressort du chapitre précédent, a conduit à la recherche d'un modèle mathématique susceptible d'expliquer l'évolution des teneurs en fonction des distances à la roche saine. Le modèle exponentiel qui s'est avéré, par approximations graphiques successives, décrire les variations des teneurs en magnésium et en sodium, avec le minimum de distorsions, a conduit à la définition d'un indice géochimique d'altération <u>i</u> qui suit un modèle similaire au premier, mais symétrique, par le jeu des éléments qui sont stables ou enrichis et des éléments qui sont exportés systématiquement,

avec $\underline{i} = \frac{A1_{2}^{0} + Fe_{2}^{0} + Ti0_{2}}{Mg0 + Na_{2}^{0}}$

L'indice d'altération et le paramètre d'évolution du modèle permettent tout d'abord de quantifier, donc de faciliter les comparaisons, le premier la notion d'intensité de transformation d'un niveau, le second le concept de dynamique générale attachée à l'ensemble d'un profil (drainage, résistance à l'altération, stade atteint au cours du temps). De plus, l'existence de relations avec les données minéralogiques et géophysiques et avec les teneurs en eau hygroscopique permet de dépasser ce simple aspect descriptif et de définir la composition de l'arène et son épaisseur. En outre, la superposition éventuelle, dans un profil, de processus à dynamiques successives différentes peut être mise en évidence à l'aide des diagrammes ou des abaques relatifs au modèle d'évolution.

Des conclusions importantes peuvent être déduites des données tirées de l'ensemble des profils analysés, et en fonction de considérations géomorphologiques. Ainsi la dynamique géochimique diffère nettement d'un massif à l'autre selon l'importance des résidus des arènes kaoliniques épaisses, héritées de climats très humides antérieurs. Néanmoins il n'apparaît pas de différence fondamentale entre l'évolution de ces arènes kaoliniques, qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, et celle des profils smectitiques et kaoliniques peu épais, pénécontemporains. Le même modèle exponentiel peut être utilisé, les paramètres d'évolution dépassant alors la dizaine de mètres, et les indices d'altération gardant des valeurs finies (de l'ordre de quelques dizaines d'unités) pour les niveaux non cuirassés. Ceci n'est pas le cas pour les arènes kaoliniques épaisses, actuelles et anciennes, décrites dans la zone tropicale humide ou équatoriale, plus au Sud, où l'élimination quasi-totale du magnésium et du sodium s'opère à partir de distances très faibles de la roche saine, profonde. Les indices d'altération deviennent alors infinis et le modèle défini dans la zone tropicale semi-humide du Sénégal Oriental n'a plus de sens. Les données minéralogiques confirment cette différence: en effet on a pu voir, dans la seconde partie, que des silicates primaires,

- 204 -

des vermiculites, montmorillonites et micas secondaires subsistent, en faibles proportions, mais notables, sur une hauteur importante des arènes kaoliniques épaisses de la région étudiée, alors que ces minéraux font défaut dans les arènes kaoliniques épaisses des régions plus méridionales. Il a été noté également que la gibbsite, commune dans les arènes des zones humides, n'a pu être mise en évidence au Sénégal Oriental en-dehors des blocs résiduels de lambeaux cuirassés anté-quaternaires. Tous ces faits indiquent, d'une part, qu'il existe dans les conditions climatiques actuelles des différences importantes entre les processus d'altération des zones semi-humides à semi-arides et les zones plus humides, situées plus au Sud, ou plus arrosées par suite de la proximité de l'Océan Atlantique. D'autre part des différences sensibles de dynamique d'évolution ont présidé à l'élaboration des arènes quaternaires antérieures dans chacune des deux zones, même si l'aspect morphologique général présente de nombreuses similitudes.

Le modèle d'évolution comporte, en outre, une expression de l'évolution des teneurs en magnésium et en sodium, en fonction de la distance à la roche saine, similaire à celle dérivant des lois relatives à la diffusion. L'assimilation des deux modèles permet d'envisager des applications portant sur les variables qui affectent le paramètre d'évolution et le temps (datation relative). Les conclusions de recherches expérimentales effectuées dans divers laboratoires et les données relatives apportées par les paramètres d'évolution suggèrent que l'évacuation du magnésium et du sodium consiste en un processus de diffusion de type fluide dont les coefficients de diffusion sont intermédiaires entre une diffusion d'ions anhydres dans des structures cristallines et une diffusion d'ions solvatés en phase aqueuse diluée. Une interprétation plus fine et les calculs de datation absolue nécessiteront des expérimentations qui, dans des conditions proches de celles existant sur le terrain, permettront de connaître les ordres de grandeur des diffusivités qui interviennent effectivement dans les processus mitioriques.

CHAPITRE III

LES VARIATIONS DES TENEURS EN SILICIUM, MANGANESE,

CALCIUM ET POTASSIUM

1. METHODE DE CALCUL DES TAUX DE CONCENTRATION.

Parmi les éléments majeurs, le silicium, le manganèse, le calcium et le potassium présentent un comportement non systématique, tantôt proche de celui des éléments très solubles (magnésium et sodium), tantôt conforme à celui des éléments peu solubles (aluminium, fer, titane). En raison de ces différences, il n'a pas été possible de définir un modèle mathématique décrivant la variation des teneurs de ces éléments et utilisable dans tous les cas. On ne peut envisager qu'une approche du comportement moyen de ces quatre éléments pour chacune des catégories d'arènes regroupant des matériaux de composition analogue et des profils à caractères évolutifs similaires.

On peut recourir, à cet effet, à la caractérisation du stade évolutif par le paramètre $\underline{d_i}$ (distance à la roche saine du niveau correspondant à l'indice d'altération 2.i_o), d'une part, et de l'intensité de l'altération d'un niveau par le quotient <u>i:i_o</u> (<u>i</u> et <u>i</u>_o étant, respectivement, les valeurs du rapport (Al₂O₃ + Fe₂O₃ + TiO₂):(MgO + Na₂O) dans le niveau altéré et dans la roche saine), d'autre part. En considérant séparément les profils de composition gabbroïque et les profils de composition dioritique, j'ai ainsi calculé les moyennes des taux de concentration des quatre éléments considérés en fonction des paramètres d'évolution <u>d</u> des arènes et des indices d'altération <u>i:i_o</u> des niveaux analysés. Les quatre catégories d'arènes ont été délimitées par les seuils <u>d</u> = 4, 7 et 10 mètres. Ceux-ci permettent de caractériser le degré d'évolution atteint par le profil (drainage et âge). Ce degré d'évolution est exprimé par l'importance relative des édifices smectitiques et kaoliniques :

- d entre O et 4 m : phyllites smectitiques exclusives, profil peu évolué, drainage médiocre.

- d. entre 4 et 7 m : phyllites smectitiques dominantes par rapport i aux kaolinites.
- d_i entre 7 et 10 m : mélange à kaolinites prédominantes, profil très évolué, drainage important.
- d. supérieur à 10 m : kaolinites quasi exclusives, profil ayant
 i
 évolué durant une période húmide et longue.

Les intervalles des quotients i:i, ont été déterminés, après études statistique des valeurs rencontrées dans les arènes gabbroïques et dioritiques, de façon à obtenir des tranches comportant un nombre sensiblement égal d'échantillons analysés. Pour chacune de ces tranches il a été procédé au calcul des movennes arithmétiques des valeurs des taux de concentration c:co, la valeur co relative à la roche initiale correspondant à la teneur dans le niveau profond le plus sain (i:i. voisin de l'unité) ou dans l'affleurement rencontré à proximité immé; diate du profil. Lorsque le profil ne contient pas de niveau très peu altéré et en l'absence d'affleurement proche, les différentes valeurs c:c. relatives au même profil ont été corrigées en les multipliant par la moyenne des taux de concentration, pour les autres profils, correspondant à la tranche i:i.o du niveau le plus sain (valeur i:i, minimale). Le calcul des moyennes globales, relatives aux différentes tranches i:i., nécessite ainsi une suite de corrections imbriquées qui rendraient complexe toute tentative d'automatisation des calculs, d'autant plus que les profondeurs totales des profils et des différents niveaux analysés varient d'un profil à l'autre (°).

Par contre, ce mode de calcul des moyennes des taux de concentration par tranches des quotients i:i, présente l'avantage de permettre la comparaison des différents niveaux qui présentent une évolution similaire dans les différents profils. Comme il est apparu, en outre, une liaison entre les valeurs du quotient i:i, et la nature de la fraction minéralogique néoformée, les variations des taux de concentration en fonction de l'indice i:i, permettent d'étudier l'influence des différents types de produits de néogenèse sur les teneurs des éléments. Ainsi pour les profils à paramètres d_i inférieur à 7 mètres les valeurs correspondant à des quotients i:i. compris entre 1 et 2, approximativement, définissent les enrichissements ou les appauvrissements liés aux phyllites smectitiques. Les valeurs supérieures à 2 concernent des matériaux essentiellement kaoliniques. élevées/ Les valeurs, supérieures à 10, indiquent une proportion notable d'hydroxydes et d'oxydes de fer. Pour les profils à paramètre d_i supérieur à 7 mètres la limite entre la prédominance des phyllites smectitiques et kaoliniques s'avère correspondre à un seuil plus faible pour le quotient i:i. (compris entre 1,0 et 1,5).

(°) L'ensemble des calculs relatifs aux quatre éléments majeurs et aux éléments traces a été réalisé par Odile WACKERMANN.

- 208 -

Les moyennes des taux de concentration ainsi obtenues ont été reportées sur des graphiques comportant deux échelles logarithmiques différentes pour les valeur de i:i, comprises entre 1 et 10 et pour les valeurs supérieures (cuirasses, carapaces et sols gravillonnaires) afin de faciliter la représentation (figures 35a, b, c, et d). Les valeurs i:i, sont notées au milieu des gammes qui ont été retenues pour le calcul des moyennes des taux de concentration. Les courbes de variation relatives aux profils gabbroïques (trait continu) et aux profils dioritiques (trait interrompu) ont été tracées grâce à un lissage obtenu par la jonction des centres de gravité des doublets successifs ou des nuages de points figuratifs.

2. VARIATION RELATIVE DES TENEURS EN SILICIUM, MANGANESE, CALCIUM ET POTASSIUM.

A. VARIATION DU SILICIUM.

Les courbes de la figure 35a montrent que les variations relatives des teneurs en silicium oscillent entre 0,8 et 1,5 pour l'ensemble des arènes. Les taux de concentration sont proches de l'unité pour les profils peu évolués (compris entre 0,8 et 1,2) des deux familles pétrochimiques. Ce comportement concerne également les profils gabbroiques à paramètre d'évolution d_i compris entre 7 et 10 m alors que les profils dioritiques à paramètres d, supérieur à 7 m présentent des enrichissements relatifs qui peuvent dépasser 1,5. Les profils kaoliniques très épais (d. supérieur à 10 m) individualisés sur massifs gabbroiques montrent un appaugrissement en silice à la 'base des profils (matériaux peu évolués) et un enrichissement relatif net dans les niveaux supérieurs les plus kaolinisés et ferruginisés. L'enrichissement en silice des arènes dioritiques kaoliniques épaisses et des arènes gabbroïques très épaisses observé sur les courbes des taux de concentration corrobore les observations de terrain qui indiquent des silicifications dans ces arènes, sous forme de lentilles, de filonnets, de dalles, généralement à l'aval et sous les formations cuirassées. Les courbes montrent en outre que les enrichissements relatifs en silice dans les arènes kaoliniques sont plus importants dans les profils de nature dioritique.

B. VARIATION DU MANGANESE.

Les variations relatives des taux de concentration (figure 35b) s'avèrent plus faibles pour l'ensemble des arènes gabbroïques que pour les arènes dioritiques. Les courbes relatives aux arènes gabbro**lques** à paramètre d_. inférieur à 10 m et celles relatives aux arènes dioriti^L ques à paramètre d, supérieur à 7 m révèlent un appauvrissement en manganèse à la base des profils (matériaux smectitiques) alors que les matériaux kaoliniques et ferrifères plus superficiels s'accompagnent d'un enrichissement relatif. Cette différence de comportement est vraisemblablement liée aux différences de solubilité du manganèse en présence d'eaux à teneurs en oxygène faible (solubilité accrue) ou forte (solubilité réduite). Les courbes de la figure 35 b permettent en outre de nuancer une conclusion tirée de l'étude statistique de la composition des eaux drainantes (quatrième partie) et qui porte sur un accroissement de la mobilité du manganèse dans les arènes à tendance plus granitique. En fait cet accroissement de mobilité apparaît nettement dans les profils dioritiques kaoliniques épais (d_i supérieur à 7 m) alors que dans les matériaux smectitiques de la base des arènes peu épaisses le manganèse se révèle plus mobile dans les profils gabbroïques que dans les profils dioritiques.

C. VARIATION DU CALCIUM.

Cet élément montre un comportement très proche de celui des éléments solubles, systématiquement appauvris, comme le magnésium et le sodium (figure 35c). Par contre des enrichissements en dents-descie se manifestent au-delà de l'indice d'altération i:i_o = 1,5. Ces irrégularités correspondent aux dépôts de calcite par précipitation du calcium dissous dans les eaux drainantes en fonction des conditions locales d'évaporation ou d'élimination du gaz carbonique. L'hétérogénéité spatiale des précipités de calcite est à la fois due aux variations de concentration du calcium et du gaz carbonique dans l'eau drainante et à la nature des pores récepteurs (conditions géométriques, composition de l'atmosphère gazeuse incluse et propriétés physico-chimiques des épontes). Les concrétions et mycéliums calcitiques coïncident ainsi fréquemment avec des fractions poreuses du matériel altéré mais dans lesquelles les silicates primaires, dont l'habitus est vacuolaire à spongieux, restent discernables,







s arènes _esubrolques et di



alors que le matériel environnant est généralement transformé, en totalité, en phyllites secondaires. Les dépôts de calcite semblent donc protéger les fractions d'arènes enrobées contre une altération ultérieure. Des résidus sains peuvent être décelés dans les nodules calcaires présents dans les sols et les épandages superficiels. BOULET (1974) interprète l'association calcite-squelette minéral originel comme étant une indication sur le rôle du calcium dans l'accroissement de l'hydrolyse des silicates primaires. Cet effet catalyseur peut intervenir dans les stades initiaux de la fixation de la calcite et il a été démontré par des interférences sur des expériences d'hydrolyse (PROST, 1962). Mais la présence de la calcite dans les fractions résiduelles de la roche peut également s'interpréter comme étant liée à l'accroissement du pH dans les solutions inter et intra-cristallines des fractions de roche en cours d'hydrolyse.

Le comportement du calcium se révèle voisin dans les profils gabbroïques et dioritiques. Une élimination relativement plus importante dans les matériaux d'altération initiaux apparaît néanmoins dans les arènes dioritiques. D'autre part l'importance des pics d'enrichissement relatif ou absolu décroît très nettement dans l'ensemble des arènes kaoliniques épaisses (d_i supérieur à 10 m). Par contre le calcium reste présent, sous forme de teneurs supérieures à l'état de trace, dans les matériaux les plus évolués, tels que les cuirasses et les sols ferruginisés et gravillonnaires.

D. VARIATION DU POTASSIUM.

Les courbes de variation relative des teneurs en potassium (figure 35d) indiquent un comportement original par rapport aux autres éléments majeurs et peu cohérents d'une catégorie évolutive à l'autre et d'une famille pétrochimique à l'autre. La plupart des courbes montrent néanmoins, de la base vers la surface, une stabilité ou un léger appauvrissement dans les stades initiaux suivis de niveaux à enrichissement relatif ou absolu (matériaux à indices i:i, de l'ordre de 1,5 à 2,5. Cet enrichissement est peu marqué pour les arènes peu épaisses à néogenèses smectitiques (dans lesquelles l'appauvrissement relatif est la règle) alors qu'il s'accentue pour les arènes à paramètre d'évolution d_i supérieur à 4 m où il est maximal pour les matériaux d'origine gabb**roï**que. Cette règle d'évolution recoupe les conclusions de l'étude minéralogique qui a montré que lorsque les phyllites de type <u>2 : 1</u> (vermiculites et montmorillonites) évoluent dans des profils relativement épais, l'introduction de potassium entre les feuillets silico-alumineux, au fur et à mesure du départ des autres éléments alcalins et alcalino-terreux, amène la formation d'édifices interstratifiés incluant des structures micacéos.Ces édifices peuvent être dégradés à leur tour dans les niveaux ultimes (kaoliniques et ferrifères) des arènes épaisses ; les courbes de variation relative indiquent effectivement une exportation importante du potassium pour ces matériaux.

3. CONCLUSIONS.

La cohérence des résultats obtenus par le calcul des moyennes globales des taux de concentration avec les conclusions tirées des études minéralogiques et celles relatives à la dynamique des éléments dans les eaux apporte une justification de cette méthode d'investigation. Elle peut ainsi être appliquée à l'étude de la dynamique relative des éléments traces qui est abordée ci-dessous.

CHAPITPE IV

LES VARIATIONS DES TENEURS EN ELEMENTS TRACES

I. INTRODUCTION.

En dehors de l'aspect purement théorique, portant sur l'explication du comportement des éléments en fonction de leurs propriétés physico-chimiques, l'étude de la variation des teneurs des éléments présents à l'état de traces dans les roches et les arènes peut présenter un champ d'application important pour la recherche des substances minérales utiles. Une telle étude peut en effet contribuer à sélectionner les éléments susceptibles d'être enrichis par les phénomènes d'altération de façon à les rendre exploitables du point de vue économique. D'autre part la connaissance des courbes de variation des teneurs en fonction de la profondeur et de l'intensité de l'altération peut permettre d'interpréter de façon plus précise la répartition des teneurs fournie par les prospections géochimiques de surface et d'affiner les méthodes de prélèvement afférentes. Dans ce but une étude antérieure (GRAVESTEIJN, 1963) a été effectuée dans la zone concernée mais les profils ont été creusés exclusivement dans des arènes kaoliniques épaisses à cuirassement sommital. Ce type de matériaux a été étudié également en vue d'une reconnaissance d'une formation de magnétite (VAN DEN HENDE, 1966 et 1967) et sous une forme plus régionale et exhaustive par PRIBILE (1963), et LAJOIGNIE (1962, 1963 et rapport en cours de rédaction) dans la région de Tinkoto et de Lakanta. Les travaux de sondage dans la région de Gabou ont donné également lieu à des études de variation des teneurs dans des arènes épaisses, plus particulièrement en ce qui concerne le cuivre (AGASSIZ, 1970, et BLOT et al., 1970). Dans le domaine des arènes peu épaisses de la zone tropicale semi-humide une étude statistique conjointe a été réalisée à partir de l'ensemble des profils analysés au Sénégal Oriental et en Haute-Volta (BLOT et al., 1973).

Les analyses des teneurs des éléments présents à l'état de traces ont été effectuées au laboratoire de Spectrographie des Services Scientifiques Centraux de Bondy par une méthode de dosage spectrographique semi-quantitative, sur plaques photographiques, comportant une volatilisation sous un arc continu d'un mélange de broyat et de graphite (PINTA, 1962). Le broyat utilisé provient du même échantillon que celui utilisé pour le dosage des éléments majeurs. Quelques dosages d'éléments traces ont été en outre effectués au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy par spectrométrie quantométrique (GOVINDARAJU, 1968). Ces dosages présentent l'avantage d'avoir été effectués à partir du mélange (fusion au carbonate et au borate de lithium) servant à l'analyse spectrométrique des éléments majeurs. Une des causes d'erreur due à l'échantillonnage se trouve ainsi éliminée.

Un artefact d'ordre analytique pourrait intervenir dans les arènes: la volatilisation des éléments à doser peut être légèrement amoindrie pour les éléments inclus dans des silicates primaires par rapport aux minéraux secondaires (effet de matrice) dans la technique qui expose directement à l'arc électrique le mélange de poudre de graphite et de matériau broyé, non fondu préalablement; les teneurs dans les roches saines pourraient ainsi être sous-estimées alors que cet effet de matrice intervient dans une moindre mesure dans les matériaux altérés. Néanmoins les différences sont minimes (QUINTIN et al., 1972) et n'influent pas sur les données des dosages semi-quantitatifs. De plus, les résultats obtenus par les deux méthodes analytiques comportant ou non un protocole de fusion préalable, donnent des valeurs de taux de concentration fréquemment voisins.

Les résultats analytiques peuvent présenter des différences sensibles en ce qui concerne les moyennes et les médianes des distributions relatives à un même type de roche pour des séries d'analyses provenant des deux laboratoires ou correspondant à des lots dosés successivement par le mêm laboratoire ayant affiné progressivement son protocole analytique. Néanmoins les valeurs <u>relatives</u> des taux de concentration entre les teneurs dans les matériaux altérés et la teneur dans la roche originelle ont le même ordre de grandeur lorsque des analyses ont été faites successivement sur des échantillons voisins

- 214 -
(ou identiques) provenant du même profil. Il est ainsi possible d'étudier le comportement des éléments en traces au moyen des valeurs des taux de concentration relatifs au matériau le plus sain rencontré dans le profil ou dans un affleurement proche.

2. EVOLUTION DES TAUX DE CONCENTRATION EN FONCTION DES INDICES D'ALTERATION.

A. METHODOLOGIE.

La méthode de calcul des moyennes et de représentation graphique des variations relatives utilisée pour le silicium, le manganèse, le calcium et le potassium peut être utilisée pour l'étude des éléments traces. Les moyennes ont été calculées séparément pour les arènes appartenant à la famille pétrochimique des gabbros et pour les arènes de nature dioritique. L'importance des hétérogénéités relevées dans les profils de nature granitique ne permet pas d'envisager l'obtention de moyennes significatives à partir d'un nombre peu élevé de données. Ce problème fait l'objet des recherches menées par A.BLOT au Sénégal Oriental.

Pour chacune des familles pétrochimiques les profils ont été également répartis selon quatre catégories d'évolution délimitées par les seuils du paramètre d'évolution d, égaux à 4, 7 et 10 mètres. Le calcul des moyennes arithmétiques des taux de concentration par tranches d'indices d'altération relatifs i:i. permet à la fois de suivre l'évolution des teneurs en fonction des degrés de l'altération et en fonction de la distance à la roche saine profonde puisque les deux variables sont liées par une équation d'expression exponentielle (chapitre II de cette partie). L'utilisation des indices d'altération facilite la comparaison des différents niveaux relatifs à des profils distincts, un même degré d'altération pouvant correspondre à des profondeurs différentes. En effet, même pour des arènes ayant subi une évolution comparable, l'épaisseur du sol sus-jacent peut être extrêmement variable par suite des variations de l'intensité du colluvionnement et de la déflation. La succession normale des faciès d'altération dans l'espace, décrite par le modèle exponentiel d'évolution, peut être

localement perturbée par l'existence de noyaux résiduels moins altérés que les niveaux environnants, ou encore par des plages plus altérées par suite de l'existence de circulations préférentielles d'eaux dans les fissures ou les tubulures de racines. La caractérisation de ces hétérogénéités par leur indice d'altération permet de les intégrer à leur place dans la suite de tranches i:i. mais, par contre, l'influence propre de la profondeur n'est pas prise en compte. Or celle-ci peut jouer un rôle dans le jeu des enrichissements absolus de certains éléments comme le nickel (SCHELLMANN, 1971 - TRESCASES, 1973). Néanmoins le nombre de ces niveaux singuliers est réduit par rapport aux niveaux qui respectent la succession verticale moyenne et leur influence sur la valeur des moyennes globales doit être minime. Les ordonnées des graphiques représentant les variations relatives des toux de concentration (figures 35 et 36) constituent ainsi également une figuration de la distance à la roche saine pour laquelle l'indice i:i, est égal à l'unité.

Du point de vue théorique on peut estimer qu'il est préférable de recourir aux moyennes des taux de concentration isovolumiques afin de distinguer les enrichissements ou appauvrissements <u>absolug</u> des enrichissements ou appauvrissements <u>relatifs</u>. Mais la faible précision des données obtenues par la méthodes de dosage semi-quantitative et la répartition non isotrope des éléments traces dans les roches (GONI, 1966) tendent à rendre la recherche de cette information supplémentaire quelque peu illusoire. Sur le plan de la recherche des substances utiles ce sont les variations des teneurs pondérales qui intéressent aussi bien les techniques de prospection géochimique (courbes d'isoteneurs, recherche des limites anomaliques) que les préoccupations d'économie minière (teneurs rentables).

- 216 -

B. DONNEES SUR LES PROCESSUS DE TRANSFERT DES ELEMENTS EN TRACES.

Avant d'aborder l'examen des courbes de variation des teneurs en éléments traces (figures 36 <u>a</u> à <u>h</u>), et afin d'expliquer leur tracé, il apparaît indispensable de faire un inventaire synthétique des travaux portant sur les mécanismes de transfert des éléments et de leur piégeage par les différents composants minéralogiques. En effet, il n'a pas été possible, dans le cadre de cette étude, de procéder à des analyses chimiques sélectives des espèces minérales composant les arènes et les sols. Or il est important de connaître les possibilités de fixation des éléments par les différents produits de néoformation si l'on veut dépasser la simple analyse globale des variations de teneurs.

Un certain nombre de travaux récents ont fait le point sur la répartition des éléments traces dans les produits de néogenèse. Parmi ces documents on peut citer ceux qui ont un caractère plus général et synthétique: GOLDSCHMIDT (1954), HEYDEMANN (1959), ATAMAN (1964, 1966), HENIN et al. (1967), JENNE (1968), PEDRO (1968), Handbook of geochemistry (1969), RAMBAUD (1969), TARDY (1969), MICHARD et RENARD (1970), AUBERT et PINTA (1971), SCHELLMANN (1971), ALLEGRE et MICHARD (1973), KARPOFF et al.(1973), TRESCASES (1973). Ils ont servi à dresser le tableau récapitulatif 23 qui résume les différentes possibilités de piégeages des douzes éléments traces dosés dans un grand nombre d'échantillons d'arènes et de sols du Sénégal Oriental.

De ces travaux et de celui de GONI (1966) on peut dégager un certain nombre de concepts qui règlent les déplacements et les fixations des éléments traces au cours de l'altération météorique.

a. Les processus d'appauvrissement.

Un des facteurs essentiels de la mobilisation des éléments en traces réside dans l'<u>hydrolyse</u> des minéraux primaires de la roche originelle. Lorsque cette hydrolyse est facile et rapide et que l'élément trace inclus possède une forme très soluble, le stade d'altération initial comporte un appauvrissement important pour cet élément. Il en est ainsi pour le strontium inclus dans les feldspaths. Dans le cas contraire, lorsque le minéral-hôte est peu hydrolysé (cas du chrome dans les spinelles) ou lorsque l'élément trace est peu soluble (plomb libéré par l'hydrolyse des feldspaths), on note un enrichissement relatif.

En opposition avec cet effet d'entraînement global, les éléments traces peuvent être sujets à un lessivage spécifique au cours des processus d'altération météorique. Deux mécanismes peuvent intervenir dans cette solubilisation différentielle. Le premier concerne les éléments traces dont une forme ionique, élémentaire ou complexe, est très soluble, ne limitant pas ainsi la cinétique de diffusion dans le milieu solide et la phase aqueuse, et dont la configuration électronique dans le cristal concerné correspond à un rayon plus faible que pour le ou les éléments majeurs coexistants. D'après les lois de la diffusion et la loi de Stokes, le coefficient de diffusion relatif à cet élément trace induit une vitesse de transfert supérieure à celles des autres éléments constitutifs du réseau cristallin. Ainsi, le strontium, dans les feldspaths potassiques, a un rayon ionique inférieur à celui du potassium (1,12 Å contre 1,33 Å) le lithium, dans les plagioclases, possède un rayon ionique (0,68 Å) inférieur à celui du sodium (0,97 Å) et celui du calcium (0,99 Å). Le second mécanisme intervient pour les éléments traces qui sont principalement localisés dans les défauts des réseaux cristallins ou en marge (fissures, clivages, macles, surfaces intercristallines, inclusions). Les expériences de GONI (1966) ont montré que dans ce cas, fréquent dans les faciès granitiques, l'extraction des éléments traces est à peu près totale avant l'attaque des réseaux cristallins.

Tableau 23 - Processus de concentration des éléments en traces dosés

Processus	Baryum	Chrome	Cobalt	<u>Cuivre</u>
Concentration de minéraux primaires résiduels	feldspaths K (plagioclases) muscovites amphiboles (pyroxènes)	amphiboles micas spinelles (pyroxènes)	<u>amphiboles</u> (pyroxènes)	amphiboles tourmalines (pyroxènes)
Intégration dans phyllosilicates		chlorites montmorillon. illites kaolinites	faible	montmorillon. illites kaolinites
Adsorption sur phyllosilicates	· · ·			
Précipitation dans arènes réductrices	•			
Intégration dans oxydes et hydroxydes et adsorption	adsorption par concrétions <u>Mn</u>		adsorption par concrétions <u>Mn</u>	adsorption par concrétions <u>Fe</u>
Précipitation dans arèles oxydées ou à fortes teneurs en CO ₂	sulfates	-chromates de cations lourds -coprécipita- tion avec SO4Ba		intégration dans CO ₃ Ca
Fixation par matière organ. et produits .chélatants de microorganismes	forte	forte	faible	forte .
Similitudes de comportement		Fe - Al - V	Ni - Mn - Zn (Cr - Al)	Ni - Co - Mn

../..

Tableau 23 bis - Processus de concentration des éléments en traces

Processus	. <u>Gallium</u>	<u>Lithium</u>	Nickel	<u>Plomb</u>
Concentration de minéraux primaires résiduels	<u>feldspaths K</u> <u>albites</u> <u>muscovites</u> hornblendes (pyroxènes)	<u>tourmalines</u> <u>micas</u> (pyroxènes) (feldspaths)	<u>amphiboles</u> (pyroxènes)	<u>feldspaths K</u> apatite
Intégration dans phyllosilicates	kaolinites Ga ³⁺ ↔ Al ³⁺	Li ⁺ ↔ Mg ⁺⁺	chlorites vermiculites montmorillon. (Ni ⁺⁺)	montmorillon.
Adsorption sur phyllosilicates		smectites Mg kaolinites (faible)		montmorillon. (Pb ⁺⁺)
Précipitation dans arènes réductrices	conditions réductrices: +			
Intégration dans oxydes et hydroxydes et adsorption	-intégration par gibbsite -adsorption par oxydes <u>Fe</u>	·	goethite hématite adsorption par concr. <u>Fe</u> et hydroxyde de Mn	adsorption par concrétions <u>Mn</u>
Précipitations dans arènes oxydées ou à fortes teneurs en CO ₂			coprécipita- tion avec CO ₃ Ca	oxydes sulfates carbonates (anions bivalents)
Fixation par matière organ. et produits chélatants de microorganismes			forte	faible .
Similitudes de comportement	(Al)		$\begin{array}{c} \text{Co} - \text{Mn} - \text{Zn} \\ (\text{Cr} - \text{Al}) \end{array}$	

../..

Tableau 23 ter - Processus de concentration des éléments en traces

Processus	<u>Strontium</u>	Vanadium	Zinc	Zirconium
Concentration de minéraux primaires résiduels	<u>feldspaths K</u>	<u>rutile</u> titano- magnétites	amphiboles magnétites biotites grenats spinelles staurotides	<u>zircon</u> rutile sphène ilménite
Intégration dans phyllosilicates		montmorillon. $v_{5^+}^{3^+}$ Al ³⁺	montmorillon.	•
Adsorption sur phyllosilicates	montmorillon.		montmorillon. kaolinites	
Précipitation dans arènes réductrices	· · · ·			
Intégration dans oxydes et hydroxydes ct adsorption		goethite	adsorption par concrétions <u>Fe</u>	adsorption par oxydes
Précipitations dans arènes oxydées ou à fortes teneurs en CO ₂	coprécipita- tion avec SO ₄ Ba et CO ₃ Ca	vanadates	coprécipita- tion avec CO ₃ Ca	coprécipita- tion avec phosphates
Fixation par matière organ. et produits chélatants de microorganismes		forte	forte	
Similitudes de comportement	Ca - Na	Cr - Ni - Co		

•

Un troisième processus de libération, spécifique des éléments traces, est assumé par le phénomène de <u>désorption</u>, qui recoupe partiellement le mécanisme précédent de mobilisation des éléments localisés sur les surfaces externes des réseaux cristallins. Ce phénomène est basé sur l'échange de cations présents dans la solution drainante (éléments de faible diamètre et surtout protons H^{\dagger}) avec des cations disposés à la périphérie des cristaux ou dans des sites à liaisons interatomiques faibles (comme les sites interfoliaires). Dans les arènes, la désorption concerne principalement les minéraux phylliteux, et plus particulièrement les phyllites de petite taille (surface externe grande par rapport au volume).

b. Les processus d'enrichissement.

En-dehors des possibilités d'enrichissement relatif par le biais du maintien d'éléments traces dans des minéraux peu hydrolysables, les processus d'altération météorique sont susceptibles de concentrer les éléments traces issus des minéraux primaires (en solution vraie ou en suspension) par une gamme de mécanismes qui peuvent intervenir isolément ou concurremment.

L'<u>intégration dans le réseau des phyllosilicates secon</u> daires peut être obtenue, sans solubilisation préalable, par une reprise globale des tétraèdres et octaèdres originels dans le cas des transformations pseudomorphes (formation de vermiculites à partir de silicates ferromagnésiens, d'épidotes à partir de plagioclases). Dans les néogenèses véritables l'incorporation dans les réseaux secondaires ne correspond plus aux coefficients de partage relatifs à la lithosphère mais aux possibilités de remplacement entre l'aluminium et le gallium ou le vanadium, d'une part, entre le magnésium et le lithium ou le nickel, d'autre part. Ainsi le nickel peut constituer un cation structural dans les nontronites dérivant de roches ultrabasiques (TRESCASES, 1973).

L'<u>adsorption</u>, par mécanisme d'échange, sur les <u>phyllosi</u>-<u>licates</u> peut constituer un processus complémentaire de l'intégration réticulaire lorsque les mêmes éléments traces sont fixés par le biais de ces deux mécanismes. La distinction entre les deux processus est alors difficile à établir, voire impossible. Par contre, lorsque les considérations de charges et de diamètres des cations sont incompatibles avec les exigences réticulaires, on peut estimer que l'adsorption régit la fixation des éléments correspondants. On ne révèle ainsi pas de cas d'intégration du strontium dans des phyllosilicates alors que cet élément est susceptible d'être adsorbé sur des montmorillonites.

La formation de <u>précipités</u> cristallins d'un seul élément trace à partir d'ions en solution constitue un processus mineur et qui n'intéresse qu'un nombre restreint d'éléments. Parmi ces précipités on peut citer les sulfates de baryum, les chromates (en présence de cations plus lourds), les oxydes, sulfates et carbonates de plomb, ainsi que les vanadates (Handbook of geochemistry, 1969).

La fixation des éléments traces par les processus de coprécipitation et d'adsorption liés aux produits secondaires autres que les aluminosilicates intéresse, à l'opposé, un nombre plus élevé d'éléments. La distinction entre l'intégration réelle dans les réseaux et l'adsorption plus ou moins superficielle est difficile à établir. Elle pourrait être surtout liée à la présence de fortes teneurs de l'élément trace dans la solution drainante au moment de la formation de la masse des précipités ou postérieurement à celle-ci. On peut relever ainsi l'association du cuivre, du gallium, du vanadium et du zinc avec les hydroxydes et oxydes de fer, alors que le baryum, le cobalt et le plomb sont associés aux hydroxydes et oxydes de manganèse. Le nickel et le zirconium sont liés aux deux types de produits secondaires. Les carbonates peuvent également jouer ce rôle de fixateur (pour le plomb, le strontium, le zinc) ainsi que des produits supergènes nettement moins abondants dans les arènes concernées, comme les sulfates, les phosphates ou les vanadates. Un mécanisme identique règle l'incorporation de nickel dans des gels de silicium et de fer (AMMOU CHOKROUM, 1972 et TRESCASES, 1973).

La matière organique peut, de son côté, fixer un grand nombre d'éléments traces dans les horizons superficiels par le jeu de réactions de chélation des acides humiques et fulviques. Dans les profils du Sénégal Oriental cette fixation ne joue guère que dans les niveaux pédologiques superficiels, les dosages de matière organique s'avérant stériles dans les niveaux correspondants aux arènes à diaclases conservées. Cette fixation doit, en outre, être assez éphémère puisque la dégradation de la matière organique est rapide dans cette zone climatique (CHAUVEL, 1967- KALOGA, 1966 - PEREIRA-BARRETO, 1966). D'autre part les produits libérés par le métabolisme des microorganismes vivant dans les arènes, les sols et les solutions drainantes sont susceptibles de provoquer la mise en solution ou la précipitation d'éléments traces comme l'ont montré les études faites par Mademoiselle Y.PARES (Faculté des Sciences de Dakar) et portant sur les cycles de l'or et du cuivre (PARES et MARTINET, 1964). Le problème de cette interaction du milieu organique sur la lithosphère et l'hydrosphère n'a pas été abordé dans cette étude mais il est néanmoins indispensable de garder présente à l'esprit la possibilité de son influence dans les interprétations des transferts dans les arènes et les sols.

C. INTERPRETATION DES COURBES D'EVOLUTION (figures 36)

a. le baryum

Cet élément s'avère nettement plus stable que ne le laissent prévoir les quelques mécanismes de fixation relevés dans la littérature (tableau 23). Les niveaux à phyllites smectitiques fixent effectivement le baryum mais les matériaux kaoliniques apparaissent également comme étant des récepteurs efficaces. Les niveaux riches en oxydes et hydroxydes des arènes gabbroïques concentrent très fortement le baryum, vraisemblablement fixé dans ce cas par les oxydes de manganèse (TARDY, 1969). On peut noter également l'inversion du comportement en fonction de la nature de l'arène: l'appauvrissement est plus accentué dans les arènes gabbroïques à dominante smectitique alors que pour les arènes kaoliniques ce sont les faciès dioritiques, plus riches initialement, qui présentent les taux de concentration les plus faibles. L'hydrolyse plus poussée des feldspaths potassiques résiduels, dans ces dernières crènce, donne la priorité au processus d'adsorption, plus intense dans les matériaux et solutions gabbroïques, moins riches en baryum.

b. Le chrome.

L'enrichissement relatif par le jeu de la conservation des minéraux chromifères primaires joue un rôle important dans les arènes de type smectitique (paramètre <u>d</u>inférieur à 7 mètres) alors que dans les arènes kaoliniques l'hydrolyse de ces minéraux primaires renforce l'importance des autres processus d'enrichissement: fixation par les phyllites et les oxydes, précipitation probable de chromates. Ces processus sont plus intenses dans les arènes dioritiques, initialement moins riches en chrome que les arènes gabbrolques. L'effet de sélectivité en faveur des faibles concentrations intervient ainsi également pour cet élément.

c. Le cobalt.

Le même effet se retrouve pour le cobalt pour qui la rétention est plus élevée, relativement, dans les arènes dioritiques. L'appauvrissement est de règle dans les arènes gabbroïques. La fixation par les phyllites et les concrétions oxydées permet, au maximum, de maintenir les teneurs initiales.

11

d. Le cuivre

Le comportement du cuivre est assez peu cohérent d'un type d'arène à l'autre et d'un faciès pétrochimique à l'autre. L'oxydation de la forme primaire dominante (sulfures) en sulfates, solubles, permet un appauvrissement important dans les stades d'altération initiaux. Les facteurs de concentration par fixation sur les phyllites (smectites et kaolinites) et la calcite interviennent de façon variable. Seuls les matériaux riches en oxydes et hydroxydes de fer correspondent à peu près systématiquement à un enrichissement qui peut atteindre un taux de 2,0 et plus. Cette conclusion confirme celle de l'étude des deux sondages Gabou-5 et -10 (BLOT et al.,1968) forés à l'emplacement d'un indice de sulfures cuprifères.

- 222 -



dans les arènes _abiroloues et duoritiques







e. <u>Le galliu</u>m

Un nombre restreint de données analytiques semble montrer que des enrichissements en gallium peuvent coïncider avec des matériaux kaoliniques, et riches en oxydes de fer, issus de faciès dioritiques et granitiques.

- 223 -

f. Le lithium

Pour cet élément le jeu de la concentration par le maintien des minéraux primaires lithinifères (micas, tourmalines) et par la fixation sur les phyllosilicates induits des variations des taux de concentration assez peu cohérentes. Alors que les arènes à smectites dominantes sont systématiquement appauvries, sauf pour les niveaux riches en fer secondaire, les matériaux kaoliniques comportent des variations peu importantes ou des enrichissements qui peuvent atteindre des taux de 5,0 (dans les profils dioritiques).

g. Le nickel

1 · · ·

Cet élément peut présenter des taux de concentration de l'ordre de 3,7 dans les matériaux kaoliniques et riches en fer. La fixation par les smectitites apparaît plus importante dans les profils gabbroíques que dans les profils dioritiques: le rôle de l'échange entre magnésium et nickel dans les couches octaédriques et dans les espaces interfoliaires pourrait expliquer cette différence. Ce mécanisme ne joue pas pour les kaolinites qui, lorqu'elles sont dominantes, fixent davantage de nickel dans les profils dioritiques où il possède des teneurs inférieures à celles des faciès gabbroïques. La fixation par les carbonates provoque, d'autre part, des pics de concentration qui se surimposent aux autres enrichissements. Par contre, on ne retrouve pas dans les profils kaoliniques de cette région les pics d'enrichissements absolus, par migration descendante, décrits à la base des arènes de zones tropicales plus humides (SCHELLMANN, 1971 et TRESCASES, 1973).

h. Le plomb

Les données limitées à quelques profils indiquent néanmoins que les taux de concentration du plomb sont proches de l'unité dans la plupart des arènes et qu'ils peuvent dépasser cette valeur dans les formations superficielles riches en concrétions d'hydroxydes et d'oxydes. La grande stabilité des feldspaths potassiques et les possibilités de fixation par les phyllites, surtout smectiques, et par les concrétions d'oxyhydroxides peuvent expliquer les faibles variations de teneurs.

i. Le strontium

La règle générale est l'appauvrissement des arènes au fur et à mesure de l'élimination des cations alcalins et alcalino-terreux majeurs. Dans les stades initiaux les fortes teneurs en montmorillonites peuvent expliquer la rémanence des teneurs initiales dans les arènes à paramètre d'évolution inférieur à 7 mètres. Les pics correspondant à des enrichissements relatifs ou absolus peuvent s'expliquer par une fixation dans les carbonates secondaires.

j. <u>Le vanadium</u>

La résistance à l'hydrolyse des minéraux vanadifères primaires induit une stabilité des teneurs en vanadium dans les matériaux d'altération. Seuls les niveaux les plus kaolinitiques s'accompagnent d'un appauvrissement sensible. Les possibilités de piégeage par les hydrolyses de fer, et vraisemblablement dans les concrétions des niveaux superficiels, conduisent à des taux de concentration de l'ordre de 3 à 4. Les variations relatives sont néanmoins nettement moins accusées que pour le chrome, le cobalt et le nickel qui sont généralement proches, par leur comportement, du vanadium.

k. Le zinc

Les analyses partielles indiquent un appauvrissement général du zinc en fonction de l'évolution des matériaux. L'appauvrissement se révèle plus intense dans les arènes kaoliniques que dans les arènes smectitiques. Quelques valeurs élevées de taux de concentration sont relevées dans des niveaux supérieurs riches en concrétions ferrifères.









1. Le zirconium

Les taux de concentration relatifs à un nombre restreint de profils analysés indiquent une stabilité assez grande du zirconium dans les différentes catégories d'arènes. Cette propriété semble surtout redevable à la grande résistance des minéraux primaires contenant le zirconium (zircon, rutile, ilménite). Des taux supérieurs à l'unité sont notés dans les matériaux superficiels dans lesquels les fortes teneurs en oxydes et hydroxydes sont susceptibles de fixer des quantités notables de zirconium.

m. Conclusions

Les données analytiques confirment le comportement original des éléments présents à l'état de traces. L'importance, notamment, des processus de fixation par les phyllosilicates et les oxydes ou les carbonates secondaires permet une rétention élevée, voire des enrichissements absolus, de la plupart de ces éléments. D'autre part la complexité et les interférences des mécanismes de solubilisation et de piégeage ne permettent guère de retrouver les similitudes de comportement propres à la pétrologie des roches saines. Ainsi les éléments de transition, comme le chrome, le cobalt, le cuivre, le nickel, présentent chacun un comportement original, distinct de celui du fer, pourtant voisin dans la classification périodique. Il en est de même du baryum, du lithium et du strontium par rapport à l'évolution des alcalins et alcalino-terreux majeurs. En outre, des différences de comportement liées à des seuils de concentration interviennent par suite de la plus ou moins grande importance des mécanismes d'hydrolyse. et de fixation par échanges et adsorption.

Dans le cas des minéraux secondaires formés dans les arènes et les sols les surfaces externes et internes jouent un rôle très important (structures phylliteuses, tailles micro-à crypto-cristallines) qui peut masquer dans les bilans globaux les remplacements diadochiques, synchrones de la cristallisation (coprécipitation) ou postérieurs (échanges au niveau du réseau). De plus l'existence possible, plus ou moins éphémère, de gels en tant que relais entre les minéraux primaires et secondaires

- 225 -

et les solutions véritables et le pouvoir osmotique des racines (HENIN et al., 1967) renforcent la prépondérance des transferts par adsorption sur les autres mécanismes de fixation des éléments traces.

L'utilisation industrielle de résines synthétiques, échangeuses d'ions, à mis en évidence la complexité des processus de transferts. Les lois simplifiées (isothermes de Freundlich ou de Langmuir) ne permettent qu'une explication partielle des phénomènes qui sont conditionnés par de nombreuses variables: configuration électronique, température, concentrations relatives, potentiel protonique de la solution, entre autres. Ainsi si la règle générale prévoit une affinité croissante avec l'augmentation du numéro atomique, à partir du sodium et jusqu'au césium, cette sélectivité en faveur des éléments multivalents par rapport aux éléments monovalents n'est vérifiée que pour de faibles concentrations. En effet, lorsque la concentration dans la solution croît, le récepteur est plus sélectif pour les éléments monovalents (INCZEDY, 1966).

D'autre part, les expériences faites directement à partir de cristaux naturels indiquent une hiérarchie dans les capacités d'adsorption. HEYDEMANN (1959) établit ainsi une échelle décroissante à partir des capacités d'adsorption pour le cuivre: montmorillonites-illites-fireclay-kaolinites. L'influence de la concentration et du pH des solutions est nettement plus sensible pour les minéraux peu adsorbants (kaolinites) que pour les minéraux très adsorbants (smectites). D'autre part les expériences de GONI (1966) montrent une résistance à l'extraction plus importante dans les arènes altérées (présence de minéraux secondaires, notamment phylliteux) que pour les roches saines.

L'explication détaillée des remobilisations observées pour les éléments en traces est donc encore difficile, voire impossible. Néanmoins, dans le cadre d'une prospection géochimique de subsurface, les courbes d'évolution moyenne, globale, obtenues (figures 36) peuvent indiquer l'ordre de grandeur de l'enrichissement cu de l'appauvrissement probables dans un niveau dont l'indice d'altération est connu. 3. ANALYSE STATISTIQUE DES TENEURS

Le mode de calcul utilisé ci-dessus a permis de déterminer la répartition verticale des teneurs. Celle-ci montre que les variations sont relativement faibles par rapport aux teneurs dans les niveaux sains. On peut donc prévoir que lorsqu'il existe dans le soubassement des variations de teneurs assez importantes dans des surfaces parallèles à la topographie (variations dans un même massif ou juxtaposition de massifs pétrochimiques différents), ces variations originelles peuvent être répercutées par la distribution des teneurs dans les arènes et les sols. Deux tests statistiques sont employés afin de vérifier la réalité de cette lithodépendance.

A. LES COEFFICIENTS DE CORRELATION DE RANG ENTRE LA REPARTI-TION DANS LES NIVEAUX NON ALTERES ET DANS DES MATERIAUX SITUES A DIFFERENTES PROFONDEURS.

Des tableaux présentant la répartition des coefficients de corrélation de rang entre les classements des teneurs des différents éléments majeurs et traces dans les niveaux sains profonds des profils d'altération et les classements relatifs à des profondeurs variables dans ces mêmes profils ont fait l'objet d'une étude précédente (BLOT, PION et WACKERMANN, 1973). Cette étude regroupe 81 profils d'altération de la zone tropicale semi-humide, situés au Sénégal Oriental et en Haute-Volta, sur un ensemble de massifs cristallins allant de faciès granitiques jusqu'à des faciès ultrabasiques. Pour chaque élément il a été établi une classification des teneurs dans les niveaux sains profonds, ou un affleurement sain situé à proximité immédiate, et une classification des teneurs à différentes profondeurs, allant de la surface jusqu'à 12 mètres. Le but de ce calcul statistique est de déterminer l'influence des processus d'altération, et de la pédogenèse superficielle, sur la répartition des teneurs le long de vecteurs horizontaux et verticaux.

- 227 -

En ce qui concerne les arènes non remaniées (profondeurs dépassant 2 mètres) les valeurs des coefficients de corrélation de rang dépassent très généralement les limites de corrélation significatives à 0,001. Cette propriété signifie que les processus de transfert météoriques, aussi bien dans le cas des enrichissements que dans le cas des appauvrissements, n'effacent pas la répartition initiale des teneurs entre massifs granitiques, dioritiques, gabbroïques et ultrabasiques. Cette proportionnalité des teneurs secondaires à l'égard des teneurs initiales permet d'obtenir, pour chaque niveau, un miroir de la répartition en profondeur. Cette conclusion, importante pour la justification de la prospection géochimique à partir des arènes de cette zone tropicale semi-humide, implique en outre que les transferts des éléments en traces ont une composante horizontale très faible qui ne dépasse pas l'espacement moyen des profils étudiés sur les différents versants (environ 200 mètres).

Mis à part les valeurs relatives au zinc, dues vraisemblablement à une précision analytique médiocre, des coefficients de corrélation inférieurs au seuil de signification à 0,001 apparaissent dans les niveaux profonds (au-delà de 8 mètres) des profils kaoliniques pour le <u>baryum</u>, le <u>lithium</u>, le <u>strontium</u> et le <u>vanadium</u>. Ce sont des éléments, relativement solubles, qui, comme on l'a vu ci-dessus, sont faiblement fixés par les matériaux kaoliniques, en l'absence d'oxydes ou de carbonates secondaires. D'ailleurs les coefficients relatifs aux éléments majeurs qui présentent un comportement analogue dans les arènes (le manganèse, le calcium et le sodium) sont également très faibles dans les niveaux kaoliniques profonds.

B. COMPARAISON DES MOYENNES GEOMETRIQUES ET DES ÉCARTS-TYPES DES TENEURS DANS LES ROCHES ET LES ARENES.

÷ .

Un autre moyen d'acquisition des données sur les teneurs en traces réside dans la comparaison des paramètres des distributions des valeurs dans les roches saines et dans les arènes. Pour ces dernières j'ai choisi le niveau supérieur de l'arène à diaclases conservées, avant le passage aux horizons pédologiques restructurés. Ce niveau, aisé à situer, englobe

- 228 -

Tableau 24a - Moyennes géométriques des teneurs des éléments traces (g/tonne)

dans les roches (R), le sommet des arènes d'altération (A) et les sols (S)

	GI	RANITE	<u>5</u>	<u>D</u>	<u>IORITE</u>	5	GABBROS		
-	R	A	S	R	<u>A</u>	<u>s</u>	R	A	S
Ba	1000	9 70	710	390	610	570	95	170	220
Co	3	5	15	15	15	35	20	45	. 30
Cr	95	100	130	290	330	430	270	270	310
Cu	25	20	35	55	40	55	80	90	85
Ga	20	10		10	5	5	10	5	15
Li	30	55	45	55	65	75	45	35	30
Ni	10	20	40	80	110	110	140	140	170
РЪ	3	10	10		15	10	10	,	4
Sr	300	20	100	340	140	25	180	190	220
V	100	80	160	240	180	220	250	300	310
Zn		120	180	130	130	130		120	90
Zr		60	80	75	80	100		80	100

Tableau 24b- Ecart-type (modèle log-normal) des teneurs des éléments traces dans les roches (R), le sommet des arènes d'altération (A) et les sols (S)

	GRANITES			D	IORITE	<u>5</u>	GABBROS		
	R	Å	S	R	A	S	R	A	S
Ba	2,4	2,9	2,2	4,1	3,0	3,0	3,5	2,9	2,4
Co	2,0	3,1	3,6	2,8	4,1	5,1	3,4	3,3	4,1
Cr	4,1	5,1	6,6	2,0	2,3	1,9	3,2	2,7	3,4
Cu	. 2,5	2,8	2,7	3,1	2,3	3,8	3,2	3,0	3,2
Ga	2,3	2,5		2,1	2,3		2,5	2,0	-
Li	2,7	2,8	3,1	2,5	1,9	2,5	2,8	3,5	3,4
Ni	3,4	4,1	3,3	3,6	2,8	3,0	3,4	3,5	4,1
РЪ	13,2	11,0	8,6		10,9	7,4	8,7	5,9	3,6
Sr	2,9	2,6	4,6	3,6	4,4	3,5	3,8	4,4	3,6
V	4,5	3,8	3,6	2,6	2,3	1,7	2,0	2,0	2,1
Zn	•	2,8	2,6	2,7	3,0	3,3		2,6	3,0
Zr		2,7	3,1	2 , 7	2,6	2,9		2,6	2,5

. .

généralement un grand nombre de procédés de piégeage (phyllites, oxydes, carbonates et autres minéraux secondaires) et peut constituer un horizon d'accès relativement facile et favorable aux investigations géochimiques d'après les conclusions de l'étude statistique précédente. Les valeurs des fonds géochimiques dans les roches, les sommets des arènes et les sols sont représentées par les moyennes géométriques des teneurs pour chaque élément (tableau 24a). La caractérisation de chaque distribution est donnée par la valeur de l'écart-type dans un modèle de distribution logarithmique des teneurs (tableau 24b).

Les paramètres relatifs aux trois grandes familles pétrochimiques confirment les conclusions énoncées précédemment: les processus d'altération météorique de la zone tropicale semi-humide induisent des variations relatives de teneurs assez modérées et qui conduisent pour un grand nombre d'éléments à un enrichissement. Le tableau 25, ci-après, permet de préciser cette tendance au moyen des rapports des moyennes géométriques des teneurs au sommet des arènes et des mêmes moyennes dans les niveaux sains.

Tableau	25 -	· Classification des rapports entre les moyennes
		géométriques des teneurs au sommet des arènes
		et les moyennes géométriques des teneurs dans
		les roches saines.

arène	s gabbroiques	arènes di	oritiques	arènes granitiques			
Со	2,25	Ba	1,56		РЬ	3,33	
Ba	1,79	Ni	1,38		Ni	2,00	
V	1,20	Li	1,18		Li	1,83	
Cu	1,13	Cr	1,14		Co	1,67	
Sr	1,06	Zr	1,07		Cr	1,05	
Cr	1,00 ,	Co	1,00		Ва	0,97	
Ni	1,00	Zn	1,00		Cụ	0,80	
Li	0,78	· V	0,75		V	0,80	
Ga	0,50	Cu	0,73		Ga	0,50	
•		Ga	0,50		Sr	0,07	
		Sr	0,41				
•							

- 229 -

Cette échelle ne peut évidemment pas être comparée à une classification des mobilités puisque les processus concernés intègrent à la fois des remobilisations et des fluctuations de teneurs résiduelles. La comparaison des ordres de grandeur pour les trois catégories d'arènes permet néanmoins de confirmer des observations faites à partir des autres moyens d'investigation. Ainsi les éléments traces les plus lourds, et particulièrement les éléments de transition (cobalt, chrome, cuivre, nickel, vanadium) sont fréquemment enrichis par suite de la résistance des formes primaires et de la faculté de se concentrer dans les oxydes superficiels. Par contre les éléments alcalins et alcalino-terreux (strontium) peuvent être éliminés de façon importante. Le lithium fait exception à cette règle en raison de la résistance à l'altération des muscovites dans lesquelles il est intégré. De même le baryum peut se trouver repris dans les oxydes manganésifères superficiels. On retrouve de même la propriété de sélectivité en faveur des faibles concentrations : les rapports de concentration pour le baryum et le strontium sont plus élevés dans les arènes gabbroiques que dans les arènes granitiques, alors que les teneurs initiales sont plus élevées dans les granites; inversement, les rapports de concentration sont plus forts pour le chrome, le lithium et le nickel dans les arènes granitiques alors que les teneurs dans les gabbros sont les plus élevées. Pour les autres éléments, peu solubles, les fortes différences des teneurs initiales dans les deux catégories de roches peuvent expliquer les taux de concentrations élevés dans les arènes gabbroïques. Une grande partie de ces résultats seront recoupés par l'étude des nappes phréatiques.

L'écart-type relatif à la distribution des teneurs des éléments en traces dans les roches est peu modifié au niveau du sommet de l'arène (tableau 24b). Comme d'autre part le fond géochimique est peu affecté par les processus météoriques on peut utiliser, dans le cadre de prospections géochimiques stratégiques, et sans commettre une erreur importante, les limites anomaliques déterminées dans la première partie de cette étude, à partir des distributions dans les faciès sains.

- 230 -

Dans le cas de prospections tactiques, plus fines, il est indispensable d'intégrer les valeurs de fonds et d'écartstypes caractéristiques des matériaux collectés (arène ou sol).

4. CONCLUSIONS.

L'étude de l'évolution des éléments en traces dans les arènes a principalement montré la complexité et l'imbrication des processus de transferts qui règlent les enrichissements et les appauvrissements. Peu de règles ayant valeur générale peuvent en être déduites. Chaque élément présente un ensemble de comportements originaux si l'on considère à la fois les courbes d'évolution des taux de concentration dans les quatre catégories d'évolution des profils d'arènes gabbroïques et dioritiques. Ainsi, les éléments de transition montrent une tendance à un enrichissement net dans les concrétions oxydées, mais d'autres éléments plus solubles, comme le baryum, peuvent être également fixés par ces concrétions. Et inversement, certains éléments de transition (comme le cobalt) sont susceptibles d'être exportés dans les mêmes proportions que des éléments solubles (comme le strontium). Les courbes de figures 36 sont néanmoins représentatives de l'évolution probable, moyenne, des teneurs en fonction du type de l'évolution et de l'intensité de l'altération subie par un niveau.

D'autre part un fait essentiel apparaît : les teneurs en éléments traces sont relativement stables dans les arènes; des enrichissements modérés caractérisent, en règle générale, les matériaux les plus évolués riches en oxydes et hydroxydes, ou en carbonates. Les matériaux smectitiques constituent, en outre, des capteurs importants, soit par intégrátion au réseau lui-même, soit par des mécanismes d'échange qui concernent les positions interfoliaires et les surfaces externes. Cette propriété des phyllites smectitiques permet généralement le maintien des teneurs initiales. Elle explique également les différences observées avec les arènes de zones tropicales plus humides, plus appauvries en éléments traces sauf dans les niveaux concrétionnés et indurés superficiels.

- 231 -

- 232 - ..

Les mécanismes de fixation par adsorption et coprécipitation introduisent des différences de comportement en fonction des teneurs dans les matériaux originels et les solutions drainantes. Ainsi l'enrichissement relatif est fréquemment plus important dans les arènes où les teneurs d'un élément sont faibles par rapport aux arènes à fortes teneurs, si toutefois la concentration n'est pas obtenue par la conservation d'espèces minérales-hôtes résistantes.

Une conclusion importante pour les bilans métallogéniques apparaît à partir des données de ce chapitre: les taux de concentration consécutifs aux processus d'altération de la zone tropicale semi-humide sont insuffisants pour obtenir des enrichissements exploitables à partir des teneurs des fonds géochimiques. La comparaison entre les taux de concentration d'exploitabilité et les taux de concentration maxima (valeur supérieure des moyennes arithmétiques des figures 35 et 36) indique, en effet, que les teneurs limites exploitables ne peuvent être atteintes que si le protore a été préalablement enrichi par rapport à la valeur du fond géochimique relatif aux faciès gabbroïques et dioritiques (première partie de cette étude). Les données sur les limites d'exploitabilité utilisées dans le tableau comparatif 26 sont tirées de JAEGER (1957), RAGUIN (1961), ROUTHIER (1963), Handbook of geochemistry (1969). Les mécanismes de concentration météoriques peuvent aboutir à des teneurs exploitables à partir de teneurs initiales intermédiaires entre les valeurs du fond régional et les limites inférieures d'exploitabilité. Les valeurs du rapport entre la nouvelle limite de teneur exploitable et le fond géochimique sont assez élevées, sauf pour le cuivre et le vanadium (rapports limites inférieurs à 10). Pour ces deux éléments de faibles augmentations de teneurs primaires sont ainsi susceptibles de présenter un intérêt économique. Cette analyse rejoint les conclusions de la première partie, où ont été esquissés les traits d'une province cuprifère, et celles des études géochimiques d'indices qui associent le vanadium aux minéralisations cuprifères (BLOT, 1970 et BLOT et al., 1970).

Tableau 26 - Taux d'enrichissement résultant des processus météoriques et teneurs limites primaires d'exploitabilité dans les faciès gabbroïques (valeurs soulignées) et dioritiques du Sénégal Oriental.

· · · · ·

	Ba	Co	Cr	Cu	Li	Mn	Ni	Sr	V	Zn	Zr
Fond géochimique (g/t)	<u>100</u> 450	<u>25</u> 20	<u>285</u> 295	<u>85</u> 55	<u>50</u> 60	<u>1300</u> 800	<u>150</u> 90	<u>230</u> 410	<u>280</u> 260	140	90
Teneurs limites <u>#</u> : d'exploitabilité <u>#</u> : (élément) <u>g/t</u> :		0,2 2000	30 3 . 10 ⁵	0,7 7000	1,4 14.10 ³	30 3.10 ⁵	1,5 15.10 ³		0,8 8000	4 4.10 ⁴	
Taux de concentration d'exploitabilité requis au Sónégal Or-		<u>80</u> 100	<u>1050</u> 1020	<u>80</u> .130	<u>280</u> 230	<u>230</u> 380	<u>100</u> 170		<u>30</u> 30	290	-
Limites supérieures des taux de concent <u>-</u> dans les arènes	<u>17,2</u> 4,0	<u>1,1</u> . 1,3	<u>2,4</u> 18,5	<u>2,0</u> 15,0	<u>3,0</u> 5,0	<u>6,5</u> 12,4	<u>2,7</u> 3,7	<u>1,3</u> 1,3	<u>4.6</u> 3,3	<u>10,0</u> 10,0	<u>3.0</u> 3,0
Limites de teneurs primaires exploit <u>les</u> avec altération (g/t)		<u>1800</u> 1500	$\frac{13.10^4}{16.10^3}$	<u>3500</u> 470	<u>4700</u> 2800	$\frac{46.10^3}{24.10^3}$	<u>5600</u> 4000		<u>1700</u> 2400	<u>4000</u> 4000	
Rapport entre limite de teneur exploitable et fond géochimique		<u>72</u> 75	<u>460</u> 54	<u>41</u> 9	<u>94</u> 47	<u>35</u> 30	<u>37</u> 44		<u>6</u> 9	29	

1

L'existence de teneurs exploitables ponctuelles n'est évidemment pas suffisante pour définir un gisement exploitable puisque sa définition est en outre liée à des seuils de tonnages exploitables, à la distance de la côte, à la composition minéralogique du gîte et à la présence d'autres éléments bonificateurs ou pénalisateurs.

1

QUATRIÈME PARTIE

LES EAUX D'ARENES

INTRODUCTION.

L'étude des processus minéralogiques et chimiques dans les arènes a montré que le temps d'action des agents météorigues constitue une donnée fondamentale qui influe à la fois sur la nature des transformations et sur l'intensité de cellesci. La composition des résidus solides peut ainsi intégrer un ensemble de phénomènes d'appauvrissements et d'enrichissements qui ont pu opérer sous des conditions climatiques variées depuis la mise en situation superficielle des matériaux. Un problème fondamental est notamment resté sans solution claire et précise : les néogenèses kaolinitiques sont principalement liées à des arènes épaisses qui ont dû se former durant des laps de temps très longs et sous des climats antérieurs très pluvieux, mais elles peuvent se poursuivre actuellement dans ces mêmes arènes et dans la partie supérieure des arènes peu épaisses. Dans le cas contraire la présence de kaolinite au sommet des arènes peu épaisses et dans les sols qui les coiffent doit être attribuée, respectivement, à des reliquats d'une arène épaisse antérieure, enlevée par érosion et à des apports par colluvionnement à partir des buttes-témoins kaoliniques actuelles. L'étude de la composition des eaux des nappes d'arènes actuelles peut contribuer à préciser la nature de la dynamique contemporaine des processus d'altération, soit sur un plan global, soit selon une échelle de variations saisonnières.

Les données antérieures sur les nappes du socle du Sénégal Oriental sont rares : CAMUS et DEBUISSON (1963) et DEPAGNE et MOUSSU (1967). Elles ne concernent que les éléments majeurs (ordre de grandeur du mg/litre). Deux missions de prélèvements d'eaux ont donc été entreprises sur l'ensemble du socle cristallin du Sénégal Oriental, <u>en saison sèche</u>, afin de combler cette lacune et pour disposer d'un réseau de données plus important que celui fourni par les prélèvements, fortuits, des nappes rencontrées au cours des fonçages de puits nécessités par l'étude des arènes d'altération. Ces deux missions ont été effectuées en collaboration avec J.C.PION (1967) et A.BLOT (1968) et concernent à la fois des eaux de sources, des suintements, des puits d'alimentation en eau des villages, creusés dans les arènes ou dans les sables alluvionnaires des marigots. L'étude complète d'un cycle annuel n'a pu être réalisée du fait des difficultés de déplacement pendant la saison des pluies.

Ces collectes permettent de disposer à ce jour d'un ensemble de 66 échantillons d'eaux phréatiques et de trois échantillons d'eaux de la Gambie et de la Falémé qui drainent la totalité du secteur étudié. Les analyses des constituants majeurs et à l'état de traces ont été effectuées par le laboratoire de Spectrographie des S.S.C. de l'O.R.S.T.O.M. (M.PINTA, Mme VILLEITE) dans le cadre, notamment, de l'étude de TARDY (1969). Les techniques de dosages des eaux par colorimétrie (Si, Al, Fe), volumétrie (anions), spectrophotométrie d'émission de flamme (Ca, Na, K), spectrophotométrie d'abeorption atomique (Mg) et spectrographie d'émission_d'arc_ (autres_ éléments traces) ont été décrites par PINTA et al. (1962, 1969, 1971) et DEFOSSEZ et al. (1967).

Les analyses de ces eaux ont fait l'objet de trois publications: TARDY (1969) les a intégrées dans une étude globale, intéressant des climats variés; BLOT (1970) a procédé à la comparaison des moyennes et des teneurs extrêmes avec les formations géologiques, les anomalies décelées par les prospections géochimiques et les dates de prélèvements; j'ai d'autre part testé les relations entre les teneurs dans ces eaux et les terrains aquifères correspondants, le rôle des processus d'altération, et les liaisons entre les éléments au sein des nappes (WACKERMANN, 1972). Les résultats de ces travaux permettent d'affiner à présent les méthodes d'étude des eaux de la zone tropicale semi-humide.

Le premier volet de l'étude se propose d'établir les différences de composition des eaux en fonction de la nature des points d'exhaure. Le deuxième chapitre aborde le problème de la classification des nappes et de la distribution des éléments dissous à la lumière des conclusions des tests de liaison entre les teneurs dans les nappes et dans les terrains aquifères.Les paramètres des distributions permettent d'établir une première échelle des mobilités relatives. Le troisième chapitre est consacré aux corrélations entre les éléments dans les deux grandes familles de nappes définies précédemment. La comparaison

- 236 -

des coefficients de corrélation dégage, d'une part, troisgroupes d'éléments en fonction de leur solubilité et indique, d'autre part la différence de solubilité de certains éléments selon la nature de la roche drainée. L'étude des équilibres entre minéraux et solutions à l'aide de la loi d'action de masse et des bilans thermiques permet de mieux connaître la nature des transformations minéralogiques contemporaines et la justification des différences de solubilités.

("1
CHVBILDE 1

LES NAPPES D'AREMES

L'ensemble des observations montre que le niveau des différentes nappes suit rigoureusement le régime des précipitations. En année moyenne la plupart des exhaures tarissent dans un délai d'un à deux mois après la fin de la saison des pluies. Par contre les débits réapparaissent très rapidement après les premières chutes de pluies qui ont un caractère orageux très marqué. Une grande partie de prélèvements concerne ainsi la première moitié de la saison sèche. Ils présentent l'avantage d'exclure les pollutions dues aux circulations superficielles et aux infiltrations.

1. LES POINTS DE PRELEVEMENT.

A. LES POINTS D'EAU NATURELS.

a. Les sources et les suintements.

Ces exhaures se situent sur les flancs et au pied des collines rocheuses et des buttes altérées. Les débits disparaissent très rapidement après les dernières pluies, sauf en ce qui concerne les buttes coiffées par un niveau cuirassé. Les formations cuirassées de grandes dimensions et d'épaisseur importante (une dizaine de mètres) permettent la constitution d'une nappe quasi-permanente par suite de la fonction collectrice de la surface et du rôle protecteur contre l'évaporation assumé par la masse ferruginisée. Dans ce cas le niveau supérieur de la nappe est maintenu très longtemps aux alentours de la base de la couche ferrifère. La frange affleurante de cette nappe est alors marquée, comme je l'ai déjà signalé dans l'aperçu botanique, par une association végétale nettement hvgrophile, en particulier par la présence des bambousaies. Les villages importants situés sur les "bowé" cuirassés exploitent d'ailleurs fréquemment ce type de nappe au moyen de puits permanents creusés à travers la couche cuirassée (c'est le cas de Kanéméré et des villages perchés des environs de Bandafassi). Certaines de ces sources et les suintements occasionnels provenant directement des niveaux cuirassés produisent parfois, en saison des pluies ou en début de saison sèche, des eaux. de couleur rouille.

b. Les mares des points bas et des lits mineurs.

Leur longévité est généralement fonction du volume d'eau amassé durant la saison des pluies; elle est très variable. L'intérêt hydrogéologique est faible dans le cas des mares conservées dans le fond des thalwegs car elles correspondent à l'accumulation d'eaux superficielles. Elles sont, par contre, exploitées intensément pour l'approvisionnement en eau des habitants et des troupeaux.

B. LES POINTS D'EAU ARTIFICIELS.

a. Les puits creusés dans les alluvions.

Lorsque les mares des thalwegs sont totalement asséchées, les habitants de la région creusent des puits dans les sables et matériaux argilo-sableux sous-berges (céanes)^(°). Ces puits atteignent une nappe sous-alluviale, fréquemment permanente, dont le toit est situé à des profondeurs très variables (quelques décimètres à quelques mètres).

b. Les puits d'arènes des villages.

Les puits profonds sont relativement rares et sont limités aux très gros villages (puits foncés par le Service de l'Hydraulique et cimentés à leur partie supérieure). Leur profondeur avoisine 10 mètres dans les arènes basiques et les arènes sous cuirasses; dans ce cas l'alimentation est pérenne mais les populations ne les utilisent que lorsque les nappes alluviales sont taries, en fin de saison sèche, par suite des fortes teneurs en sulfates et en magnésium (goût amer) des basiques eaux issues des massifs. Les puits d'arènes granitiques doivent avoir une vingtaine de mètres de profondeur au minimum pour atteindre le toit de la nappe en fin de saison sèche.

c. Les puits creusés dans le cadre de cette étude.

23 échantillons d'eaux proviennent de puits foncés en vue de l'étude des matériaux altérés. Leur intérêt est accru par l'absence de pollution anthropique et la possibilité d'étude des niveaux aquifères.

(°) : terme local ouoloff repris dans les études hydrógéologiques précédentes.

Le prélèvement des échantillons nécessite, par contre, de grands soins : soutirages successifs très soigneux afin d'éliminer la contamination due au creusement, prises multiples de petites quantités en vue d'empêcher les éboulements et le contact avec la paroi inondée du puits, très friable dans ce cas.

2. PROBLEMES METHODOLOGIQUES.

A. PRELEVEMENT ET CONDITIONNEMENT.

Pour chaque point d'eau un échantillon de deux litres, destiné, pour moitié, au dosage des éléments majeurs et des éléments traces, a été prélevé et transvasé dans un flacon de polyéthylène après filtration sur papier-filtre "Durieux-200". En cas de trouble persistant la filtration a été répétée jusqu'à obtention d'une solution limpide.

Les échantillons recueillis en vue de l'étude de TARDY (1969) ont été scindés en deux parties; l'une, de deux litres, destinée au dosage des éléments majeurs, conservée sans addition de stabilisant, l'autre, d'un litre, réservée au dosage des éléments traces, a été additionnée de 2 cc d'acide chlorhydrique concentré et chimiquement pur afin d'éviter la précipitation, postérieure au prélèvement, des cations dissous. Trois échantilions doubles ont été conservés selon les deux techniques (échantillons naturels et acidifiés). Ils permettent de tester l'influence de l'acidification sur les résultats analytiques. J'ai calculé à cet effet la moyenne arithmétique des rapports des teneurs des éléments traces dans les solutions acidifiées sur les teneurs de ces mêmes éléments dans les solutions naturelles. Seuls les rapports relatifs à l'aluminium et au fer sont élevés. Pour le titane il est légèrement supérieur à l, pour les autres éléments il est très voisin de l. Un calcul analogue fait sur les moyennes des teneurs dans les solutions acidifiées et dans les solutions naturelles. d'une part sur le lot provenant des arènes granitiques, d'autre part sur le lot provenant des arènes dioritiques et gabbroïques, confirme la distorsion obtenue sur les seules teneurs en aluminium, fer et titane (tableau 27).

- 241 -

		aluminium	fer	titane
-	3 échantillons conservés. selon les deux techniques	33	16	2,7
-	moyennes des eaux granitique	s 76	39 ·	1,8
-	moyennes des eaux gabbroïque	s 80 ·	59	3,1

L'acidification provoque ainsi une nette augmentation des teneurs en aluminium et en fer. Cette différence est vraisemblablement due à une dissolution par les solutions acides de particules alumino-ferreuses très petites, initiale, qui ont pu passer par les pores du filtre. Dans le cas des solutions normales ces particules peuvent sédimenter ultérieurement et échapper ainsi aux dosages qui se limitent aux seules parties dissoutes. La différence entre les teneurs dans les eaux acidifiées et normales pourrait également provenir d'une précipitation postérieure à la récolte et à la filtration dans les eaux non acidifiées. Cependant l'importance des quotients du tableau 27 ne peut être expliquée par la seule précipitation de l'aluminium, du fer et du titane dissous car les solubilités de ces éléments sont de l'ordre de quelques microgrammes par litre au voisinage de la neutralité (cas des eaux collectées). Par contre ces éléments peuvent être présents sous forme de suspensions colloidales très fines (hydrosols), notamment le fer qui peut alors atteindre des teneurs de l'ordre de 100 microgrammes par litre (LABEYRIE, 1974). Ces hydrosols filtrants sont susceptibles de précipiter dans les eaux non acidifiées ou réagir avec des éléments majeurs. Comme ces derniers éléments sont dosés, dans les deux types de protocoles, à partir de solutions non acidifiées il est impossible de savoir si ces particules initiales ou précipitées postérieurement contiennent d'autres éléments majeurs, entre autres du silicium. Cette éventualité est plausible, d'une par par suite des fortes teneurs en silice dans les eaux collectées,

d'autre part en fonction d'une observation personnelle : des échantillons d'eaux extraits, au moyen d'une presse à membrane, de matériaux de sols kaolinitiques beiges et rouges de Séfa (Casamance, Sud du Sénégal) ont donné lieu à des précipités de gel siliceux après quelques mois de stockage (manipulation faite avec C.TOBIAS en 1966).

B. EVOLUTION EN FONCTION DU TEMPS DE CONSERVATION.

La nécessité de recourir aux services du Laboratoire de Spectrographie O.R.S.T.O.M. de Bondy (France) a entraîné des délais relativement longs (environ six à douze mois) entre les dates de prélèvement et d'analyse des échantillons d'eaux. En-dehors des possibilités de dissolution ou de précipitation indiquécs précédemment, des réactions chimico-physiques peuvent se produire au sein des solutions par suite des variations de température et de teneurs en gaz dissous. Si les flacons de polyéthylène limitent les dissolutions parasites à partir des parois du récipient cette substance n'est cependant pas totalement imperméable aux gaz de l'atmosphère. Les proportions entre formes réduites et oxydées et entre carbonates et bicarbonates sont ainsi modifiées durant les différents transports et périodes de stockage, malgré les précautions prises: remplissage maximum des flacons et prévention contre l'exposition au soleil. D'après les observations de l'analyste aucun précipité notable n'a été décelé au moment de l'ouverture des flacons. Il n'est cependant pas possible de certifier l'absence totale de pellicule microscopique adhérant aux parois, d'autant plus que le polyéthylène possède des propriétés électrostatiques importantes.

L'évolution des teneurs en cations et anions peut être appréciée au moyen de la comparaison des valeurs de deux variables physiques, mesurées respectivement au moment de la prise et de l'analyse chimique: la résistivité et le pH, ramenés à la température de référence de 20°. Les <u>résistivités</u> des eaux d'arènes granitiques augmentent systématiquement entre les mesures de terrain et de laboratoire (rapport moyen: 2,2). Pour les eaux d'arènes gabbroïques il y a augmentation dans 62% des cas. Les autres cas comportent une stabilité des valeurs ou une légère diminution, non significative (rapport moyen global: 1,7). Dans l'ensemble il apparaît donc une augmentation des résistivités, c'est-à-dire une diminution des teneurs en ions en solution, durant le transport et la conservation au laboratoire. Cette diminution peut être due à la formation de précipités qui se déposent sur les parois des récipients.

Les variations des valeurs du <u>pH</u> entre le moment du prélèvement sur le terrain et les analyses de laboratoire sont plus difficiles à interpréter. Les modifications notées sont faibles en valeur absolue et les pourcentages d'accroissement ou de diminution se révèlent peu significatifs. Le tableau 28 indique, pour chacune des deux catégories d'eaux , les pourcentages de cas pour lesquels une augmentation, une diminution ou une stabilité des valeurs du pH a été relevée, ainsi que la moyenne algébrique des écarts par rapport aux valeurs initiales.

> Tableau 28- Pourcentages de cas d'augmentation, de diminution et de stabilité du pH et moyennes algébriques des écarts par rapport aux valeurs initiales.

	eaux d'arènes	pouro	moyenne algé-		
••	۰	d'augmentation	<u>de stabilit</u>	é <u>de diminu</u> -	<u>brique des</u> écarts (unités
				tion	<u>pH)</u>
•	- granitiques	57	13	30	+ 0,3
	- gabbroĩques	41	9	50	+ 0,3

Les faibles écarts enregistrés pour les valeurs du pH montrent que la formation de complexes responsables de l'accroissement des résistivités, ou leurs proportions, ne modifient pas sensiblement les teneurs en H. Mais cet aspect de l'évolution des éléments contenus dans les échantillons d'eaux, après leur collecte, et de la présence d'éventuelles particules non dissoutes, passant à travers les filtres, au moment du prélèvement, n'a pas pu être traité de façon plus approfondie. Le problème est cependant

- 244 -

très important car il détient la clef du transport, par les eaux d'imbibition, des micelles lessivées et illuvionnées et des minéraux néogénétiques.

Les tableaux et moyennes ultérieurs intègrent l'ensemble des valeurs analytiques obtenues pour l'aluminium et le fer par les deux protocoles (solutions naturelles et acidifiées). Les quantités d'aluminium et de fer susceptibles de migrer en solution et en suspension dans l'eau doivent en fait se situer entre les deux extrêmes ainsi mesurés.

3. COMPOSITION MOYENNE.

Le tableau 29 (a et b) reproduit les moyennes géométriques des teneurs des eaux classées d'après leur mode de prélèvement et la nature granitique ou gabbroïque de l'arène environnante. Lorsque ce caractère n'était pas visible sur le terrain, la discrimination s'est appuyée sur l'étude, postérieure, des lames minces et, ou, des analyses chimiques, des échantillons d'affleurements récoltés à proximité, ou, à défaut, sur la classification basée sur les teneurs des eaux en chlore, magnésium et potassium, exposée ci-dessous. Les moyennes relatives à l'aluminium et au fer ont été calculées, pour ce tableau, à partir des analyses relatives aux échantillons non acidifiés afin de comparer des teneurs obtenues selon un protocole de conservation uniforme.

La moyenne géométrique a été retenue pour caractériser les lots d'échantillons d'eaux pour les raisons déjà évoquées à propos des roches: elle a, en effet, l'avantage de fournir une valeur moyenne, proche de la médiane, qui ne tienne pas un compte excessif des valeurs extrêmes aberrantes, comme c'est le cas de la moyenne arithmétique. L'utilisation de la valeur médiane ou du mode n'a de sens que lorsque le lot d'échantillons peut être décrit à l'aide d'un modèle statistique simple.

Les différences observées dans ce tableau seront exploitées dans le cadre des paragraphes et chapitres suivants, mais un résultat important peut être souligné dès maintenant: les teneurs, exprimées globalement par l'inverse des résistivités,

- 245 -

décroissent nettement dans l'ordre :

- puits d'études - sources - mares - puits d'alluvions - puits permanents - nappes sous cuirasses.

Cet ordre dans les charges totales est lié à la nature des terrains aquifères qui impriment, en outre, quelques caractères spécifiques aux eaux drainantes.

A. LES PUITS D'ETUDES.

Les teneurs des eaux correspondantes sont nettement plus élevées que celles des échantillons provenant d'autres exhaures, certaines sources et mares exceptées. Deux facteurs, complémentaires, peuvent être invoqués: la rémanence d'une forte proportion de silicates primaires et la porosité réduite (d'où une moindre perméabilité) caractérisent les arènes de ces puits, arènes peu épaisses (moins appauvries en éléments solubles) et riches en argiles gonflantes.

B. LES SOURCES ET LES SUINTEMENTS.

La nature des matériaux drainés étant variée, l'interprétation des données analytiques ne peut être que d'ordre hydrodynamique. En effet, les quatre échantillons prélevés durant la saison sèche correspondent à des nappes drainantes quasi-pérennes. Ce type de nappe semble correspondre à des valeurs nettement plus élevées pour le pH, les teneurs en bicarbonates, silice, magnésium, calcium, baryum, strontium, par rapport aux moyennes globales.

C. LES PUITS D'ALLUVIONS ET LES MARES.

Les teneurs relativement élevées pour l'ensemble des eaux analysées sont surprenantes au regard de la nature des matériaux aquifères. Ceux-ci sont constitués principalement de sables et de paillettes de micas (muscovites et séricites) même dans les thalwegs creusés dans les formations gabbroiques dont les produits d'altération résistent très peu aux mécanismes de transport superficiel. De plus les critères de caractérisation géochimique présentés ci-dessous montrent que la composition de ces eaux de céanes reflète dans la majorité des cas la nature

catégories		nombre éch <u>ns</u>	temp. °C	résist. ∗cm	рH	Eh mv	TAC	Cl	so ₄	Si0 ₂	Mg	Ca	Na	K
	G	10	20.2	2478	7,2	379	31,8	9,1	2,0	64	15,7	28,0	42,2	5,1
puits d'études	В	13	30,3	2355	7,5	541	20,1	2,3	1,4	63	28,8	34,1	23,9	2,2
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	G	8	20.0	5178	6,5	463	5,3	8,4	2,0	45	5,2	16,4	11,8	2,0
puits permanents	В	4	29,0	6089	6,5	361	7,5	1,9	0,5	40	7,6	14,5	5,5	1,1
	G	17	00 7	4548	7,1	361	4,9	4,6	1,2	45	6,6	13,4	12,0	4,2
Ceanes	B	8	29,1	3573	6,9	415	8,3	2,1	2,5	46	16,5	14,6	15,8	2,0
mares	G	2	33,0	3120	8,8	403	-	6,7	1,7	20	10,9	31,4 -	28,5	11,1
sources	В	4	29 , 5	2871	7,5	409	27,4	2 , 9	1,6	74	29,1	43,5	19,8	3,7
nappes sous cuirasses (°)		12	29 , 6	6426	6,7	385	4,9	3,5	1,0	47	5,4	13,3	8,9	2,5
moyennes eaux d' arènes granitiques		3 <u>7</u>		3835	7,0	397	6,1	6,5	1,5	46	8,4	18,0	17,3	3,8
moyennes eaux d' arènes gabbroïques		· 29	·	3191	7,2	397	13,1	2,3	1,5	57	18,7	24,2	17,3	.2,3
moyennes globales		66	29,7	3518	7,1	397	8,5	4,0	1,5	51	12,2	20,7	17,3	3,0

Tableau 29 a - Moyennes géométriques des teneurs dans les différentes catégories d'eaux Eléments majeurs (milligrammes/litre)

légende:

G : eaux d'arènes granitiques

(°) : échantillons d'autres catégories regroupés

B: eaux d'arènes gabbroïques

catégories		A1	Ba	Co	Cr	Cu	Fe	Li .	Mn	Мо	Ni	Rb	Sr	Ti	V
mita distudas	G	5	18	0,5	1,0	4,4	33	8,8	7:,9	2,7	0,7	2,1	45	3,2	4,0
purts d'erades	В	4	6	0,7	1,2	2,1	15	2,4	3,5	0,5	0,8	1,2	14	1,0	3,0
mita nomenenta	G	1	15	0,5	1,8	1,9	130	8,5	2,1	0,8	2,4	1,7	36	2,9	3,4
puits permanents	B	1	12	0,3	0,6	0,7	200	2,5	5,0	0,2	1,3	0,3	33	5,8	0,5
	G	3	28	0,4	1,3	1,8	18	4,90	9,7	0,5	0 , 7	1,8	32	4,4	2,1
Ceanes	B	12	12	. 0,3	0,9	1,3	76	2,8	2,5	0,4	0,4	0,9	18	3,8	1,6
meres	G	1	144	1,0	0,8	11,2	4	1,4	26,4	2,6	0,9	13,2	15	2,6	4,6
sources	в	2	40	0,5	1,6	5,2	['] 31	2,6	9,8	0,8	1,0	3,3	68	3,5	7,4
nappes sous cuirasses		3	13	0,4	1,2	1,7	15 [·]	3,4	3,4	0,3	0,8	0,9	22	2,1	1,4
moyennes eaux d' arènes granitiques		3.	23	0,5	1,2	2,4	22	5,6	5,9	0,9	0,9	2,0	33	3,6	2,9
moyennes eaux d' arènes gabbroïques		. 3	12	0,5	1,1	1,9	18	2,6	4,8	0,5	0,8	1,2	23	2,3	2,2
moyennes globales		3	17	0,5	1,2	2,2	19	3,9	5,4	0,7	0,8	1,6	28	2,9	2,6

Tableau 29 b - Moyennes géométriques des teneurs dans les différentes catégories d'eaux Eléments traces (microgrammes/litre)

granitique ou gabbroïque du socle environnant. Les nappes alluviales semblent donc drainer, au moins partiellement, les arènes dans lesquelles sont creusés les thalwegs.

Les mares conservées à la surface du sol nécessitent un réceptacle imperméable qui est généralement constitué par des argiles gonflantes de vertisols individualisés sur des massifs basiques. Les teneurs assez élévées en éléments alcalins et alcalino-terreux peuvent être imputées au contact prolongé avec les matériaux du réceptacle et à l'évaporation progressive de ces eaux immobiles.

D. LES EAUX DES ARENES KAOLINIQUES.

Les faibles moyennes relatives aux eaux collectées dans les puits permanents sont liées à la nature essentiellement kaolinique des arènes dans lesquelles sont foncés la plupart de ces puits profonds. Mis à part les grains de quartz, les muscovites et les séricites, dont la solubilité est faible, la plupart des silicates primaires ont été hydrolysés dans ces matériaux. Les minéraux de néogenèse sont représentés essentiellement par des espèces de la famille de la kaolinite, quelques vermiculites et des montmorillonites, des hydroxydes et des oxydes de fer et de manganèse. Parmi les minéraux accessoires, peu abondants, des oxydes primaires de titane et de fer représentent un reliquat peu soluble.

Les teneurs dans les eaux issues de ces puits sont néanmoins nettement plus fortes que dans les échantillons recueillis dans les puits foncés dans des arènes kaoliniques formées sous un climat tropical plus humide et à deux saisons des pluies annuelles, comme à Korhogo, en Côte d'Ivoire (TARDY, 1969). Seules les teneurs en aluminium et en manganèse sont plus élevées pour ce dernier bassin versant; mais le protocole de collecte prévoyait une acidification dans ce cas, la comparaison des teneurs en aluminium n'ayant alors que peu de signification. Pour la silice et les éléments alcalins et alcalino-terreux, notamment, les concentrations dans les eaux des arènes kaoliniques du Sénégal Oriental sont très nettement supérieures. Les diagrammes d'équilibre montreront que le caractère monosiallitique de ces eaux est moins accusé que dans le cas de la Côte d'Ivoire et que les points figuratifs sur les diagrammes sont proches de la limite d'équilibre avec les phyllites à structure 2:1.

Les moyennes géométriques obtenues à partir du regroupement des eaux issues des nappes drainant des manteaux d'altération kaoliniques et ferrifères coiffés par des cuirasses ne montrent aucune différence notable avec l'ensemble des eaux d'arènes kaoliniques, sauf pour le fer. Mais cet élément apparaît plus concentré dans les nappes profondes des arènes non cuirassées où la présence de silicates primaires résiduels peut expliquer l'accroissement de la mobilisation du fer. Quoiqu'il en soit, les nappes présentes sous les cuirasses ne semblent jouer aucun rôle dans le démantèlement des niveaux cuirassés.

. ..

CHVBIIDE II

ACONISITION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX

1. CORRELATION ENTRE LES TENEURS DES ELEMENTS DANS LES EAUX ET LES NIVEAUX AQUIFERES.

Pour dix-sept échantillons d'eaux prélevés dans les puits d'études dans des conditions optimales de non-pollution et d'homogénéité de l'arène il est possible de comparer les résultats d'analyses des niveaux aquifères avec les teneurs dans les eaux issues de ces niveaux. Dans ces profils la hauteur de la nappe au-dessus du fond du puits ne dépassait pas 50cm au moment de la prise. Le niveau du matériau aquifère correspond ant a été échantillonné, après vidange du puits, à la cote médiane de la hauteur de la tranche d'eau. L'étude des relations entre les teneurs des eaux phréatiques et les terrains aquifères a fait l'objet d'une publication antérieure (WACKERMANN, 1972). Il est utile d'en reprendre les conclusions essentielles.

La liaison éventuelle entre les teneurs d'un élément dans la nappe phréatique et dans l'arène située au niveau de la prise d'eau a été testée à l'aide des coefficients de corrélation de rang de Spearman. Ces coefficients entre les classements de chaque élément dans les eaux et dans les arènes aquifères correspondantes s'ordonnent ainsi par valeurs décroissantes :

- coefficients positifs:

K (+ 0,56) - Ti (+ 0,42) - Al (+ 0,40) - Mg (+0,35) - Lo (+0,20) -Na (+ 0,19) - Ni (+ 0,16) - Fe (+ 0,12)- Sr (+ 0,08) - Ba (+ 0,07)-Mn (+ 0,05)

- coefficients négatifs:

Cu (-0,03) - Cr, Si et V (- 0,13) - Ca (- 0,15)

le seuil de rejet de l'hypothèse de l'absence de liaison étant de [±] 0,48 pour une probabilité de 0,05.

Cette suite montre tout d'abord que le caractère plus ou moins affirmé des relations éventuelles ne tient pas compte des propriétés géochimiques des éléments ou des ions. On n'y décèle aucun classement comparable à ceux obtenus au moyen des rayons, des charges, des énergies de liaison ou des coordinances. En ce qui concerne la valeur même des coefficients, le seul élément pour lequel le coefficient de corrélation dépasse un seuil de signification acceptable, compte tenu du nombre d'échantillons, est le <u>potassium</u>: le coefficient (+ 0,56) est nettement supérieur au seuil de signification pour une probabilité de 0,05 ([±] 0,48). Effectivement, un graphique figurant pour chaque profil les teneurs en potassium dans l'eau et dans l'arène située au même niveau indique deux types de corrélations, grossièrement linéaires (figure 37):

 <u>les arènes gabbroiques</u> dans lesquelles le potassium, en faibles teneurs, est initialement présent dans des édifices micacés et dans les plagioclases (mélanges eutectiques avec le calcium et le sodium). Le graphique 37 indique une proportionnalité entre les teneurs dans le matériau drainé et les teneurs dans les eaux drainantes, quelque soit le type d'altération.

- les arènes granitiques où les teneurs élevées en potassium sont dues à la fois à la présence de micas potassigues et de feldspaths alcalins comme le microcline. Les teneurs dans les eaux sont du même ordre de grandeur que pour les nappes des arènes gabbroïques mais les quotients entre les concentrations dans les eaux et les teneurs dans les matériaux aquifères sont nettement plus faibles que dans le cas des arènes gabbroïques. Le taux de libération du potassium s'avère ainsi plus faible dans les arènes basiques. On retrouve les conclusions de travaux antérieurs (entre autres, LENEUF, 1959, et LELONG, 1967) qui ont prouvé la grande stabilité des minéraux potassiques des granites, notamment de la muscovite et surtout du microcline. Dans le cas des arènes gabbroiques où les micas et plagioclases primaires ont été, en tout ou partie, remplacés par des phyllites secondaires, la courbe de gauche du graphique 37, qui inclut de telles arènes, montre que le potassium des vermiculites ou illites est relativement plus soluble que celui des microclines.

- 250 -



Figure 37 - Relations entre les teneurs en <u>potassium</u> dans les eaux et dans les niveaux aquifères



Figure 38 - Relations entre les valeurs <u>Mg</u> : K dans les eaux et dans les niveaux aquifères

Les coefficients de corrélation relatifs aux autres éléments suggèrent une indépendance entre les valeurs des concentrations dans les eaux et des teneurs dans les niveaux aquifères. Les tests graphiques confirment ces conclusions, sauf en ce qui concerne le titane: pour cet élément on peut observer une proportionnalité grossièrement linéaire entre les concentrations dans les eaux et les teneurs dans les arènes granitiques correspondantes, et un nuage de points représentatifs des teneurs dans les eaux en fonction des teneurs dans les arènes aquifères gabbroïques (qui s'ordonnent selon une pente très faible). Ainsi le titane, pour lequel le coefficient de corrélation de rang (+ 0,42) est proche du seuil de signification retenu, présente un comportement inverse par rapport à celui du potassium: le taux de libération s'avère plus élevé dans les arènes granitiques.

2. CRITERES DE CLASSIFICATION DES EAUX.

Les moyennes géométriques du tableau 29 montrent que quatre éléments majeurs présentent des différences sensibles de teneurs entre les eaux issues des arènes granitiques et les eaux issues d'arènes de roches basiques (absence de microcline, présence de pyroxènes):

- l<u>e chlore et le potassium</u> respectivement 2,8 et 1,7 fois plus abondants dans les eaux d'arènes granitiques.

- <u>le magnésium et les bicarbonates</u> (exprimés en T.A.C.) qui sont 2,2 et 2,1 fois plus concentrés dans les eaux des arènes gabbroïques. Deux autres éléments, le silicium et le calcium, présentent le même comportement mais les rapports des teneurs ne sont que de 1,2 et 1,3, respectivement, donc peu significatifs.

Ces résultats confirment les conclusions de BLOT (1970) qui a montré par ailleurs que si l'on considère l'ensemble des eaux - et non plus les moyennes - les gammes de teneurs de ces éléments dans les eaux d'arènes granitiques et dans les eaux d'arènes basiques se chevauchent largement, sauf en ce qui concerne le chlore dont les teneurs supérieures à 10 mg/litre sont spécifiques des eaux d'origine granitique. Les valeurs des taux de bicarbonates ne sont pas connues pour l'ensemble des eaux échantillonnées; leur utilisation comme indice de classification est ainsi exclue.

A. CARACTERISATION PAR LES CONCENTRATIONS EN CHLORE.

Le chlore apparaît ainsi comme étant susceptible de fournir une méthode de classification des eaux de nappes d'après la nature de l'arène drainée. Cette différence des teneurs dans les eaux est liée aux différences importantes des teneurs dans les roches éruptives. Les valeurs des clarkes sont en effet de l'ordre de 130 à 200 grammes/tonne dans les granites alors qu'elles ne s'élèvent qu'à 60 et 85, respectivement, dans les gabbros et les roches ultrabasiques.

Néanmoins le recours à un critère de discrimination unique présente l'inconvénient d'être peu sûr aux alentours des teneurs limites et de donner une classification erronnée pour les eaux fortement diluées. En outre les mélanges d'origines différentes sont difficiles à distinguer des eaux typiques. Il est donc nécessaire d'utiliser un ou plusieurs autres éléments dont les teneurs soient fonction du type de l'aquifère.

B. CARACTERISATION PAR LE RAPPORT MAGNESIUM : POTASSIUM.

Le graphique 37 montre que, malgré la nette différence entre la solubilité du potassium dans les arènes granitiques et dans les **arènes** gabbroïques, les concentrations dans les eaux présentent une large gamme de concentrations commune aux deux familles c'eaux. Les concentrations en potassium ne peuvent donc servir de critère de distinction.

Par contre j'ai pu montrer (WACKERMANN, 1972) que le coefficient de corrélation de rang entre les classements du rapport Mg : K dans les eaux et du rapport MgO : K₂O dans les niveaux aquifères correspondants, ou les affleurements de roches voisins, dépassait le seuil de signification pour une probabilité de 0,05. Pour les 17 puits d'études le coefficient de corrélation de rang vaut + 0,59 (seuil de signification: [±] 0,48) et pour l'ensemble des eaux collectées au Sénégal Oriental, et pour lesquelles les affleurements

- 252 -

de roches voisins ont été analysés, le coefficient de corrélation vaut + 0,53 (le seuil de signification étant ± 0,53 pour 16 échantillons). On peut en déduire que le rapport Mg: K relatif aux eaux phréatiques et de subsurface peut servir de critère de discrimination pétrochimique du socle dans le cadre d'une prospection hydrogéochimique. Le graphique 38 visualise cette propriété. Il montre d'une façon nette que les eaux issues d'arènes granitiques sont représentées par un nuage de points nettements individualisés par rapport aux eaux d'origine gabbroïque. Ces dernières sont représentées par deux groupes de points, les uns figurants les arènes gabbroïques peu épaisses, à argiles gonflantes, les autres illustrant les arènes kaoliniques épaisses formées sur un substratum gabbroïque.

C. CLASSIFICATION DES EAUX EN FONCTION DES TENEURS EN CHLORE ET DES VALEURS DU RAPPORT MAGNESIUM : POTASSIUM.

A la lumière des conclusions précédentes on peut conjuguer les deux critères retenus pour obtenir une distinction entre eaux issues d'arènes granitiques et eaux issues d'arènes gabbroïques. Le diagramme de la figure 39 permet de délimiter les deux domaines grâce à des axes rectangulaires dont les coordonnées renrésentent d'une part les concentrations des eaux en chlore, d'autre part le rapport des teneurs Mg : K dans ces mêmes eaux. Les points figurés correspondent à l'ensemble des 69 échantillons du Sénégal Oriental analysés actuellement et dont le détail des teneurs est donné par BLOT (1970) dans un tableau annexe. La numérotation, ordonnée du Nord au Sud, se réfère à ce tableau. L'utilisation des échelles logarithmiques a pour seul but de faciliter la représentation graphique.

Les eaux provenant d'arènes granitiques, dont la nature est confirmée par l'existence d'affleurements pointant à proximité immédiate, par l'analyse optique des lames minces effectuées sur les niveaux aquifères et, ou, par la composition chimique de ces niveaux, sont bien groupées dans un secteur défini du graghique 39 (figuration par des croix). De même, l'ensemble des eaux issues d'arènes à caractères non granitiques est situé hors de ce secteur. La limite entre eaux granitiques et gabbroïques ainsi obtenue permet de rattacher les eaux d'origine inconnue, ou non certaine, à l'une ou l'autre catégorie. Des échantillons figurés près de la limite sont vraisemblablement le résultat de mélanges de nappes d'origine différente ou encore en relation avec des arènes de composition intermédiaire entre les faciès granitiques et basiques francs. De même, les hétérogénéités et les juxtapositions de faciès différents peuvent renfermer des nappes à caractère peu marqué.

L'ensemble des eaux d'arènes (66 échantillons) peut donc être subdivisé en deux familles: les eaux d'origine granitique (37 échantillons) et les eaux d'origine gabbroïque (29 échantillons). Le graphique 39 no permet pas de subdivision plus détaillée, comparable à la classification obtenue pour les roches. Ceci est vraisemblablement une conséquence de l'estompage des subdivisions initiales par les processus d'altération. Ceux-ci effacent, en effet, progressivement, les différences initiales par suite de la convergence des paragenèses secondaires, influencées en grande partie par les conditions de drainage et les durées d'action des eaux météoriques,

Il devient, à présent, possible d'étudier les moyennes et les caractères de la distribution des teneurs, ainsi que les dynamiques relatives des éléments, en se basant sur les deux familles d'échantillons d'eaux définies grâce aux paramètres de la figure 39.

3. DISTRIBUTION DES ELEMENTS DANS LES DEUX FAMILLES D'EAUX.

Les tests graphiques montrent que le modèle statistique le plus approprié pour la représentation de la distribution des différents éléments à l'intérieur de chacune des deux familles d'eaux (origine granitique et origine gabbroique) est, comme pour les roches, <u>le modèle log-normal</u>. La figure 40 illustre cette propriété pour les teneurs du sodium dans les deux familles d'eaux. Les deux courbes cumulatives sont en effet



Figure 39 - Classement des eaux en fonction des teneurs en <u>chlore</u> et du rapport <u>Mg : K</u>



décalées et il apparaît ainsi que la distribution globale des teneurs intègre, au moins, deux distributions élémentaires. Les deux courbes cumulatives sont affectées de distorsions à leurs extrémités (plus importantes que pour les familles de roches) par rapport à la droite moyenne idéale. Ces distorsions peuvent être dues à des propriétés intrinsèques de la distribution dans les eaux mais également au manque de précision analytique pour les teneurs très faibles et très élevées.

Le tableau 30 indique les moyennes arithmétiques et géométriques relatives aux différents éléments analysés, pour chacune des deux familles d'eaux. L'assimilation à une distribution de type log-normal permet d'indiquer également les valeurs de la médiane, de l'écart-type et du coefficient de variation (°). Les valeurs du <u>fond</u> régional correspondent, comme dans le cas des familles de roches, à la moyenne arithmétique de la médiane et de la moyenne géométrique. Ces valeurs peuvent servir de base pour le calcul d'écarts dans le cadre d'une prospection hydrogéochimique.

La comparaison des valeurs relatives aux deux familles d'eaux permet de confirmer l'existence de différences importantes dans la distribution de la plupart des éléments dans les deux familles d'eaux. Les différences sont relativement faibles pour la résistivité, le potentiel redox, le chrome (similitude des valeurs de la médiane et de l'écart-type) et un peu plus élevées pour le sodium et le nickel.

Le tableau 30 indique en outre les <u>seuils d'anomalies</u> théoriques, déterminés graphiquement, comme pour les roches, à partir des pourcentages cumulés correspondant respectivement à deux écarts-types (2s) et trois écarts-types (3s). Ces seuils, valables dans le contexte pétrochimique et climatologique du Sénégal Oriental, sont susceptibles d'apporter des informations sur les concentrations d'intérêt minier. L'étude de BLOT (1970) a montré, en effet, que les teneurs anomales dans les eaux phréatiques répondent à des anomalies, pour l'élément concerné,dan s le substratum, et que leur valeur est d'autant plus accentuée que l'anomalie de l'aquifère dépasse le fond géochimique régional du socle. •

Les seuils d'anomalies correspondant à 2 et 3 écarts-types peuvent ainsi servir dans les prospections hydrogéochimiques tactiques et stratégiques. Les travaux de BLOT (1970) ont montré, d'autre part, que les échantillons d'eaux (du moins ceux non acidifiés en vue de leur conservation) présentent l'avantage de ne pas refléter les fonds importants en fer et alumine, génants pour les analyses chimiques ou spectrographiques, dans le cas de prospections en zones cuirassées.

4. MOBILITES RELATIVES DES ELEMENTS DANS LES EAUX.

La comparaison des valeurs du fond géochimique d'un élément dans les eaux et dans les roches de la même famille pétrochimique peut fournir un paramètre d'appréciation de la mobilité de cet élément. Cette mobilité peut ainsi être exprimée par le quotient du fond relatif aux eaux et du fond relatif aux roches:

> r_{gr} ou r_{ga} = fond des teneurs dans les eaux fond des teneurs dans les roches

r et r étant les quotients relatifs aux massifs gr ga

granitiques et gabbroïques, respectivement.

Le tableau 31 indique les valeurs de \underline{r}_{gr} et \underline{r}_{ga} obtenues à partir des données des fonds du tableau 30, en utilisant les unités suivantes :

fonds dans les roches exprimés en grammes/kg fonds dans les eaux exprimés en (grammes/litre).10⁻⁶

Le classement des valeurs de \underline{r}_{gr} et \underline{r}_{ga} est illustré par le graphique 41 (l'échelle logarithmique adoptée permet de faciliter la représentation de la gamme étendue de valeurs).

L'examen comparé des deux classements (échelles de mobilités) montre que tous les éléments dosés présentent des dynamiques différentes dans les deux familles. On peut exprimer ce comportement relatif par le quotient des deux valeurs

<u>r</u>ga et <u>r</u>gr :

soit R = $-\frac{r_{ga}}{r_{ab}}$

	moyennes		médiane	fcnd	distri	bution	seuils d'		
	arithm.	géometr. (g)	(m)	$\left(\frac{g+m}{2}\right)$	ecart- type	variat-	2s	<u>es</u> 3s	
		15/	()		(s)	(%)		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
résist ^é	5283	3835	3328	3582	2,16	9,3			
pН	7,1	7,0	7,2	7,1	4,36	7,5		1	
Eh	403	397	415	406	1,21	10,2	•		
TAC	10,3	6,1	4,7	5,4	2,79	56,8			
<u>C1</u>	10,6	6,5	<u>6.5</u>	6,5	2,69	52 ., 8	,		
<u>so</u>	3,6	1,5	1,5	<u>1,5</u>	4,04	340,0	-		
<u>Si0</u>	<u>52</u>	<u>46</u>	48	47	1,67	13,4		•	
Mg	13,5	. 8,4	11.2	· <u>9.8</u>	3,00	51,8		·	
Ca	24,1	18,0	23,0	20,5	2,40	30,3		•	
Na	26,0	17.3	16,6	17.0	2,62	33,7	v		
K	5,2	3.8	4,0	3.2	2,33	63,1	• .		
Al	450	35	45	40	6,36	170,7		•	
Ba	57	23	24	24	3,96	43,8	360	1400	
Co	1,1	0,5	0,3	0,4	3,02	-139;0	2,5	7,5	
Cr	1,7	1,2	1,0	1,1	2,35	409 , 1 ·	. 5,5	13	
Cu	6,2	2,4	1,5	2,0	3,85	154,4	20	80	
Fe	- 1230	178	236	-207	3,79	43,1			
Li	12,0	5,6	5,9	5,8	4,14	82,7	100	430 .	
Mn	14,3	5,9	4,0	5,0	3,69	73,5	55	200	
Мо	2,7	0,9	1,0	1,0	5 <u>,</u> 06	-2359,8	25	130	
Ni	3,0	0,9	1,0	1,0	3,84	-1252,9	15	55	
Rb	5,9	2,0	1,4	1,7	4,63	229,3	30	140	
Sr	69	33	36	35	3,28	34,0	390	1300	
Ti	19,9	3,6	3,0	3,3	4,37	116,0	55	250	
V	4,5	2,9	3,0	3,0	2,74	94,2	20	60	
1			Į			1			

Tableau 30a - Moyennes et paramètres de la distribution des teneurs dans les <u>eaux d'arènes granitiques</u> (37 échantillons)

Unités :

<u>éléments majeurs</u> (chiffres soulignés) :

en milligrammes par litre

éléments traces : en microgrammes par litre résistivités : en ohms.cm potentiel redox (E_h): en millivolts

	moyennes		<u>médiane</u>	fond	<u>distri</u> écart-	<u>bution</u> coeff.de	<u>seuils d'</u> anomalies		
	arithm. (a)	géometr. (g)	(m)	$\left(\frac{g+m}{2}\right)$	type . (s)	variat ⁿ (%)	<u>2s</u>	<u>]8</u>	
résist ^é	3979	3191	3300	3246	1,96	8,4			
pH	7,2	7,2	7,4	7,3	1,10	4,7			
E _h	409	397	- 415	4 0 6	1,25	11,9			
TAC	18,1	13,1	11,8	12,5	2,44	34,7		-	
<u>C1</u>	2,9	2,3	2,4	214	2,03	83,0		• 4	
SOA	12,0	1.5	1,0	<u>1.3</u>	4,66	367,7			
<u>Si0</u> 2	<u>62</u>	57	<u>62</u>	<u>60</u>	1,55	10,8			
Mg	27.7	18.7	<u>23,8</u>	21,3	2,63	33,0		•	
. <u>Ca</u>	29.5	24,2	26.5	25.4	1,91	20,4			
Ne	24,9	17.3	20,8	12.1	2,56	33,0	• .		
<u>K</u>	2.8	2.3	2,2	2.3	1,94	80,7		۰.	
A1	208	13	4	9	4,95	157,2			
Ba	24	12	14	13	3,65	52 , 9	180	660	
Co	0,8	0,5	1,0	0,8	2,77	-151,8	7,5	20	
Cr	1,5	1,1	1,0	1,1	2,31	950 ₂ 5	5,0	12	
Cu	3,2	1,9	·2,0	2,0	2,87	159,6	20	70	
Fe.	627	75	36	56	4,10	49,3		• .	
Li	11,3	2,6	2,1	2,4	4,49	154,3	40	-180	
Nn	40,6	4,8	4,0	4,4	5,80	111,5	130	750	
No	0,8	0,5	0,3	0,4	2,75	-126,3	2,5	6,0	
Ni ·	2,5	0,8	0,8	0,8	3,71	510,2	11	40	
Rb	3,5	1,2	1,0	1,1	4,02	695,1	15	60	
Sr	46	23	34	29	4,16	45,5	580	2400	
T1	6,0	2,3	2,0	2,2	4,26	172,8	35	150	
A.	3,9	2,2	3,0	2,6	3,81	165,3	40	150	
	1			i		Į	2		

Tableau 30b - Moyennes et paramètres de la distribution des teneurs dans les <u>eaux d'arènes gabbroïques</u> (29 échantillons) 0

Tableau 31 - Mobilités des éléments dans les eaux d'arènes granitiques (gr) et gabbroïques (ga) estimées à partir des quotients (r_{gr} et r_{ga}) du fond relatif aux eaux et du fond relatif aux roches et mobilités relatives entre eaux gabbroïques et eaux granitiques (R = r_{ga}: r_{gr})

	mobilités da	ns los	mobilités relatives					
	eaux d'are		P ga					
	granitiques	ganbroiques	r P					
	(rgr)	`fga'	0~					
au à	60	117	1.70					
2105	07							
Ng	1667	567	0,34					
Ca	2127	582	0,27					
Na	721	1462	2,03					
E	184	- 1204	6,54					
A1	0,5	0,1	0,20					
Ba	. 25	·130	5,20					
Co ·	80	. 32	0,40					
Cr	13 ·	4	0,31					
Cu	80	24 .	. 0,30					
Fe	9	0,7	0,08					
Li	1.66	48	0,29					
Mn.	13	3 -	0,23					
Mo	333	133 ·	. 0,40					
Ni	100	5	0,05					
Sr	106	126	1,19					
T1	1,4	. 0,4	0,29					
A	33 -	9	0,27					
	2	¥ .	1					

(teneurs exprimées en grammes/kg pour les roches et en 10⁻⁶ grammes/litre pour les eaux)



Figure 41 - Mobilités relatives des éléments dans les eaux

•

L'échelle de droite de la figure 41 indique le classement des valeurs de <u>R</u> relatives aux différents éléments. Les valeurs supérieures à <u>1</u> témoignent d'une mobilité plus grande dans les eaux d'origine gabbroïque, les valeurs inférieures à <u>1</u> indiquent, au contraire, une mobilité plus grande dans les eaux d'origine granitique.

A. LES ELEMENTS PLUS MOBILES DANS LE DOMAINE GABBROIQUE.

Les valeurs de <u>R</u> supérieures à l'unité classent les éléments par mobilités relatives décroissantes dans l'ordre :

K (6,54) - Ba (5,20) - Na (2,03) - Si (1,70) - Sr (1,19)

Ce résultat signifie que, tout en étant plus entraînés dans les eaux des massifs gabbroïques que dans les eaux des massifs granitiques, le sodium, le silicium et le strontium sont moins mobiles que le potassium et le baryum. On retrouve pour le potassium un résultat obtenu à partir des coefficients de corrélation de rang : cet élément est davantage retenu dans le microcline des granites que dans les minéraux potassiques présents dans les faciès basiques (plagioclases et micas notamment). Pour les autres éléments (Ba, Na, Si et Sr) l'information est nouvelle. En ce qui concerne le silicium la différence de comportement peut être expliquée par la stabilité des quartz présents en fortes quantités dans les faciès granitiques.

B. LES ELEMENTS PLUS MOBILES DANS LE DOMAINE GRANITIQUE.

Pour les éléments dont le quotient <u>R</u> est inférieur à l'unité le classement par valeurs décroissantes de ce quotient fournit un ordre de mobilité en allant des éléments moins mobiles aux éléments les plus mobiles dans les arènes granitiques:

Co et Mo (0,40) - Mg (0,34) - Cr (0,31) - Cu (0,30) - Ti et Li (0,29) - Ca et V (0,27) - Mn (0,23) - Al (0,20) - Fe (0,08) -Ni (0,05)

Ainsi le nickel et le fer sont plus mobiles dans les arènes granitiques que dans les arènes gabbroïques et, en outre, leur mobilité est relativement plus grande dans les arènes granitiques que pour des éléments comme le cobalt, le molybdène, le magnésium ou le chrome. Une règle générale se dégage de cette échelle des mobilités relatives : les éléments sont plus mobiles dans les arènes dans lesquelles leurs teneurs sont plus faibles.En effet les éléments plus mobiles dans les arènes gabbroïques ont des teneurs plus élevées dans les faciès granitiques que dans les faciès gabbroïques (comparaison des tableaux 1 et 3), et inversoment, les éléments plus mobiles dans les arènes granitiques ont des teneurs plus fortes dans les faciès gabbroïques. Seul l'aluminium, nettement plus mobile dans les arènes de nature granitique alors que les teneurs dans les granites et les gabbros sont voisines, échappe à cette règle. Des conclusions analogues ont été tirées de l'étude des teneurs dans les arènes qui a notamment mis l'accent sur la différence de comportement des éléments traces par rapport aux éléments majeurs. Etant donné que les pH mesurés dans les deux familles d'eaux ne sont pas fondamentalement différents (augmentation de 0,2 unité pH dans les eaux gabbroïques), les différences de mobilités semblent devoir être moins imputées aux propriétés des solutions qu'aux différences des énergies de liaison des éléments dans les différents minéraux constitutifs, d'une part des roches granitiques, d'autre part des roches gabbroïques. Il apparaît ainsi que les liaisons relatives aux éléments dominants dans un minéral (potassium dans le microcline, magnésium dans les pyroxènes, silicium dans le quartz) sont plus fortes que lorsque cet élément est mineur (remplacements diadochiques, traces dans les discontinuités et imperfections des réseaux). Pour les éléments peu solubles, comme le fer, la saturation est généralement atteinte dans les eaux. On peut alors expliquer la valeur plus élevée de r_{gr} par rapport à r_{ga} par un simple effet de bilan dû à la valeur plus élevée du fond relatif aux roches gabbroïques.

- 258 -

5. RELATIONS ENTRE LES TENEURS DANS LES NAPPES PHREATIQUES ET L'EVOLUTION DES TENEURS DANS LES ARENES CORRESPONDANTES.

Les investigations précédentes ont montré que la nature des terrains aquifères peut modifier la distribution des teneurs dans les eaux et l'ordre de mobilité des différents éléments. Par contre, mis à part le potassium et le chlore, il n'est pas apparu de relation de proportionnalité simple entre les teneurs dans les niveaux aquifères et les concentrations du même élément dans les eaux correspondantes. L'absence de proportionnalité est confirmée par les études expérimentales de dissolution, comme celles de CORRENS et VON ENGELHARDT (1940), LAGACHE et al. (1961), WOLLAST (1967), LUCE et al. (1972), entre autres, qui montrent que, même dans le cas d'espèces minérales isolées, la libération des différents éléments constitutifs des charpentes silicatées n'est pas congruente et dépend du temps et des caractères physico-chimiques des solutions. Pour ces auteurs les concentrations en éléments dissous résultent d'une concurrence entre les vitesses de diffusion à travers les silicates primaires et leur gaine altérée et les vitesses de réaction au sein de la solution. Le modèle exponentiel d'évolution des arènes a conduit, en outre, à distinguer des diffusivités de particules anhydres . et de prrticules solvatées, selon les conditions de drainage interne. Il apparaît ainsi que seuls des éléments peu solvatables mais très solubles et dont la solubilité est peu dépendante des conditions de pH, d'oxydo-réduction et des teneurs en carbonates et bicarbonates, sont susceptibles d'une mise en solution proportionnelle aux teneurs dans les silicates. Le potassium répond, précisément, à ces conditions.

O₁, peut, par contre, esquisser des bilans entre les teneurs initiales dans les roches, les teneurs dans les produits de néoformation et les teneurs dans les eaux de lessivage. Un premier mode de démarche définit le type structural des produits de néogenèse à partir des proportions relatives de la silice, de l'alumine et des bases. Le second mode d'approche consiste dans la comparaison des teneurs dans les eaux et des proportions d'éléments lessivés dans les niveaux aquifères. Les proportions de silice recombinée dans les produits secondaires peuvent être estimées grâce à la comparaison des rapports moléculaires (PEDRO, 1964 et 1966b) :

<u>L</u> = SiO₂ : S (dans les solutions de lessivage)

 $\underline{R} = SiO_2$ combinée : S (dans les roches lessivées)

 $\frac{R_{K}}{S} = (SiO_{2} \text{ combinée-2.Al}_{2}O_{3}) : S "$ $\frac{S}{S} \text{ représentant la somme moléculaire}$ $Na_{2}O + K_{2}O + CaO + MgO$

Lorsque L> R : l'élimination de la silice combinée correspond à une altération de type <u>allitique</u>. Dans le cas contraire (L < R) une partie de la silice libérée peut former avec l'alumine des phyllosilicates à structure kaolinique (L=R_K, <u>mono-</u> <u>siallitisation</u>) ou à structure smectique (L < R_K, <u>bisiallitisa-</u> tion).

Parmi les eaux prises en compte précédemment pour l'étude des corrélations, et pour lesquelles les teneurs dans les niveaux aquifères sont connues, on peut utiliser les échantillons relatifs aux arènes dépourvues de quartz primaire. La silice combinée équivaut alors à la silice totale, dosée. Les valeurs de <u>L</u> dans les 8 échantillons d'eaux varient entre 0,27 et 0,60 (échantillons 31, 47, 48, 53, 54, 62, 63, 64). Comme les valeurs correspondantes de <u>R</u> se situent entre 1,86 et 8,13 et les valeurs de <u>R</u> entre 1,54 et 5,13, on peut déduire de la comparaison des indices <u>L</u> aux indices <u>R</u> et <u>R</u> que les eaux concernées sont de nature bisiallitique.

TARDY (1968 et 1969) a proposé un mode de calcul différent pour l'estimation de la silice et de l'alumine fixées dans les phyllosilicates secondaires. Cet indice, moléculaire, permet d'obtenir l'indice d'HARRASSOWITZ (1926) à partir des teneurs dans la solution lessivante en fonction des proportions moléculaires des bases, de la silice et de l'alumine dans les silizates primaires cardinaux. Cet indice est particulièrement adapté aux arènes et eaux de nature granitique car les proportions moléculaires y sont relativement simples et les calculs ne nécessitent pas le dosage séparé de la silice combinée dans le terrain aquifère. Cet indice s'exprime par le bilan moléculaire suivant :

 $R_{E} = \begin{array}{c} Si0 & 6.K_{2}0 + 6.Na_{2}0 + 2.Ca0 - Si0 \\ ----2 - -(fixés) = ----2 \\ Al_{2}0_{3} & K_{2}0 + Na_{2}0 + Ca0 \end{array}$ (évacués)

Ainsi pour les échantillons d'eaux relatifs à des puits d'études de nature granitique (18, 19, 21, 50, 56) les valeurs prises par l'indice \underline{R}_E varient entre 2,89 et 4,22. Le rapport moléculaire SiO₂ : Al₂O₃ relatif aux produits de néogenèses est nettement supérieur à 2, on peut en déduire que le domaine d'altération correspondant est de type <u>bisiallitique</u>. Cette conclusion rejoint celles obtenues par l'indice précédent et sera confirmée par l'étude des diagrammes d'équilibres en ce qui concerne l'ensemble des puits d'étude.

Pour d'autres échantillons d'eaux collectés les diagrammes d'équilibre montreront que les teneurs en silice et en cations sont susceptibles d'alimenter des néoformations kaolinitiques (échanvillons 8,9, 26,27,28,29,32,34,38,39,40,44,57,58). Les observations de terrain confirment en outre cet élément de diagnostic. Le calcul des paramètres <u>L</u>, <u>R</u> et <u>R</u>dans le cas des arènes non granitiques et pauvres en quartz (échantillons d'eaux 32,37,38 et 39) fournit une gamme de valeurs comprises entre 0,39 et 0,85 pour L, entre 1,86 et 2,23 pour <u>R</u> et entre 1,32 et 1,54 pour \underline{R}_{k} (à partir des affleurements proches des lieux de prélèvement des eaux). Les valeurs de L sont donc inférieures à celles de <u>R</u> et de <u>R</u>.Ces eaux seraient ainsi liées à des néogenèses smectitiques. D'autre part les valeurs de l'indice <u>R_e</u> pour les eaux d'arènes granitiques et kacliniques (8,26,27,28,34,40,44) dépassent le seuil 2 relațif à la structure de la kaolinite (gamme se situant entre 2,38 et 3,32) sauf pour un échantillon d'eau (34) pour lequel <u>R</u> vaut 0,99

Il semble donc que ces indices pédogénétiques ne puissent déterminer la limite exacte entre les domaines mono- et bisiallitiques à partir des eaux phréatiques récoltées dans la région. Un bilan précis, basé sur des échanges en milieu fermé entre des mélanges de silicates, en nombre restreint au point de vue structure et composition, et des solutions en équilibre avec ces minéraux, est sans doute difficile à obtenir dans un milieu ouvert, où les solutions, non homogènes, peuvent comporter des mélanges avec des eaux provenant d'autres nappes et où l'ensemble des minéraux primaires et secondaires comporte de très nombreuses espèces, de composition variable. Ces indices apportent néanmoins de précieuses informations dans la définition des caractères des différentes zones climatiques. A ce roint de vue ils confirment la prédominance de la genèse de phyllites smectitiques sur l'ensemble du socle du Sénégal Oriental.

B. RELATIONS AVEC LES TAUX DE CONCENTRATION DANS LES ARENES.

L'étude géochimique des arènes a fait appel à une notion très utile: celle du taux de concentration, c'est-à-dire le quotient de la teneur d'un élément dans un niveau donné par la teneur du même élément dans un niveau de référence (base du puits ou affleurement proche) ou dans le niveau sous-jacent. Les taux de concentration relatifs aux différentes profondeurs d'un profil mesurent ainsi l'évolution géochimique des différents éléments, sous l'influence des processus d'altération, en ramenant toutes les valeurs à une référence de départ égale à l'unité. On peut alors comparer les teneurs dans les eaux aux valeurs des taux de concentration dans les arènes correspondantes afin de tester l'influence des phénomènes d'enrichissement ou d'appauvrissement sur ces teneurs.

a. Les trux de concentration au niveau des nappes.

La comparaison des teneurs dans les eaux avec les processus géochimiques qui opèrent au niveau de la nappe a été faite au moyen des coefficients de corrélation de rang de Spearman (WACKERMANN, 1972). Les coefficients de corrélation ont été calculés entre, d'une part, le classement des teneurs d'un élément dans les eaux collectées dans les 17 puits d'études cù une nappe était présente au moment du fonçage et, d'autre part, le classement des taux de concentration relatifs au même élément au niveau du prélèvement de l'échantillon d'eau (quotient de la teneur dans l'arène à 50 cm au-dessus de ce niveau de prélèvement par la teneur dans l'arène aquifère au niveau du prélèvement d'eau).Les coefficients de corrélation de rang entre les deux classemnts s'ordonnent comme suit :

Ti et Mg : + 0,35 Mn : + 0,27 Fe : + 0,19 Ca et K : + 0,15 -----Na et Al : - 0,20 Si : - 0,24

avec un seuil de rejet de l'hypothèse négative de corrélation $\underline{r}_{\circ} = \frac{1}{2}$ 0,48 (17 échantillons) pour une probabilité de 0,05.

Les deux classements des teneurs dans les nappes et des taux de concentration au niveau des terrains aquifères se révèlent ainsi indépendants les uns des autres pour tous les éléments majeurs (coefficients compris entre les deux seuils de rejet). En ce qui concerne les éléments traces, les données analytiques semi-quantitatives sont trop peu précises pour donner un classement significatif des taux de concentration dans les niveaux d'arènes avec un lot de 17 valeurs.

b. Les moyennes des taux de concentration dans les arènes.

On peut étendre le test précédent à l'ensemble des profils, du moins aux arènes à structure conservée. Le classement des teneurs dans les 17 échantillons d'eaux est alors comparé au classement des moyennes arithmétiques des taux de concentration (du même élément) relatifs à des niveaux espacés de 1 mètre par rapport à la base du profil. On intègre ainsi l'ensemble des processus d'enrichissements et d'appauvrissements des arènes.
Les coefficients de corrélation de rang de Spearman obtenus sont dans l'ordre décroissant :

	Ca	- 1	÷	0,40	
•	Mn	:	+	0,37	
	Fe	:	4	0,28	
	Ti	:	÷	0,12	
		-			-
	К	:	-	0,06	
	Mg	:	-	0,07	
	Al	:	-	0,13	
	Na	:	-	0,34	

Si : - 0,53

avec un seuil de rejet de l'hypothèse de non corrélation \underline{r}_{\circ} = $\stackrel{+}{-}$ 0,50 (lot de 17 doublets) pour la probabilité de 0,05.

Seule la <u>silice</u> atteint une valeur indiquant une relation entre les teneurs dans les eaux et les taux de concentration dans les arènes : les teneurs dans les eaux croissent lorsque les teneurs en silice totale (quartz et silice des silicates) diminuent dans l'arène, et inversement. Pour les autres éléments les deux variables ne sont pas liées, notamment pour le potassium qui présente, par contre, une relation directe entre les teneurs dans les eaux et les teneurs absolues dans les arènes.

Les différentes méthodes de comparaison des teneurs dans les eaux avec les teneurs dans les arènes, ou leur variation, indiquant que la géochimie des éléments est propre à chacun de ces domaines et qu'il n'existe pas de relation simple (sauf pour le potassium) entre les concentrations dans la lithosphère et dans l'hydrosphère. Il est donc nécessaire de préciser la dynamique propre des éléments dans l'hydrosphère en établissant les similitudes et les différences de comportement global, et de déterminer les gammes de teneurs et de paramètres physico-chimiques qui correspondent aux principaux processus d'évolution minéralogique.

CHAPITRE III

LES LIAISONS DES ELEMENTS DANS LES EAUX

L'étude des 17 échantillons d'eaux pour lesquels la comparaison directe avec les niveaux aquifères correspondants est possible (WACKERMANN, 1972) a montré que la phase aqueuse introduit des liaisons entre les teneurs des différents éléments qui ne préexistent pas dans les minéraux des arènes. En outre la plupart des liaisons propres aux espèces minérales disparaissent dans la phase aqueuse. Ainsi dans l'étude des 17 couples eaux-aquifères la seule corrélation positive existant entre les teneurs dans les arènes et maintenue dans les eaux est celle relative au magnésium et au nickel. Les autres corrélations positives, significatives pour un seuil de probabilité de 0,05, sont spécifiques des teneurs en solution:

Si - Mg ; Al - PO₄ ; Si - SO₄ ; Ca - Cu ; Al - Fe - Ba ; Mn - Cu - Ni ; Ni - V ;

D'autre part l'estimation des mobilités relatives a permis de montrer des différences de comportement des éléments selon que les eaux sont issues d'arènes de nature granitique ou gabbroïque. Il apparaît donc préférable d'étudier séparément les liaisons des éléments dans les deux familles d'eaux.

1. COEFFICIENTS DE CORRELATION DE RANG ENTRE CONCENTRATIONS DANS LES EAUX.

A. CORRELATIONS ENTRE LES CONCENTRATIONS DANS LES EAUX.

La méthode des corrélations de rang de Spearman apparaît bien adaptée à l'étude des liaisons entre les concentrations dans les eaux en raison du caractère semi-quantitatif du dosage des éléments en traces, d'un nombre important de données inférieures aux limites de sensibilité analytique et des dispersions relativement importantes par rapport à un modèle de distribution simple (modèle log-normal). J'ai donc procédé au calcul des coefficients de corrélation de rang de Spearman entre les classements des teneurs des éléments et variables physiques mesurées, prises deux à deux, pour chacune des deux familles d'eaux. Les coefficients relatifs aux variables dont les données sont connues pour l'ensemble des échantillons (37 granitiques et 29 gabbroïques) sont figurés dans les matrices triangulaires 42<u>a</u> et <u>b</u>. En ce qui concerne les teneurs en HCO₃ et les valeurs du potentiel redox (E_h) les coefficients de corrélation ont été regroupés à part dans le tableau 32: les données analytiques étant partielles, les coefficients de corrélation doivent être comparés à des seuils de signification différents pour un même degré de probabilité. Etant donné le nombre relativement important de valeurs classées on peut retenir des seuils de probabilité de 0,001 et 0,01 pour le test de l'hypothèse de non corrélation.

La comparaison des deux matrices 42<u>a</u> et <u>b</u> fait effectivement apparaître des distorsions entre les liaisons propres au domaine granitique et au domaine gabbroïque. Afin de visualiser plus clairement les corrélations positives significatives on peut recourir au mode de représentation en coordonnées rectangulaires déjà utilisé précédemment. Les abscisses et ordonnées retenues représentent les coefficients de corrélation de rang avec le <u>pH</u> et la <u>résistivité</u>, deux variables qui ont des coefficients de corrélation négatifs entre eux. Les diagrammes 43<u>a</u> et <u>b</u> ainsi obtenus indique un regroupement des éléments qui présentent entre eux des coefficients de corrélation élevés, et, inversement, les éléments qui présentent entre eux des coefficients de corrélation négatifs sont situés dans des secteurs diamétralement opposés. On obtient un type de représentation comparable à la figuration factorielle.

De plus la comparaison avec les deux variables <u>pH</u> et <u>résistivité</u> des eaux présente l'avantage de mesurer le comportement des éléments dans les solutions en fonction de deux critères :

- la solubilité en fonction du pH (faibles variations autour de la neutralité)
- le comportement plus ou moins ionique des éléments, fonction de la solubilité réelle (par opposition aux hydrosols et suspensions).

- 266 -

				I														••							
res.	406	- 126	- 075		l											-	Eaux	d'arè	ènes	grani	tique	s (37).		• •
рН	- 362	139	- 293	- 445		ł		•	•				Coeff	icien	ls de	e cor	rélat	ion d	e rai	ng (x	(10 ⁻³)				
СІ	- 007	- 086	306	- 386	049																-		_		•
50,	- 241	- 004	171	- 519	487	359								seuil	s de r	ejet o	le l'hy	pothè	se nu	lle de	e non	rela	lion		
SiOa	- 322	026	240	-454	258	180	274						· ·		pour	les	probe	bilit	és:		4 N				
Mg	- 318	118	-008	- 805	564	248	1507	607												0,001 1	± 0, + 0	47 <i>6</i> 764			L.
Ca	- 345	224	171	- 677	533	363		377	HHH HH	•			•							0,01 1	± 0,	J (J 1		H	
Na	- 204	301	150	- 788	566	334		638	183H	122		•							coeffi	cient	s posi	tifs	. >	•	
v	0.40	250	- 220	- 376	240	644	367	012	344	340	404							-			négo	itifs		•	<
A 1	4-12	333	- 233	-	-4.64	020	- 2%4	- 29 12	- 546	- 550		- 305		-	•										
AI	155	- 322	-013	330			-241	- 410	- 370	- 555	- 700	- 303		1											
Ba	097	434	- 324	- 038	422	209	241	- 205	077	198	038		C47		9		•				•				
Co	- 453	- 004	- 020	-549	1594	228		301		TOTAL	63	251	- 371	299		7	•								
Cr	243	176	282	225	-535	168	-091	- 097	-325	- 160	- 260	070	382	119	- 393	-	_							·	
Cu .	- 017	196	- 028	- 373	304	360	338	222	435	538	- 485	574	- 409	303	256	269]								
Fe	198	-300	003	452	-620	-049	- 311	-237	- 583	-573	- 532	- 328	\$75	- 135	- 511	359	- 476	-							
Li	- 088	154	337	-470	- 013	346	364	Jul'a	488	249	292	286	244	154	187	186	180	195							•
16-	40.6	450	1.00		21.4	104	202	045	240	402	297	1.97	- 358	848	252	- 066		- 2015	039		•				•
MN	- 129	1.2	- 426	-220	241	101		033				1.4	- 230			- 000			410	910					
Mo	- 045	400	186	- 596		115		356	ars.	604	0.21	321	1-057	- 021	342	- 350	10-2	- 850	103	594		-	•		
Ni	029	- 010	211	- 021	-446	326	048	-058	-0\$5	048	-137	182	426	234	015	1387	266	242	252	125	-037			•	
Rb	273	276	- 067	-208	136	312	390	- 025	199	265	266	728	-223	544	363	056	369	- 312	327	306	287	272			
Sr	- 155	230	193	-445	334	242	586	231	454		472	280	-212	319	627	- 473	156	- 297	308	243	463	-054	-396		
Ti	388	144	-195	- 032	-514	049	- 171	- 089	-078	-113	-140	015	168	101	- 318	362	104	270	005	119	-060	376	122	-106	
v	- 213	168	113	- 565	260	362	514	357	367	7.06	518	258	-386	316	420	035	15	- 416	205	923	381	169	232	351	135
	date	latit.	prof.	rés.	а рН	CI	50,	SiO,	Mg	Ca	Na	.K	AI	Ba	Co	Cr	Cu	Fe	Li	Mn	Mo	Ni	Rb	Sr	Ti
	TP 4		12 -	0	ooffi	cion	ta de	- • • • • •	rsia	ton	de r	ດກຕ ຄ	ntre	61 ôn	ents	dans	log	03114	• đ‡n	rdnes	ເອການ	nitio	ues		

• • • • • • • • •

	-			•																					•
rés.	132	234	- 163		a.						•					- -	Eaux	d'ard	ines	basiq	ues	(29)		•	•
PH,	- 398	- 350	013	- 402		e.							Caell	lician	te da		rélat	ion d	•	Na tr	40 ⁻³)		, i	· • <u>-</u>	
CI	115	212	- 287	- 057	107					•				161611	13 01		1 6 1 6 1		, ,	<u>.9 (</u>		• •			
so,	077	256	- 284	- 376	-406	436								seuils	pour	les	prob	abilit	és ;	•					
sio _a	019	-271	- 099	- 454	326	193	295													0,001 :	± 0,	551	•		
Mg	- 261	- 085	130	- 870	322	116	377	318												0,01 \$	÷ 0,	440			
Ca	- 170	- 605	056	- 613	556	106	-017	448	343						•									•	
Na	- 210	098	092	- 763	177	177	343	315	1289	351			•					-				,	••••	•	
к	043	- 280	- 251	- 971	45%	048	158	54	296		357													•	
Al	178	- 137	- 092	485	- 144	-506	- 476	- 429	- 553	- 350	- 590	- 204		•	•										
Ba	006	- 076	-321	328	243	013	- 274	132	- 354	-055	- 443	217	438	-											
Co	- 394	148	- 181	- 354	404	- 007	265	2\$2	233	301	415	411	- 184	177				•							
Cr	- 152	- 122	- 230	123	294	-034	- 673	361	-121	081	-049	340	265	5.74	324										•
Cu	243	- 365	- 148	- 409	447	184	323	377	281	460	208	-540	-246	052	169	A43						•	•	•	
Fe	254	-083	- 115	543	- 351	- 280	- 505	-354	- 536	-440	- 623	- 305	788	448	+92	252	- 249		,						
Li	194	- 318	071	- 154	348	- 161	- 417	368	-086	161	- 038	427	227	403	259	342	145	135							
Mn	085	- 002	- 138	-083	193	008	- 039	111	-083	175	- 010		072	400	339	425	441	243	349		I	•			
Мо	- 338	125	-287	- 433	305	397	303	405	306	334	446	4.69	- 428	095		104	363	- 195	282	254					•
Nİ	- 032	071	095	428	C 37	301	-024	255	-128	- 007	- 091	-244	-225	308	403	264	068	070	. CT 7	349	044		,		
Rb	137	- 336	<i>65</i> 3	- 573	408	102	131	Test .	339		344	722	- 223	276	354	444		- 303	405	Etter-	452	462		•	•
Sr	- 271	226	- 297	- 045	252	444	209	310	009	-073	-403	223	073	318	314	343	036	023	244	043	323	204	138		
- Ti	019	500	-109	254	- 437	-119	007	- 413	- 445	- 458	-078	-284	445	234	- 128	412		12	-046	401	- 013	405	-288	205	
۷	- 0 62	-234	- 338	- 352	1000	275	265	360	472	212	115	327	017	495	295	482	245	003	3/19	362	376	267	435	396	-074
	date	latit.	prof.	rés.	рН	CI	50,	Si0 _a	Mg	Ca	Na	ĸ	AÌ	Ba	Co	Cr	Cu	Fe	11	Mn	Мо	Nİ	RÞ	sr	Ti

والمريا المحالية بالمراجع والمراجع المراجع المراجع المراجع

Figure 42 b - Coefficients de corrélation de rang entre éléments dans les eaux d'arènes gabbroliques

Tableau 32 - Coefficients de corrélation de rang de Spearman relatifs aux bicarbonates et au potentiel redox

	bicar	bonates	•	pote	entiel re	edox (E _h)			
eaux d'ar granitiq	ènes ues	eaux d' gabbro	arènes Iques	eaux d'a granit	arènes iques	eaux d'arènes gabbrolques			
Ng +	0,847	Na	+ 0 , 937	prof ^r	+ 0,340	Mg +	0,332		
pH	734	Mg	924	résist ^é	206	SO,	257		
Ça .	731	Rb	783	A1 -	167	Na	255		
Na	717	S102	689	Fe	167	prof ^r	091		
Mo	715	Ca	670	Ni	115	Cl .	072		
Si02	683	ĸ	633	Ľi	106	SiO2	069		
V	590			Cr	٥59	Ca ··	•55		
Co	408	Мо	583	Ca -	- 0,033	ri –	.0,076		
SO,	373	Cu	571	S102	o49	Mo	o87		
Sr	329	V	551	Co	064	latit ⁰	097		
prof ^r	106	C1 .	500	V	106	Fe	129		
Mn	o 84	Mn	472	Ва –	139	V ·	14Ż		
Li	o 46	so	· 430	Na	144	résist ⁶	193		
Cu ·	o38	Co	. 425	Cl	149	Sr	202		
		Li	272	Sr	183	Cr	224		
K -	0,009	Cr	194	Ti	200	Cu	238		
Eh	oll	pH	185	SOA	236	date	249		
C1	087	Ni	073	Rb	241	Al	265		
latit=	142	prof ^r	o 54	Mg .	244	Ni	281		
Ba	183	date	013	No	254	pH	283		
Rb	196	**************************************		latit ⁰	273	RЪ	319		
date	307.	Ba	~ 0,073	ĸ	278	Co	370		
T1	373	^E h	. 091	Gu	285	· Li	402		
N1	403	DP mi	105	Hq	311	K .	493		
resist-	500	Jan 10	405	Mn	337				
G r	210	Talic-	400		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		· Lol		
Fe	59 0	Fe	660	uate	40)	Bo	020 725		
A1	698	Al	737			Da	(37		
		résist-	934						
ffectif:	20		15		30	· · ·			
cuil à 0,0	1:		-	•	~	-	•		
	0,534		± 0,623	2 4	0,432	±	0,564		
égende: 1	atit ^e	= latitu	des Nord	; prof ^r	= profe	ondeur du t	toit de		
. <u>r</u>	<u>ésisté</u>	- résist	ivités	; <u>date</u>	= numéi	o d'ordre.	des jou		

83 sèche)

B. INTERPRETATION.

Un fait remarquable se dégage de l'examen des figures 43 : les groupes de points proches sont sensiblement conformes à ceux obtenus à l'aide des échelles de mobilités relatives et l'agencement des points représentatifs des éléments le long des diagonales joignant les limites extrêmes ($r_{résistivités} = 1$; $r_{pH} = 0$) et ($r_{résistivités} = 0$; $r_{pH} = 1$) reproduit à peu près les deux échelles de mobilités de gauche de la figure 41. On obtient ainsi une nouvelle représentation des mobilités des éléments en fonction de leur solubilité dans la phase aqueuse. Cette représentation présente l'avantage de ne pas faire intervenir les teneurs dans les arènes qui sont fréquemment hypothétiques.

Trois groupes d'éléments se détachent sur les deux diagrammes 43<u>a</u> et <u>b</u> en fonction des liaisons significatives au-delà des seuils de probabilité à 0,001 et 0,01: les éléments groupés autour de l'aluminium et du fer (peu solubles); les éléments groupés avec les éléments alcalins et alcalino-terreux (très solubles) et un groupe intermédiaire situé à proximité des axes de coordonnées des diagrammes. Comme dans le cas des échelles de mobilités, des différences de comportement apparaissent, pour un certain nombre d'éléments, entre les deux familles d'eaux.

a.Le groupe des éléments peu solubles.

Deux éléments ont systématiquement ce type de comportement : <u>l'aluminium</u> et le <u>fer</u>. Dans les eaux granitiques le <u>chrome</u> fait partie de ce groupe alors que dans les eaux gabbroïques c'est le <u>titane</u> qui présente un comportement analogue net. Ces quatre éléments se classent tous à la fin des échelles de mobilités, par ordre décroissant, de la figure 41. Ce sont les éléments qui se révèlent enrichis, relativement, dans les arènes d'altération. Les fortes corrélations négatives avec le pH indiquent un accroissement de la solubilité lorsque le pH des solutions décroît. La différence de comportement du titane entre les deux domaines granitiques et gabbroïques (plus grande mobilité dans le domaine granitique) a été notée précédemment. Par contre, la distorsion relative au chrome ne recoupe pas le résultat obtenu à partir du classement des mobilités relatives (échelle de droite de la figure 41).

b. Le groupe des éléments très solubles.

A l'opposé du groupe précédent celui-ci englobe des éléments très solubles dans la gamme des pH rencontrés dans la région. Les points figuratifs sont mieux groupés dans le graphique relatif aux eaux granitiques. Néanmoins des constantes de comportement apparaissent dans l'étude comparative des graphiques 43a et <u>b</u> :<u>calcium</u>, <u>cobalt,cuivre,magnésium</u>, <u>molybdène,silicium</u> et <u>sodium</u> sont fortement liés entre eux dans les deux familles d'eaux. Les ions <u>SO</u>⁴ font également partie de ce groupe mais il faut noter une tendance à une augmentation de leur concentration dans les eaux gabbroïques lorsque le pH diminue, ce qui entraîne des valeurs plus faibles pour les corrélations avec l'ensemble des éléments du groupe dans le cas des eaux granitiques.

Des différences de comportement sont enregistrées pour quatre éléments :

- le <u>potassium</u> et le <u>rubidium</u> sont nettement plus solubles dans les eaux d'arènes gabbroïques. Pour le potassium cette différence a été établie antérieurement par d'autres procédés de calculs.
- le strontium et le vanadium sont, par contre, plus solubles dans les eaux granitiques.

Les valeurs des coefficients de corrélation relatifs aux ions <u>HCO</u> (tableau 32) montrent que cet ion est fortement lié aux éléments solubles cités précédemment alors que les corrélations sont négatives avec les éléments peu mobiles. De plus le classement des coefficients relatifs aux deux familles d'eaux permet de retrouver les différences de comportement d'éléments tels que le potassium, le rubidium, le strontium et le vanadium. Les teneurs en bicarbonates pourraient ainsi servir de paramètre de référence pour la détermination de l'ordre de mobilité (ou de solubilité) des différents éléments par l'intermédiaire des coefficients de corrélation.

c. Le groupe des éléments intermédiaires.

L'absence de corrélations avec les éléments des deux groupes précédents peut être plus ou moins nette selon la nature granitique ou gabbroïque de l'arène. Le cas des quatre éléments proches du groupe soluble (potassium, rubidium, strontium, vanadium) a été analysé



Figure 43 a - Liaisons des éléments dans les eaux en fonction des coefficients de corrélation de rang avec le <u>pH</u> et la <u>résistivité</u> (<u>eaux granitiques</u>)

légende: probabilité de liaison

.

à 0,01 : - - -

<u>Coefficients de corrélation</u> <u>de rang</u> (r)



(voir la légende de la figure 43 a)

précédemment. On peut leur rattacher le <u>chlore</u>, nettement plus distant du groupe soluble. Dans les eaux d'arènes granitiques il apparaît lié faiblement au potassium, au silicium et au lithium alors que dans les eaux d'arènes gabbroïques son comportement est indépendant des teneurs des autres éléments.

Les autres éléments intermédiaires sont plutôt proches du groupe peu soluble :

- le <u>baryum</u> est relativement proche du groupe peu soluble dans les eaux gabbroïques malgré des propriétés géochimiques proches de celles des éléments alcalino-terreux.
- le <u>lithium</u>, malgré son appartenance à la famille des métaux alcalins, est peu soluble, comme le baryum. Il apparaît ainsi que le comportement d'un élément peut différer sensiblement selon qu'il est présent comme élément majeur ou à l'état de traces. Cette différence de comportement a été signalée dans l'étude de l'évolution des éléments dans les arènes où la moindre mobilité des éléments en traces a été expliquée par des localisations dans des espèces minérales résistantes et par des processus de piégeage plus intenses, relativement, que pour les éléments majeurs.
- le <u>manganèse</u> et le <u>nickel</u>, éléments de transition proches du point de vue des propriétés géochimiques, ont des comportements assez différents des autres éléments de transition, moins solubles. Pour le manganèse la position des points figuratifs sur les deux diagrammes 43 confirme l'indication de mobilité plus grande dans les eaux granitiques notée plus haut. En ce qui concerne le nickel, le comportement est inverse: il est regroupé avec les éléments peu solubles dans les eaux d'arènes granitiques alors que sa solubilité est accrue dans les eaux d'arènes gabbroïques. Dans les deux familles d'eaux son comportement est très différent de celui du cobalt, nettement plus soluble, alors que les configurations électroniques sont relativement voisines.

C. CORRELATIONS AVEC LE POTENTIEL D'OXYDO-REDUCTION.

Dans le tableau 32 deux corrélations négatives significatives apparaissent pour le <u>baryum</u> et le <u>himiganèse</u>. Leurs concentrations sont plus élevées dans les eaux gabbroïques les plus réductrices. La relation avec le temps sera examinée ci-après. Les autres coefficients sont très faibles et permettent simplement d'esquisser une tendance globale : dans les eaux d'arènes granitiques les éléments peu solubles sont davantage concentrés lorsque le potentiel d'oxydo-réduction croît alors que dans les eaux d'arènes gabbroïques ce sont les éléments très solubles qui ont des teneurs élevées lorsque ce potentiel augmente.

On peut noter que le fer est caractérisé par des coefficients de corrélation faibles alors qu'on attribue généralement un rôle important aux variations du potentiel d'oxydo-réduction pour expliquer les fluctuations de la solubilité du fer. Comme les moyennes des potentiels mesurés au moment des prélèvements des échantillons d'eaux sont voisines de 400 mV, le potentiel le plus élevé enregistré atteignant seulement 560 mV, les eaux d'arènes de la région sont, en saison sèche, à un potentiel d'oxydo-réduction nettement inférieur au potentiel correspondant à des concentrations équivalentes en Fe²⁺ et Fe³⁺ (de l'ordre de 800 mV). Les concentrations en fer réduit sont ainsi nettement supérieures, en solution, aux concentrations en fer oxydé.

2. INFLUENCE DES FACTEURS CLIMATIQUES ET GEOMETRIQUES.

A. INFLUENCE DU FACTEUR TEMPS.

Les matrices de corrélations de rang (figures 42 et tableau 32) comportent, outre les éléments en solution et les mesures physico-chimiques, des variables chronologiques et géométriques. On peut ainsi tester l'influence de celles-ci sur les données propres aux eaux d'arènes. Etant donné que tous les échantillons ont été de recueillis au cours l'unique saison sèche, entre les mois de janvier et de juin, pour l'ensemble des missions, le numéro d'ordre des jours dans l'année (de 27 à 159) permet de calculer directement le coefficient de corrélation de rang entre les classements des concentrations des différents éléments et données physico-chimiques

- 270 -

et le classement des <u>dates</u> de prélèvements, <u>du début à la fin de</u> la saison sèche.

Les valeurs des coefficients de corrélation relatives aux dates de prélèvement sont peu élevées en valeur absolue, sauf pour le cobalt et le titane dans les eaux granitiques, mais des tendances générales se dessinent.

Ainsi les éléments très solubles voient leurs teneurs diminuer, en moyenne statistique, au cours de la saison sèche (coefficients de corrélation négatifs). Le pH et surtout le cobalt ont un comportement analogue.

Les éléments peu solubles, comme le fer et l'aluminium, et surtout le titane, montrent eu contraire une tendance à l'augmentation des teneurs dans les deux familles d'eaux.

Les éléments dont le comportement varie selon la nature du terrain aquifère sont dilués ou concentrés, au cours de la saison sèche, conformément aux deux règles précédentes et selon leur comportement plus ou moins soluble tel qu'il ressort des figures 43<u>a</u> et <u>b</u>. C'est ainsi que le chrome, le potassium et le titane sont légèrement plus concentrés en fin de saison sèche dans les eaux d'arènes granitiques.

D'autre part il ressort du tableau 32 que les eaux granitiques deviennent plus réductrices en fin de saison sèche (corrélation négative, significative à 0,01, entre les dates et le potentiel E_b).

B. INFLUENCE DE LA PLUVIOSITE (LATITUDE).

Les isohyètes étant disposées à peu près selon des parallèles dans l'ensemble de la zone prospectée, les coefficients de corrélation relatifs aux latitudes des points de prélèvement peuvent tester l'influence de la pluvicsité sur les valeurs des concentrations des éléments. Comme le gradient de pluviosité varie en sens inverse de l'échelle des latitudes, les coefficients positifs indiquent une tendance à la diminution des teneurs dans les eaux en fonction d'un accroissement de la pluviosité, et inversement pour les coefficients négatifs. Quatre coefficients dépassent le seuil de signification à 0,01 :

 dans les eaux d'arènes granitiques le <u>cuivre</u> et le <u>manganèse</u> voient leurs teneurs augmenter du Sud au Nord, donc en raison inverse de la pluviosité.

 dans les eaux d'arènes gabbroïques le <u>titane</u> présente le même comportement que les deux éléments précédents dans les eaux granitiques, alors que le <u>calcium</u> est moins concentré dans les régions septentrionales, plus arides. L'ion <u>bicarbonate</u> suit également cette dernière règle mais de façon plus atténuée.

La mobilité du cuivre, du manganèse et du titane se révèle ainsi plus importante dans les arènes septentrionales. Par contre le calcium en est, relativement, moins exporté que dans la zone méridionale, du moins dans les arènes gabbroïques. Cette information peut être rapprochée de l'observation d'une plus grande fréquence des nodules, filonnets et amorces d'encroûtements calcaires dans les zones septentrionales (NAHON et RUELLAN, 1972, et observations personnelles).

Une autre information notable est la valeur très faible des coefficients relatifs aux éléments cardinaux des silicates primaires et secondaires. Il apparaît ainsi que l'éventail actuel de la pluviosité du Sénégal Oriental n'introduit pas de différence significative dans les processus chimiques qui intéressent les éléments majeurs autres que le calcium, le manganèse et le titane. Ce résultat confirme les conclusions de l'étude de l'influence de la latitude sur la valeur des paramètres d'évolution <u>d</u>relatifs à la base des arènes (à développement sub-actuel) et qui a révélé une uniformité de ces valeurs sur l'ensemble du Sénégal Oriental.

C. INFLUENCE DE LA PROFONDEUR.

Les coefficients de corrélation concernés ont trait au classement des profondeurs du toit des nappes (aux exhaures) par rapport à la surface du sol environnant. Aucun des coefficients n'atteint de valeur significative. On peut dégager deux tendances un peu plus affirmées dans les eaux d'arènes granitiques:

- le manganèse tend à être plus concentré dans les nappes les plus superficielles.
- le potentiel d'oxydo-réduction tend à croître dans les nappes les plus profondes. Cette indication, surprenante au premier abord, est sans doute liée au fait que les nappes profondes analysées baignent un matériau kaolinique et ferrifère à porosité élevée, qui permet une oxygénation plus poussée que dans les aquifères smectiques. Dans ces derniers les teneurs en matière organique sont généralement plus importantes et la lenteur de la minéralisation des acides humiques et fulviques peut être à l'origine d'un abaissement du potentiel E_b.

3. CONCLUSIONS.

L'étude statistique des teneurs dans les eaux d'arènes confirme et précise les différents comportements des éléments lors des processus d'altération météorique. Trois groupes d'éléments peuvent être distingués d'après leur mobilité, qui est fonction de leur solubilité dans les solutions :

- les éléments très solubles: calcium,cobalt,cuivre,magnésium,mobybdène,silicium et sodium. Leur solubilité élevée est liée à un degré d'ionisation important (corrélation inverse forte avec la résistivité des solutions). Cette solubilité a tendance à croître légèrement lorsque le pH des solutions augmente, au voisinage de la neutralité (coefficients de corrélation positifs avec le pH).
- les éléments peu solubles : aluminium, chrome, fer et titane. Le degré d'ionisation est faible et ils sont principalement présents dans les eaux sous forme de suspensions et d'hydrosols de complexes. Les teneurs ont tendance à croître, au contraire, lorsque le pH des eaux diminue à partir de la neutralité.
- les éléments intermédiaires, tantôt proches du groupe des éléments solubles (potassium, rubidium, strontium et vanadium), tantôt proches du groupe des éléments peu solubles (baryum, lithium, manganèse et nickel). Leur solubilité tend à croître dans le type d'arène où les teneurs initiales sont les plus faibles. Mais il se surajoute un second phénomène: pour deux éléments à propriétés géochimiques voisines dont l'un est présent en tant qu'élément majeur structural et l'autre en tant qu'élément en trace, l'élément en traces est moins mobile que l'élément majeur.

D'autre part l'étude de l'évolution des teneurs en fonction de la latitude et du temps indique que les éléments solubles voient leurs teneurs diminuer dans les eaux à la fin de la saison sèche et dans les régions septentrionales (diminution du drainage et augmentation de l'évaporation). Le comportement des éléments peu solubles est marqué par une tendance inverse.

: -

S

- 274 -

CHAPITRE IV

INTERPRETATION THERMODYNAMIQUE

1. TRANSFORMATIONS MINERALOGIQUES ET TENEURS DANS LES SOLUTIONS.

A. APPLICATION DE LA LOI D'ACTION DE MASSE AUX EQUILIBRES.

Les principes et lois de la thermodynamique sont susceptibles d'expliquer et de prévoir les transferts d'éléments entre les phases solides et les phases en solution. KORZHINSKII (1965) a ainsi montré comment des représentations graphiques logarithmiques des activités des éléments permettent de définir les domaines de stabilité d'espèces minérales qui réagissent en présence de solutions et de prévoir le sens et l'ordre des différentes réactions. Leur application aux processus d'hydrolyse et de néoformation, à température modérée, dans les arènes et nappes superficielles, a permis de trouver des interprétations satisfaisantes des phénomènes observés dans la nature. En ce qui concerne les réactions qui intéressent les arènes étudiées on peut citer entre autres travaux ceux de HELGESON (1968,1969), HELGESON et al. (1969,1970), TARDY (1969), TRESCASES (1973), FRITZ et TARDY (1973), TARDY et al.(1974).

La méthode de calcul et de représentation est basée sur un cas particulier de la loi de modération de Le Châtelier qui exprime qu'à température constante, l'augmentation (ou l'abaissement) de la concentration d'un constituant dans l'une des phases en équilibre provoque une transformation qui abaisse (ou augmente) cette concentration. Cette loi, appelée loi d'action de masse, comporte une expression moléculaire due à Guldberg et Waage et fait intervenir une constante d'équilibre (ou de dissociation). Les constantes d'équilibre relatives à un grand nombre de réactions d'hydrolyse de silicates et de formation de phyllosilicates sont connues par des mesures calorimétriques et de solubilisation. Des tableaux de valeurs concernant les faibles températures et pressions sont notamment donnés par GARRELS et CHRIST (1965), ROBIE et WALDBAUM (1968), HELGESON (1969).

La loi d'action de masse ne s'appliquant rigoureusement qu'à des solutions très diluées (ou des gaz parfaits) il est généralement nécessaire de corriger les concentrations en solution par des coefficients d'activité, propres à chaque phase et aux concentrations.

- 275 -

Dans le cas des solutions à force ionique inférieure à 0,1 ces coefficients d'activité peuvent être calculés au moyen de l'expression de Debye-Hückel. En outre, pour les électrolytes forts il est nécessaire de corriger la constante de dissociation en fonction de la dilution. Pour les électrolytes faibles le degré d'ionisation est peu différent de la racine carrée du coefficient de dissociation. De plus, les solutions sont au contact d'un nombre élevé de phases minérales, primaires ou secondaires et la prise en compte de l'ensemble des réactions de transformations (totales et pseudomorphiques), d'hydrolyses (totales ou partielles) et de néogenèse (à partir d'éléments dissous ou de structures héritées) fait appel à un nombre considérable de variables et d'équations. Il est également nécessaire de tenir compte des pressions partielles d'oxygène et de gaz carbonique, du potentiel d'oxydo-réduction, des variations de température et de concentrations (coefficients d'activité variables), du degré de perfection des réseaux cristallins. La représentation graphique de l'ensemble de ces équations par la méthode de Korzhinskii devient irréalisable et il est indispensable de recourir à des programmes de calculs électroniques.

La comparaison des réactions d'équilibre décrites par la loi d'action de masse avec les processus naturels montre qu'il est indispensable de préciser les limites de validité du modèle thermodynamique. En effet les eaux récoltées sont diluées par rapport aux solutions qui sont directement au contact des minéraux. Les concentrations et les pH et E_h mesurés dans les solutions drainantes peuvent différer de ceux qui caractérisent les solutions intracristallines et les eaux contenues dans les petits pores peu drainés. TRESCASES (1973,1974) a ainsi montré que les notions de confinement à l'échelle du milieu intercristallin et du milieu intracristallin doivent être considérées séparément. Les solutions échantillonnées peuvent également résulter de mélenges d'eaux d'arènes voisines, de composition différente, par suite de mouvements d'advection (ALLEGRE et MICHARD, 1973).

D'autre part il est utile de préciser la signification de la notion d'équilibre dans les processus d'interactions entre lithosphère et hydrosphère. HELGESON (1968) considère que les relations

- 276 -

d'équilibre décrivent l'état d'un système <u>avant ou après</u> qu'un processus géochimique se soit déroulé. Les réactions d'équilibre proposées ne représentent donc pas toujours les réactions effectives mais des états d'<u>équilibres partiels</u> vis-à-vis d'au moins un processus, mais hors d'équilibre vis-à-vis des autres (BARTON et al., 1963). Pour tenir compte des écarts par rapports aux équations d'équilibre HELGESON (1968, 1969) introduit la notion de <u>degré</u> <u>d'avancement</u> de la réaction en dérivant l'équation correspondant à la loi d'action de masse. En se plaçant dans le cadre des états d'équilibre partiels et en considérant séparément les diagrammes d'équilibres relatifs aux différents cations structuraux et à la silice, les diagrammes de Korzhinskii peuvent cependant fournir des indications précieuses sur les processus d'hydrolyse et de néogenèses compatibles avec les concentrations observées dans les eaux d'arènes.

B. LES DIAGRAMMES D'EQUILIBRE RELATIFS A LA SILICE, AU POTASSIUM, AU SODIUM, AU CALCIUM ET AU MAGNESIUM.

En ce qui concerne le potassium, le sodium et le calcium il a été fait appel aux réactions et constantes d'équilibres utilisées par TARDY (1969 et 1970) d'après des données de ROBIE et WALDBAUM (1968) et de KRAMER (1968) ramenées à 25°C. Pour les équilibres concernant le magnésium, les valeurs utilisées par TRESCASES (1973) ont été reprises. Les valeurs des constantes d'équilibre correspondantes sont valables pour des températures de 25°C. Les températures relevées dans les eaux du Sénégal Oriental oscillent entre 25 et 30°C environ (BLOT,1970), les eaux étant généralement les plus chaudes durant la saison sèche. Les constantes d'équilibre réelles à 30°C sont donc légèrement différentes de celles utilisées et les concentrations correspondant aux réactions représentées sur les diagrammes d'équilibre sont un peu différentes en saison sèche. Etant données les approximations faites sur les températures et les compositions des espèces minérales il apparaît inutile de corriger les concentrations par les coefficients d'activité (égaux à l'unité sur les diagrammes).

Les segments de droites figurant les réactions d'équilibres sur les diagrammes à coordonnées logarithmiques préconisés par HELGESON (1968), et correspondant aux figures 44<u>a</u>, <u>b</u>, <u>c</u> et <u>d</u>, représentent ainsi les bilans suivants :

microcline - kaolinite : $\log (K) + pH = -2,45 - 2 \log (H_A SiO_A)$ muscovite - kaolinite : log (K) + pH = + 4,52 albite-montmorillonite(Na) : 3(log (Na) + pH) = + 7,90 - 5 log (H₄SiO₄) : log (Na) + pH = + 0,93 - 2 log $(H_4 SiO_4)$ albite-kaolinite montmorillon.(Na)-kaolinite: log (Na) + pH = - 9,31 - 4 log (H_aSiO_4) anorthite-montmorill.(Ca) :3(log (Ca) + 2pH) = + 65,37+4 log (H_ASiO_A) : log (Ca)+ 2pH = + 16,41 anorthite-kaolinite montmorill.(Ca)-kaolinite : log (Ca)+ 2pH = - 15,70 - 8 log (H₄SiO₄) :1,78(log(Mg)+ 2pH) = + 29,8 -0,62 log(H₄SiO₄) péridot - nontronite avec $(p0_2) = 2'10^{-1}$ atm. $(\log(Mg) + 2pH) = + 28,22 - \log(H_4SiO_4)$ hydrolyse de péridot : $\log(Mg) + 2pH$ = + 11,4 - $\log(H_ASiO_A)$ enstatite serpentine :3(log(Mg)+ 2pH) = + 32,26 - 2 log (H_aSiO₄) $:3(\log(Mg) + 2pH) = + 19,3 - 4 \log(H_4SiO_4)$ talc :0,39(log(Mg)+2pH)= - 8,15 - 3,7 log (H₄SiO₄) nontronite

L'examen des diagrammes 44 apporte des enseignements intéressants. Ainsi les teneurs en silice (16 à 115 mg/litre) dépassent très nettement la limite de la solubilisation du quartz (6 mg/litre). La limite correspondant à l'équilibre feldspaths-gibbsite et kaolinitegibbsite étant encore plus faible (0,9 mg/litre de SiO₂), l'<u>absence</u> <u>totale de gibbsite</u> dans les arènes, même les plus dégradées, de la région étudiée trouve une explication thermodynamique. De nombreux échantillons d'eaux sont, par contre, proches du seuil correspondant à la silice amorphe (environ 130 mg/litre de SiO₂). Ces eaux saturées en silice peuvent ainsi provoquer facilement la formation de silicates à fortes teneurs en silice et de formes de silice pure ou hydratée, de gels ferro-siliciques. Cette silice amorphe peut évoluer ultérieurement en quartz par vieillissement.

Deux groupes d'échantillons d'eaux s'individualisent sur l'ensemble des quatre diagrammes d'après leur position par rapport aux domaines de stabilité, d'une part de la kaolinite, d'autre part des

- 278 -



.

•



.

uite

phyllites smectitiques.

a. Les eaux en équilibre avec les kaolinites et les hydroxydes de fer

Les échantillons situés dans le domaine de stabilité de la kaclinite (échantillons 1-8-9-26-27-28-29-32-34-37-38-39-40-44-57-58-60 et les eaux de fleuves Gambie-"Mako" et Falémé-Alinnguel") correspondent également aux conditions de stabilité des hydroxydes de fer (diagramme 44d). L'étude des matériaux kaoliniques a montré cette association systématique avec les hydroxydes et oxydes de fer secondaires, plus ou moins hydratés, et cette association s'est révélée d'autant plus stable que les deux produits de néogenèses peuvent constituer des empilements ordonnés ou désordonnés relativement résistants aux agents chimiques (FRIPIAT et GASTUCHE, 1952).

Les teneurs en cations et les valeurs du pH de ces eaux sont systématiquement plus faibles que pour les eaux du groupe suivant. On peut noter que les teneurs en silice recoupent partiellement la gamme relative au deuxième groupe. Cependant le centre de gravité du nuage de points figuratifs se situe vers 30 mg/litre alors que pour l'autre groupe il se place vers 60 mg/litre. D'autre part, bien que les deux groupes d'eaux comprennent indifféremment des échantillons issus d'arènes granitiques et gabbroïques, le groupe kaolinique est constitué pour une plus grande part (65%) d'eaux issues d'arènes granitiques. Les observations de terrain et les études minéralogiques confirment cette plus grande fréquence de néogenèses kaoliniques dans les arènes granitiques.

b. Les eaux en équilibre avec les smectites.

Les diagrammes 44 montrent que 49 échantillons et un prélèvement de la Falémé (Nienoko) sont en équilibre avec, d'une part, les phyllites smectiques formées à partir des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens et, d'autre part, les kaolinites issues de la transformation directe de l'ensemble des feldspaths (le sous-groupe inférieur seulement est intéressé par cette transformation du microcline). Dans le premier groupe les kaolinites proviennent à la fois de la transformation directe des feldspaths et celle, secondaire, des montmorillonites.

La seconde partie a montré l'importance de l'édifice vermi-... culitique dans les filiations minéralogiques en tant que maillon entre les silicates primaires et la structure montmorillonite, illite ou kaolinite. Les équations d'équilibre relatives aux vermiculites n'ont pas été abordées dans les études thermodynamiques antérieures. Les énergies libres de réaction et les droites des réactions d'équilibres sur les diagrammes de Korzhinskii doivent se situer entre les données relatives à la formation des silicates primaires et la transformation de ceux-ci en smectites. Par contre la transformation vermiculites-kaolinites doit se situer, en se basant de même sur le critère de l'ordre des réactions, entre la transformation silicates-kaolinites et la transformation montmorillonites-kaolinites. De plus, les observations microscopiques ont montré que les épidotes se forment au sein des plagioclases dans les mêmes conditions physico-chimiques que les chlorites et les vermiculites à partir des silicates ferromagnésiens. Par ailleurs, TARDY et al. (1974) ont établi que la présence de fer ferrique dans les phyllosilicates induit un équilibre avec des solutions d'autant plus diluées (silice et cations) qu'ils sont plus riches en fer. L'analyse chimique ayant démontré que les montmorillonites des faciès basiques peuvent être ferrifères (beidellites-nontronites) dans les arènes étudiées, le domaine de stabilité des smectites peut être légèrement étendu vers les faibles concentrations sur les figures 44. Certaines eaux du groupe précédent dont le point figuratif est proche de la limite smectites-kaolinites sont ainsi susceptibles de ne pas provoquer de dégradation des smectites ferrifères.

Les eaux les plus chargées en silice et en cations sont situées dans les domaines d'équilibre de certains silicates, ou à proximité de la limite d'équilibre avec les phyllosilicates. Les eaux intragranulaires, plus concentrées que les eaux de circulation dans les pores récoltées, peuvent ainsi être en équilibre avec les feldspaths (principalement le microcline), les micas, les serpentines. Il peut en résulter des néogenèses à basse température de silicates du type de ceux décrits dans les transformations du premier degré.

- 280 -

2. AUTRES MODES DE REPRESENTATION GRAPHIQUE.

Les calculs nécessités par l'établissement des diagrammes 44 montrent que les valeurs des concentrations en potassium, sodium, calcium et magnésium ont une influence relativement faible par rapport aux ordres de grandeur des pH. Ce caractère est encore accru lorsque les teneurs en silice sont élevées: le domaine de neutralité reporte dans ce cas tous les points figuratifs des eaux dans le secteur d'équilibre avec les minéraux de type montmorillonite. Pour illustrer cette propriété un diagramme ayant pour coordonnées les teneurs en silice et les valeurs du pH des eaux (figure 45) a été établi. Les équations d'équilibre des minéraux ont été représentées sur ce diagramme en prenant des concentrations moléculaires cationiques égales à l'unité (log c = O). On retrouve effectivement les groupes d'eaux précédents avec, en outre, une subdivision du groupe montmorillonitique: quatre échantillons (16-23-24-25 et la prise de la Falémé-Nienoko) se révèlent davantage en équilibre avec les silicates primaires qu'avec les phyllites secondaires.

D'autres systèmes de coordonnées peuvent illustrer l'existence des deux domaines d'eaux dont la discrimination a été établie à partir des critères thermodynamiques exposés ci-dessus. Ainsi la résistivité des eaux fournit des indications (en raison inverse) sur la charge ionique des solutions. Les coordonnées <u>résistivités</u> et <u>SiO</u> traduisent sous une autre forme les graphiques précédents, 44 et 45. La figure 46, correspondante, montre en outre un fait intéressant: la limite entre domaine kaolinique pur et domaine montmorillonitique-kaolinique s'observe pour des valeurs plus faibles, à teneurs en silice égales, de la résistivité dans les eaux d'arènes gabbroïques que dans les eaux d'arènes granitiques.

Le diagramme 47 indique la limite entre les deux domaines de néogenèses avec les coordonnées résistivités et pH. Cette représentation comporte un intérêt pratique. En effet les deux valeurs physiques utilisées peuvent être mesurées aisément sur le terrain et permettent un diagnostic rapide, en l'absence d'analyses chimiques, sur la nature des paragenèses des matériaux drainés par les échantillons d'eaux récoltés.

3. CONCLUSIONS.

La répartition des points figuratifs des eaux d'arènes sur les diagrammes d'équilibres montre que celles-ci correspondent à deux groupes principaux. Les eaux les moins chargées sont de nature monosiallitique: les transformations des silicates primaires et des smectites, ainsi que les néogenèses, produisent des kaolinites et des hydroxydes de fer. Les eaux les plus riches en cations et en silice sont en équilibre avec les smectites (bisiallitisation) mais les feldspaths peuvent donner naissance à des kaolinites en l'absence de relais phylliteux de type 2:1.



.





CHAPITRE V

LES EAUX DE FLEUVES

đ

Les trois échantillons d'eaux recueillis dans la Gambie (Mako) et dans la Falémé (Alinnguel, Nienoko), durant la saison sèche, ont une charge globale relativement faible (résistivités élevées). Ces échantillons se classent néanmoins dans les limites relatives aux eaux d'arènes sur les graphiques étudiés précédemment.

Ainsi les points figuratifs des deux eaux de la Falémé sont situés dans le domaine des eaux gabbroïques alors que l'échantillon de la Gambie se révèle d'origine granitique (figure 39).

Dans les diagrammes d'équilibres des figures 44 les deux échantillons Alinnguel (Falémé) et Mako (Gambie) se placent dans le domaine d'équilibre de la kaolinite alors que l'échantillon Nienoko (Falémé) est invariablement situé dans le domaine d'équilibre des phyllites gonflantes (montmorillonites-nontronites). Durant la saison sèche, tandis que le ruissellement superficiel et les apports des affluents sont taris, l'alimentation des fleuves se révèle ainsi assuré par les nappes d'arènes fortement chargées en éléments dissous. Ces eaux de fleuves sont alors susceptibles d'alimenter des néogenèses de phyllites (kaolinites et smectites). Par contre, la limpidité des échantillons d'eaux recueillis et l'absence de dépôt sur les filtres semblent montrer que le transport d'éléments en suspension est réduit au cours de la saison sèche.

Il n'est évidemment pas possible d'esquisser un bilan des exportations à l'échelle des bassins versants. Les informations obtenues à l'aide des trois échantillons analysés montrent cependant que les eaux de fleuves reflètent, en saison sèche, la composition des eaux d'arènes. Les nappes phréatiques proches des thalwegs peuvent donc voir leur volume diminué par drainage aval aussi bien que par évapotranspiration sur place. D'autre part des néogenèses de phyllites silicatées peuvent être obtenues à partir des éléments dissous dans les eaux de fleuves, du moins en saison sèche. Ces néogenèses peuvent alimenter les dépôts fluviatiles et les sédiments marins, concurremment avec les phyllites déplacées en suspension.

CONCLUSIONS.

L'étude de la composition des eaux a permis de montrer que, mis à part le potassium, il n'eet pas possible de relier directement les concentrations des éléments dans les eaux aux teneurs dans les arènes aquifères. Par contre, l'étude statistique des liaisons entre les teneurs dans les deux familles d'eaux, granitique et gabbroïque, a précisé les mobilités relatives et a débouché sur une classification basée sur le degré de solubilité des différents éléments. Les éléments très solubles dans les deux familles d'eaux sont : le calcium, le cobalt, le cuivre, le magnésium, le molybdène, le silicium et le sodium. Les éléments peu solubles (aluminium, chrome, fer et titane) sont en grande partie présents sous forme de suspensions dans les eaux. Les éléments à comportement intermédiaire entre les deux groupes précédents sont généralement plus solubles lorsque les teneurs initiales dans l'arène sont plus faibles. Les teneurs relatives aux éléments solubles montrent une tendance vers la décroissance en fin de saison sèche et dans les zones méridionales. Un comportement inverse se dessine pour les éléments peu solubles.

Les considérations thermodynamiques ont permis de définir les domaines potentiels d'équilibres avec les principales structures minérales. Un nombre important d'échantillons est caractérisé par des teneurs élevées en silice et en cations. Des néogenèses de silice plus ou moins anhydre sont ainsi possibles, ainsi que des néogenèses de microcline (figure 44a). Deux groupes d'eaux se distinguent assez nettement. D'une part les eaux fortement chargées en silice et en cations sont en équilibre avec les smectites. D'autre part les eaux peu chargées sont en équilibre avec la kaclinite et les hydroxydes de fer. La distinction de ces deux groupes d'eaux peut être obtenue à partir de mesures de résistivités et de pH.

Les processus météoriques actuels peuvent donc aboutir à une kaolinisation des arènes, aussi bien granitiques que gabbroïques. L'étude des arènes, seule, ne permet pas de résoudre de façon certaine ce problème. En effet, l'étude géomorphologique tend à lier

- 284 -

les arènes kaoliniques, du moins celles qui sont épaisses, à des épisodes antérieurs plus humides. Les profils kaoliniques peu épais et les niveaux kaoliniques superficiels, coiffant des profils montmorillonitiques, pourraient constituer des bases de profils kaoliniques, anciens, épais, dont les niveaux supérieurs ont été décapés par l'érosion. Cette dernière explication peut être retenue pour des profils peu épais dont le paramètre d'évolution \underline{d}_i est élevé (supérieur à 10 mètres). En revanche, l'existence d'eaux en équilibre, actuellement, avec la kaolinite et les hydroxydes de fer confirme que les arènes peu épaisses, et dont le paramètre d'évolution \underline{d}_i est compris entre 7 et 10 mètres, s'individualisent bien sous le climat actuel.

CINQUIEME PARTIE

.....

LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

CHAPITRE I

LES SOLS
1. REPARTITION REGIONALE.

Les travaux de cartographie pédologique régionale, au 1:200.000°, menés par CHAUVEL (1967), KALOGA (1966) et PEREIRA-BARRETO (1966), ainsi que deux études plus localisées faites par BEYE (1964) et BALDENSPERGER (1965), montrent que les différents types de sols sont étroitement dépendants de la nature pétrochimique des formations du socle cristallin et de leur situation géomorphologique. Ces deux paramètres peuvent être indépendants l'un de l'autre, mais ils sont plus fréquemment liés par suite de l'influence de la nature du substratum géologique sur le développement du modelé. Les études pédologiques citées recoupent les observations personnelles et permettent d'établir une esquisse des relations avec les faciès pétrographiques et les données du paysage.

- 287 -

A. LES SOLS A KAOLINITE DOMINANTE.

L'étude des arènes a montré que les matériaux dans lesquels les phyllosilicates de type l:l prédominent dans la phase limoneuse et argileuse résultant principalement de processus qui se sont poursuivis durant un laps de temps élevé pendant des périodes antérieures sensiblement plus humides et, ou, comportant une saison sèche moins individualisée. Ces matériaux ont été généralement conservés à la faveur de la protection d'une coiffe cuirassée. Ils constituent des buttes en relief sur les massifs basiques et des plateaux sur les massifs granitiques. C'est dans ces zones que s'individualisent les sols à kaolinite. Les mécanismes d'érosion et de colluvionnement à l'aval peuvent enrichir également les horizons superficiels environnants en kaolinite et gravillons ferrugineux, mais leur effet apparaît limité à quelques dizaines ou une centaine de mètres d'extension comme le montre l'étude des minéraux denses dans les zones limitrophes entre massifs de composition différente. D'autre part on peut noter une dégradation des phyllites smectitiques en kaolinites au sommet des arènes et dans les sols des sites bien drainés. L'étude des équilibres dans les eaux phréatiques a montré que ce mécanisme est bien actuel. Cette transformation est néanmoins partielle et il en résulte un mélange de phyllites smectitiques et kaoliniques comme dans le cas des profils amont du versant A. (étudié dans la troisième partie).

Les sols correspondants sont de type intermédiaire (sols bruns eutrophes).

a. Les sols ferrugineux tropicaux.

Leur répartition coincide avec les pentes des buttes-témoins et les surfaces tabulaires. L'arène épaisse ancienne a été conservée, mais débarrassée de sa couverture cuirassée, dont des témoins abondants constellent l'ensemble du sol : graviers ferrugineux, débris de quartz et de cuirasse. La macroporosité et la microporosité des horizons sont très élevées, les minéraux primaires résiduels sont rarissimes, la capacité pour l'eau et la capacité d'échange cationique sont faibles, la matière organique est fortement minéralisée.

b. Les sols peu évolués d'érosion

Sur les pentes très fortes des buttes-témoins (généralement à l'amont de la rupture de pente) l'érosion peut provoquer l'élimination d'une partie importante des particules fines et donner naissance à des lithosols et régosols peu profonds où les débris de cuirasse et de quartz sont prépondérants en volume. On peut y rattacher également les sols gravillonnaires qui se développent sur les surfaces cuirassées ameublies. Le démantèlement libère les parties les plus indurées sous forme de gravillons et les fractions fines kaolinitiques des parties moins imprégnées initialement par le fer.

c. Les sols ferrugineux hydromorphes (°)

Le long des axes alluviaux et dans les zones dépressionnaires des plateaux kaolinisés les conditions de drainage médiocre peuvent superposer à la structure initiale, lâche et poreuse, une structure moyenne à fine, avec alternances de plages réduites et oxydées (gleyification).

C'est dans ces zones que peuvent jouer les mécanismes d'illuviation et de montmorillonitisation par transferts obliques et verticaux des cations (BOCQUIER, 1970 et 1971, BOULET, 1972 et 1974).

(°) : terme employé dans les légendes des cartes pédologiques au 1: 200 000°. B. LES SOLS A MONTMORILLONITE DOMINANTE.

Les arènes évoluant sous les conditions climatiques actuelles sur les massifs cristallins non recouverts par un manteau kaolinique antérieur, soit par suite d'une déflation importante, soit par l'absence préalable de ce manteau, conduisent essentiellement à l'édification de phyllites de type 2:1, et principalement de montmorillonites.

D'autre part la proportion élevée d'autres silicates primaires et secondaires résiduels (ferromagnésiens, feldspaths, épidotes, micas, vermiculites, illites) peut constituer une source importante en cations susceptibles d'alimenter des néogenèses de montmorillonites. Les sols dérivés de ces arènes possèdent ainsi des propriétés de gonflement et d'échanges ioniques spécifiques.

a. Les vertisols.

Dans les zones planes, à faible pente, et dans les zones de thalwegs, où le drainage des matériaux est modéré, les minéraux montmorillonitiques sont en équilibre avec les eaux drainantes comme l'ont montré les diagrammes thermodynamiques. Les fortes teneurs en montmorillonites confèrent à ces sols une porosité faible et une cohésion élevée. Les alternances d'humectation et de dessiccation provoquent des mouvements internes importants (déplacements linéaires et rotations visibles à l'examen microscopique) avec notamment la formation en saison sèche, de prismes et de fentes de retrait typiques. La richesse minérale est importante et la capacité d'échange est élevée. La matière organique est minéralisée très lentement. CHAUVEL (1967) entrevoit un rôle stabilisateur des minéraux smectitiques à l'égard de la matière organique. Comme celle-ci intervient également dans la fixation de nombreux éléments en traces, l'importance des phyllites smectitiques dans la fixation par adsorption des métaux s'avère renforcée dans les horizons pédologiques.

b. Les sols bruns eutrophes.

Cette catégorie de sols constitue un terme de passage entre les sols typiquement montmorillonitiques et les sols ferrugineux kaoli-

niques. La composition de la fraction fine comporte un mélange de montmorillonites, de kaolinites, d'illites, de quartz, en proportions assez variables. La présence de montmorillonites confère à ces sols une partie des propriétés des vertisols: compacité, structuration en prismes (moins affirmée, même en saison sèche), capacité d'échanges, richesse minérale et en matière organique. D'autre part la présence de kaolinite, associée à des hydroxydes et oxydes de fer, est à l'origine de la coloration de tendance rougeâtre (brunolive à brun-rouge, brun-chocolat pour les sols dérivant de massifs ultrabasiques), intermédiaire entre la couleur des vertisols (vertolive) et des sols ferrugineux (teintes rouges).

Les sols bruns eutrophes s'individualisent selon deux mécanismes convergents qui conduisent à la formation d'un mélange montmorillonites-kaolinites. Dans le premier cas l'arène sous-jacente comporte déjà un mélange de ces deux types de phyllites etla pédogenèse ne modifie pas fondamentalement leurs proportions relatives: c'est le cas des profils de bas de pente du versant B ou des profils du plateau de Boundou Dioé. Dans le second cas les horizons pédologiques conduisent, grâce à un drainage favorable, à la dégradation partielle des phyllites smectitiques de l'arène sous-jacente et à la genèse concomittante de kaolinites. Ce cas est représenté par les profils amont du versant A; il peut être décrit sur un grand nombre de pentes de massifs dioritiques à gabbroïques non recouverts par un manteau kaolinique hérité, lorsque les pentes fortes induisent un drainage intense dans les horizons pédologiques.

c. Les sols halomorphes.

Au nord d'une latitude d'environ 13°25' les vertisols des zones planes (plaines et plateaux) sur socle cristallin font place, localement, à des sols à structure halomorphe, dégradée. La structure prismatique des vertisols est remplacée par une structure en colonnettes qui apparaît liée à une richesse du complexe absorbant en sodium, potassium ou magnésium. Le rôle du <u>sodium</u> est prépondérant et il représenter peut plus de 40% de la capacité d'échange totale (KAOLOGA,1966 -PEREIRA-BARRETO, 1966).

1.

Les phyllites smectitiques sont dominantes dans les fractions fines sur la kaolinite. Comme pour les vertisols, la présence de nodules calcaires peut localement attester de conditions de drainage médiocres.

La présence exclusive de ces sols dans les latitudes septentrionales peut refléter un seuil d'ordre pédogénétique; comme le sodium joue un rôle prépondérant dans l'élaboration des caractères morphologiques correspondants, cet élément pourrait être moins exporté lorsque la pluviosité est inférieure à 1000 m environ. Par contre l'étude des eaux d'arènes, en saison sèche, n'a pas mis en évidence un gradient homologue pour le sodium.

2. RELATIONS ENTRE SOLS ET ARENES.

Les critères macromorphologiques de distinction entre les matériaux des arènes d'altération et les horizons pédologiques donnent des limites plus ou moins nettes selon la nature pétrochimique du substratum. La disparition du réseau de plans de diaclases du substratum est généralement brutale dans le cas des faciès gabbroïques alors qu'elle s'avère plus progressive dans le cas des faciès granitiques à dioritiques, qui comportent une proportion élevée de minéraux primaires résiduels (quartz, feldspaths potassiques, muscovites). La restructuration superficielle s'accompagne en règle générale de rubéfactions, de nodulations ferrifères et calcitiques et d'un accroissement de la macroporosité, en liaison avec les canalicules racinaires et biologiques. Bien que les processus pédogénétiques n'affectent pas fondamentalement les paramètres de la distribution régionale de la plupart des éléments, la limite macromorphologique entre l'arène et le sol coïncide habituellement avec une rupture marquée de la pente de la droite représentative de la variation du logarithme de l'indice d'altération i en fonction du carré de la distance à la roche saine. La pente relative aux horizons du sol est fréquemment plus forte que pour l'arène sous-jacente, marquant ainsi une progression plus forte des processus d'élimination du magnésium et du sodium et un enrichissement relatif ou absolu plus marqué pour l'aluminium, le fer et le titane.

Cette modification de dynamique semble imputable à l'augmentation brutale de la macroporosité qui permet des transferts plus importants grâce à l'augmentation des débits des solutions drainantes.

L'analyse macroscopique est confirmée par les observations microscopiques faites sur les lames minces de nombreux sols (deuxième partie : les transformations du trosième degré). L'étude micromorphologique a notamment montré que la restructuration pédologique efface à peu près totalement l'architecture héritée de la répartition originelle des minéraux feldspathiques et ferromagnésiens. Elle a montré, en outre, le rôle joué par les formes secondaires, hydratées, du fer dans la formation d'agrégats argileux et de domaines orientés à l'intérieur de ces agrégats ou à leur surface.

3. INFLUENCE DU SUBSTRATUM.

Pour l'ensemble des sols développé sur le socle cristallin l'influence du modelé apparaît prédominante pour la répartition des types présentées ci-dessus. Mais les paramètres géomorphologiques sont étroitement imbriqués avec les données historiques et pétrochimiques. En effet, les massifs granitiques coïncident avec des zones relativement planes et basses par rapport aux massifs dioritiques et gabbroïques. Selon l'importance de la couverture kaolinique antérieure, les massifs granitiques donnent généralement naissance à des sols ferrugineux tropicaux et des vertisols alors que les zones plus basiques sont le domaine des sols bruns eutrophes, des vertisols et localement des sols halomorphes. Cette distinction globale recouvre, en fait, des termes de passage nombreux; ainsi des massifs granitiques à minéraux ferromagnésiens abondants peuvent être à l'origine de sols bruns eutrophes (Boundou Dioé- 1 et -2). Les difficultés d'appréciation de l'importance des altérations anciennes compliquent encore cette distinction.

Une étude locale de BLOT et LEPRUN (1973) fait entrevoir la complexité des mécanismes de différenciation qui peuvent intervenir. De part et d'autre du contact entre deux faciès pétrochimiques différents s'individualisent deux sols distincts dont la ligne de séparation passe par l'aplomb du contact des deux faciès. L'amphibolite à chlorite et épidote donne naissance à un vertisol à nodules calcaires

- 292 -

et le faciès contigu à hornblende, pyroxènes, microcline et quartz abondant est surmonté par un sol brun eutrophe, moins épais que le vertisol. Les deux auteurs envisagent deux mécanismes différentiels pour expliquer les deux types de pédogenèse à partir de roches relativement proches par leur composition et soumises au même processus de drainage externe (plaine). Quelle que soit l'explication retenue, cet exemple illustre clairement l'influence potentielle des compositions minéralogiques et chimiques des différentes roches du socle cristallin sur les processus pédologiques (lithodépendance). Dans l'exemple cité la lithodépendance se révèle strictement verticale, à l'échelle du mètre. D'autres observations relatives à des profils disposés en lignes et recoupant des limites pétrographiques montrent que les horizons de sols ont une étroite parenté avec les arènes et les roches saines sous-jacentes (similitude des minéraux résiduels et des débris de roche), à l'exception toutefois de l'horizon superficiel. Du moins les déplacements mécaniques horizontaux ne semblent pas dépasser l'ordre de grandeur de l'espacement des profils (quelques dizaines à une centaine de mètres). Néanmoins il peut exister des migrations latérales par solutions vraies ou hydrosols dans les eaux phréatiques ou superficielles. C'est pour tester leur importance que des analyses statistiques ont été effectuées sur les données concernant les éléments majeurs et en traces.

4. DONNEES GEOCHIMIQUES.

:1

A. LES PARAMETRES DES DISTRIBUTIONS DES TENEURS.

Les valeurs des fonds géochimiques pour les différents éléments en traces, représentées par les moyennes géométriques des teneurs dans les roches, les arènes et les sols (tableau 24a), indiquent que les processus de pédogenèse n'influent que faiblement sur l'ensemble des concentrations. L'écart relatif le plus fort concerne le strontium, très intensément éliminé dans les sols sur granites et sur diorites. Pour chaque famille pétrochimique les classements des valeurs des fonds sont à peu près identiques dans les roches, les sommets des arènes et les sols (horizon situé à la profondeur de 50cm). D'autre part en considérant pour chaque élément le classement des trois valeurs relatives aux trois familles pétrochimiques on constate que, sauf pour le strontium, la répartition demeure inchangée dans les roches,

les arènes et les sols.

Pour ce qui concerne le sens de la variation des teneurs entre le sommet de l'arène et les sols on retrouve également une conclusion antérieure déduite de la dynamique dans les arènes : les éléments qui sont enrichis systématiquement, dans les trois familles de profils, sont les éléments peu solubles qui sont susceptibles de coprécipiter avec les oxydes et hydroxydes secondaires de fer et de manganèse (chrome, nickel, vanadium, zirconium) ou dont les minéraux-hôtes initiaux sont particulièrement résistants à l'altération. Par contre, les éléments solubles ou moyennement solubles (baryum, lithium, strontium) sont faiblement exportés hors des profils ou repris, partiellement dans les édifices secondaires (phyllosilicates, carbonates, hydroxydes). Comme les phénomènes d'échange et d'adsorption jouent un rôle important dans ce type de piégeage on retrouve les distorsions de comportement relevées précédemment: la fixation apparaît relativement plus importante dans les profils correspondant à la famille pétrochimique où l'élément est moins concentré initialement. Ainsi le cobalt et le cuivre ont des taux d'enrichissement, entre les sols et les roches, plus importants dans les sols des massifs granitiques alors que les teneurs initiales y sont les plus faibles. Inversement, le baryum et le strontium sont enrichis dans les sols sur massifs gabbroïques, où les teneurs initiales sont basses, et appauvris dans les sols sur massifs granitiques, où les teneurs initiales sont nettement plus fortes.

La comparaison des valeurs des écarts-types, relatifs à un modèle log-normal de distributions, montre que les ordres de grandeur ne sont pas affectés par les processus pédogénétiques (tableau 24b). Les deux types de classements des valeurs (roche-arène-sol pour les trois familles pétrochimiques et valeurs relatives à l'ensemble des éléments pour chaque colonne verticale du tableau 24b) sont globalement invariants, les distorsions recoupant celles relevées pour les moyennes géométriques. On peut en déduire que les distributions initiales sont à peu de choses près intactes à la profondeur de 50 cm, dans les sols. Les migrations latérales et obliques ont donc une influence plus faible que la lithodépendance verticale. Les différents mécanismes de piégeage superficiels induisent ainsi des teneurs finales sensiblement proportionnelles aux teneurs initiales.

B. LES COEFFICIENTS DE CORRELATION DE RANG ENTRE LA DISTRIBUTION DANS LES NIVEAUX NON ALTERES ET LES NIVEAUX DES SOLS.

Les conclusions précédentes s'appuient sur des comparaisons de données globales concernant les sols individualisés sur des formations gabbroïques, dioritiques et granitiques pris dans leur ensemble. Une étude antérieure (BLOT, PION et WACKERMANN, 1973), citée dans la troisième partie, a permis de dresser des tableaux de coefficients de corrélation de rang entre les classements des teneurs, pour chaque élément dosé, d'une part dans les niveaux sains et d'autre part dans différents niveaux. Cette étude s'appuie sur les teneurs dans 81 profils du Sénégal Oriental et de Haute-Volta. La profondeur movenne des sols étant de l'ordre de 1,5 à 2,0 mètres, la prise en compte des coefficients de corrélation relatifs aux horizons superficiels et des horizons situés à - 0,5, - 1,0, - 1,5 et - 2,0 mètres montre que seuls les horizons superficiels présentent des corrélations faibles ou nulles pour les éléments traces. Pour le lithium le coefficient relatif à l'horizon de surface est presque nul. En ce qui concerne le chrome et le zinc les coefficients sont compris entre les seuils des limites significatives pour des probabilités de 0,01 et 0,001. Comme le lithium et le chrome sont fortement fixés dans des espèces minérales primaires résistantes (muscovites, spinelles) l'abaissement des coefficients de corrélation peut être à la fois dû à des apports mécaniques superficiels et à une concentration relative, résiduelle. Les données analytiques concernant le zinc s'avèrent peu précises et non reproductibles.

Pour l'<u>aluminium</u> les coefficients sont à peu près nuls dans les trois niveaux superficiels (O à 1 mètre de profondeur). L'accroissement relatif des teneurs en aluminium est généralement très élevé dans les sols. Il peut expliquer l'absence de corrélation visà-vis des teneurs dans la roche originelle. Inversment, le <u>sodium</u>, intensément évacué dans les sols, présente des coefficients faibles

- 295 -

car les teneurs résiduelles tendent vers une répartition aléatoire, d'autant plus que ces teneurs sont de l'ordre de grandeur des limites inférieures du dosage.

Comme l'éventail des sols intéressés par les calculs des coefficients de corrélation de rang est très large (sols kaoliniques et smectitiques, exclusivement sur substratum cristallin et excluant les formations alluviales et les sols gravillonnaires sur cuirasses) on peut en conclure qu'à la profondeur de 50 cm, et plus, les horizons pédologiques fournissent une image significative (au seuil de probabilité 0,001) de la répartition des éléments traces dans le substratum. Il en résulte que, mis à part certains horizons superficiels, les teneurs en éléments traces ne sont guère influencées par des transferts latéraux, mécaniques ou par des solutions. Il ressort d'autre part que les auréoles de dispersion éventuelles, par voie mécanique ou hydrochimique, autour des corps minéralisés doivent avoir une extension latérale très limitée (quelques dizaines à une centaine de mètres). L'influence des processus de surimposition latérale s'avère faible par rapport aux processus de fixation à vecteurs verticaux.

5. CONCLUSIONS.

Quels que soient les processus invoqués pour expliquer la genèse des structures pédologiques rencontrées, le trait fondamental réside dans la dépendance minéralogique et chimique vis-à-vis de la roche originelle. Cette dépendance est néanmoins modulée par les transformations, actuelles ou héritées, qui opèrent dans les arènes. La modulation est principalement liée à la topographie. A ces transformations se surajoutent des phénomènes de microdivision, qui accroissent les possibilités d'échanges et d'accrétion, qui, en augmentent la cohésion. Par ses formes amorphes ou cristallisées d'hydroxydes et d'oxydes hydratés, le fer joue un rôle prépondérant dans les restructurations pédologiques.

Du point de vue géochimique, la conclusion essentielle réside dans la proportionnalité entre les teneurs des éléments traces dans les horizons pédologiques (à partir de 50 cm de profondeur pour l'éventail des éléments analysés) et les teneurs des niveaux profonds. Les formes de piégeage à résultante verticale se révèlent ainsi prépondérantes par rapport aux apports latéraux, et notamment aux auréoles de dispersion.

CHAPITRE II

LES NIVEAUX CUIRASSES

Ĵ,

1. CARACTERES GENERAUX DU CUIRASSEMENT.

L'importance des niveaux cuirassés dans l'évolution du modelé a été analysée précédemment (première partie). Le propos de cette nouvelle approche est de tenter d'esquisser un schéma des différents processus qui peuvent concourir à la genèse de ces formations à partir de données minéralogiques, structurales et chimiques.

Le caractère fondamental et invariant réside dans une concentration importante d'oxydes et d'hydroxydes de fer dans un matériau essentiellement kaolinitique (teneurs pondérales en fer supérieures à celles des roches cristallines). La dureté et la cohésion élevées sont une conséquence de cette association minéralogique. En effet les observations personnelles faites à l'occasion de fonçages de puits à travers des surfaces cuirassées ou à leur pied ont montré que les matériaux enterrés formés de kaolinites associées à de fortes teneurs en fer sont relativement meubles et malléables à l'état humide. L'exposition des parois des puits à l'air extrêmement sec et au soleil provoque un durcissement très marqué au bout de quelques semaines, en saison sèche. En effet, durant cette saison, l'humidité de l'air est pratiquement nulle dans la journée et les températures au sol peuvent atteindre, voire dépasser 80°C. Ce processus, qui s'apparente à la formation de la céramique, se surajoute au phénomène de cimentation du matériau par l'adjonction des différentes formes amorphes ou cristallisées du fer.

Les autres constituants (minéraux résiduels comme le quartz et les muscovites ou les phyllosilicates secondaires) ne jouent aucun rôle actif. Ils peuvent même constituer des handicaps pour la cohésion s'ils sont en forte proportion. On obtient dans ce cas des "carapaces", relativement friables (cas des niveaux indurés sur granites à muscovites ou sur séricitoschistes) comme lorsque les teneurs en fer sont trop faibles (moins de 20-25% de Fe₂0₃). Dans les matériaux à phyllites smectitiques dominantes la fixation du fer apparaît limitée à des teneurs relativement faibles. Elle se fait, principalement, sous forme de ségrégations noduleuses ou sous forme de filonnets et de géodes.

L'analyse diffractométrique des matériaux cuirassés sous-estime généralement les proportions des phyllites de type l:l (ainsi que des autres minéraux résiduels ou secondaires) alors que les diagrammes d'analyse thermique différentielle confirment la présence de fortes quantités de minéraux kaolinitiques. CHAUVEL (communication orale et mémoire en cours de rédaction) a pu montrer que les pics de diffraction des minéraux kaolinitiques apparaissent après une déferrification préalable. Une partie des produits ferrifères masque ainsi la structure interne du réseau des kaolinites en formant une pellicule autour des minéraux et des agrégats de minéraux. ALEXANDER et CADY (1962) ont montré que ce film, amorphe, est plus stable et moins soluble que les oxydes et hydroxydes de fer cristallisés...Ces derniers sont moins solubles que les masses d'oxydes et d'hydroxydes amorphes ou cryptocristallines non pelliculaires. Les deux auteurs estiment, d'autre part, que les matériaux les plus favorables à un durcissement important sont ceux qui comprennent de fortes teneurs en goethite très finement cristallisée ou non cristallisée (limonite) et un excès de fer par rapport au potentiel d'adsorption des surfaces des kaolinites présentes. Les matériaux cuirassés témoignent ainsi d'une trcisième forme d'association entre la kaolinite et le fer, par rapport aux assemblages ordonnées et désordonnés, décrits par FRIPIAT et GASTUCHE (1952), dans lesquels la répartition des charges des kaolinites joue un rôle prépondérant. Une quatrième forme d'association peut être envisagée, mais qui est mineure au point de vue des teneurs globales dans les cuirasses : la substitution par Fe²⁺ et Fe³⁺ d'une partie des atomes de silicium et d'aluminium dans le réseau de la kaolinite. Les recherches n'ont pas encore parfaitement éclairci la réalité de ces remplacements mais les propriétés réticulaires et atomiques s'y prêtent, comme dans le cas des autres phyllosilicates.

Les oxydes de fer peuvent être remplacés plus ou moins partiellement par les oxydes de manganèse. Cependant la région étudiée ne recèle que très localement, et sans intérêt minier, des faciès de cuirasses riches en manganèse (à Kenieba, communication d'A. BLOT, et à Mamakono, observations personnelles).

- 300 -

2. DONNEES MICROMORPHOLOGIQUES.

L'étude microscopique révèle l'existence de domaines à texture et structure nettement différenciées. L'importance volumique, relative, de ces domaines varie d'une cuirasse à l'autre, mais leur présence est constante.

A. LES DOMAINES LACHES ET CLAIRS.

Leur couleur varie du beige, jaune, orange au violet clairs. La trame est principalement cryptocristalline. L'étude diffractométrique et les tests de coloration (VATAN, 1958 - MAILLARD, 1965) indiquent que ce matériau est essentiellement kaolinique: La coloration claire est due à de faibles teneurs en hydroxydes et oxydes de fer, rarement exprimées par des granules ou des géodes, et surtout à de faibles quantités de fer adsorbées par les cristaux de kaolinites. En effet l'adsorption des colorants artificiels (vert malachite ou cristal violet) est contrariée progressivement lorsque la couleur propre du matériau devient plus foncée. Les domaines laches, et fortement poreux, présentent en outre des phénomènes de réticulation désordonnée lorsque la teinte s'assombrit: l'observation en lumière polarisée indique la présence de directions d'orientation des cristaux selon des paquets lamellaires enchevêtrés, de quelques microns à dizaines de microns d'épaisseur. Le matériau non orienté à un aspect floconneux ou nébulitique caractéristique. Les plages claires peuvent contenir, quelquefois en grande quantité, des reliques de minéraux primaires ou d'associations originelles de minéraux primaires, provenant de la roche initiale. Les minéraux ferromagnésiens sont alors envahis par des produits d'oxydation de couleur rouille alors que les feldspaths alcalins, les épidotes, les muscovites et les quartz peuvent demeurer intacts. Cependant lorsque la teinte du fond cryptocristallin s'assombrit progressivement ces minéraux leucocrates sont envahis par une coloration jaune à orange qui progresse le long des fissures, clivages, macles, et à partir de la périphérie en colorant la masse du minéral. On peut noter également des orientations privilégiées

du matériau autour de ces grains et autour des pores: elles prennent la forme de cortex dont la teinte peut être identique à celle du domaine environnant, ou légèrement plus foncée.

B. LES DOMAINES DENSES ET FONCES.

L'observation optique de ces domaines, rouges à bruns, à trame cryptocristalline (aspect floconneux à nébuleux) et des domaines, plus rares, à trame microcristalline (cristaux de l'ordre de quelques microns à une dizaine de microns). Ces domaines ne sont bien individualisés par rapport aux domaines clairs et lâches que dans les cuirasses denses et fortement indurées. En fait tous les termes de transition peuvent être observés: au sein des plages claires apparaissent d'abord des granulations rouges; puis des masses floconneuses ou dendritiques, à limites floues, et finalement des plages uniformément colorées en rouge à brun ou violet, lorsque le passage entre le matériau altéré sous-jacent et la cuirasse superficielle peut être étudié (profils Kanéméré-17, Mamakono-1', Soréto-10, notamment). La coloration plus intense ne s'accompagne d'aucune restructuration macroscopique du matériau; les reliques primaires éventuelles peuvent chevaucher les deux domaines. Lorsque la coloration dense a un caractère progressif, dans l'espace, on note généralement au centre du domaine une zone sombre (rouge à brun foncés, ou opaque) entourée d'un halo rouge clair, puis orange vers la périphérie. Les domaines foncés qui atteignent de grandes dimensions (quelques centaines de microns à quelques millimètres) ont généralement des contours arrondis, relativement nets par rapport aux domaines voisins plus clairs. Dans ce cas les quartz et les muscovites-séricites, seuls minéraux résiduels discernables, sont envahis par une coloration rouge qui s'élargit à partir des discontinuités du réseau et de la périphérie. La coloration rouge s'accompagne le plus souvent, comme dans les horizons pédologiques rubéfiés, d'une destruction de la structure réticulaire: extinctions roulantes, microdivisions accompagnées d'une orientation optique désordonnée des éléments de la mosaïque résultante, pulvérisations à habitus nébullitique lorsque la microdivision est poussée jusqu'au stade cryptocristallin.

Cette masse cryptocristalline rouge remplace totalement les quartz initiaux dans les cuirasses les plus denses: il ne subsiste alors que des fantômes légèrement plus clairs que le fond environnant. Il n'est pas rare, en outre, d'observer des quartz situés à cheval sur les deux types de domaines et dont les fractions incluses sont teintées respectivement en jaune ou en rouge.

Dans le cas des cristallites discernables au microscope optique on peut noter la présence de kaolinite, de goethite et d'hématite, ces deux derniers minéraux formant fréquemment des structures rubanées par alternance de couches de goethite et d'hématite. Les kaolinites de grande taille sont néanmoins rares, à la différence des matériaux cuirassés provenant de régions plus méridionales, et lorsqu'elles sont colorées les caractères distinctifs optiques avec la goethite s'estompent. Il est d'autre part probable que la plupart des édifices en "accordéon" proviennent de la pseudomorphose de feuillets micacés.

La réticulation par orientations préférentielles, visible dans les domaines clairs, ne s'observe ici que dans le cas des masses de couleur orange et rouge claires. Lorsque la teinte s'assombrit cette organisation n'est plus observée. De plus la porosité de ces domaines est généralement faible, sauf lorsque le matériau initial était riche en quartz et que ceux-ci ont été détruits et dissous selon le processus décrit précédemment. Les pores ainsi formés et les fissures sont fréquemment remplis, du moins partiellement, par des pellicules de couleur jaune à orange, exclusivement. Ces pellicules sont souvent zonées, soit avec des alternances de bandes claires et sombres, soit avec une gradation allant des teintes claires, à la périphérie, aux teintes plus sombres, au centre. La zonation ne s'accompagne pas obligatoirement d'une orientation parallèle des cristallites élémentaires, comme l'indique l'examen en lumière polarisée. Le seul exemple de réticulation, avec orientations optiques, à l'intérieur des plages rouges sombres, concerne des fragments d'une cuirasse démantelée, formée à partir d'une péridopyroxénite (à l'ouest de Kanéméré). Mais dans ce cas cette réticulation préexistait dans le matériau originel sous forme de chevelu de chrysotile emballant des sphéroïdes de pyroxènes et d'olivines,

plus ou moins transformés en serpentines. Les hydroxydes et oxydes de fer, ainsi que la kaolinite, dérivant par altération météorique des minéraux primaires, ont conservé l'architecture initiale sous forme d'orientations pseudomorphiques.

Les domaines denses constituent en fait de véritables nodules par rapport aux domaines laches et clairs voisins. Leur composition cristallochimique et leur structure leur confère une grande résistance aux processus de dissolution ou de lessivage, qu'ils soient bordés ou non d'un cortex individualisé. LEPRUN (1972) et LEPRUN et NAHON (1973) ont montré que l'aspect, à l'affleurement superficiel ou en déblai, d'une coupe naturelle et érodée peut abuser l'observateur: l'aspect noduleux est simplement dû à l'érosion différentielle des deux types de domaines, les domaines denses se recouvrant, de plus, préférentiellement d'une patine secondaire sous l'effet des circulations d'eaux superficielles. Il peut en résulter des confusions avec des faciès de cuirasses formées à partir de matériaux d'origine conglomératique, alluviale ou colluviale.

Il est intéressant de noter que l'augmentation de la proportion et du volume des domaines denses foncés et concomitante de l'accroissement de la porosité (proportion et taille) dans les domaines clairs adjacents. Cette observation est vérifiée par l'étude comparative de l'ensemble des lames minces exécutées dans les matériaux cuirassés recueillis au Sénégal Oriental en prenant en compte séparément les faciès d'origine granitique et d'origine plus basique.

C. LES NODULES A STRUCTURE CONCENTRIQUE.

La zonation observée dans les domaines sombres et denses peut prendre la forme d'écorces concentriques, successivement opaques, rouge foncé, rouge clair, orange, du centre vers la périphérie. Un cortex jaune peut enrober, ou non, l'ensemble du nodule. Cependant cette zonation, généralement nette à l'examen macroscopique, se révèle plus floue au microscope: les différentes couches s'interpénètrent le plus souvent sous forme de digitations. Lorsque la zonation est bien tranchée - c'est le cas presqu'exclusivement des cuirasses riches en fer- des fissures concentriques peuvent exister à l'intérieur de ces couches (surtout dans les couches foncées à opaques) ou, plus fréquemment, entre deux couches de colorations tranchées. Ces fissures concentriques, ainsi que les fissures radiales, plus rares et cantonnées dans les plages foncées ou opaques, peuvent être remplies par des produits clairs (goethite microcristalline généralement). Une orientation optique des cristallites, parallèle aux limites des couches successives, est parfois perceptible dans les plages plus claires et surtout dans le cortex externe. La zonation en pellicules concentriques, alternativement sombres et claires, de quelques microns à quelques dizaines de microns d'épaisseur chacune, est plus fréquente. Le nombre total de ces pellicules successives ne dépasse jamais quelques dizaines pour chaque nodule.

La présence de ces nodules à structure concentrique est subordonnée à de fortes teneurs en fer: ils ne deviennent relativement abondants que dans les cuirasses issues de roches fortement ferromagnésiennes (pyroxénites, gabbros et dolérites) qui présentent alors, localement, un faciès oolithique ou pisolithique. Ces faciès sont cependant moins riches en colithes et moins généralisés que dans les cuirasses hautes de Guinée (MAIGNIEN, 1958 -BONIFAS, 1959) et de Côte d'Ivoire (ALEXANDER et CADY, 1962 -BOULANGE et al., 1973). Par contre, l'affleurement de cuirasse manganésifère décrit près de Boundou Dicé par BLOT (1968) présente une structure colithique à pisolithique très nette.

3. RELATIONS ENTRE LE SOUBASSEMENT GEOLOGIQUE ET LES FORMATIONS CUIRASSEES.

Dans le secteur étudié la confrontation entre les observations de terrain, l'examen des cartes géologiques et l'étude stéréoscopique des clichés aériens montre clairement que les cuirasses épaisses, denses et cohérentes, en relief dans le paysage, recouvrent les formations basiques et ultrabasiques, ou du moins riches en fer. Par contre, les cuirasses basses, généralement peu denses et peu cohérentes, se sont développées sur des massifs granitiques ou dioritiques, ou encore quartzophyllitiques peu ferrifères (séricitoschistes). Cette relation est évidente dans le cas des grands massifs bien individualisés mais elle a pu être vérifiée également dans les secteurs étudiés en détail où les différentes formations pétrographiques sont de taille réduite et fortement imbriquées. C'est le cas notamment, des zones de Kanéméré, Tinkoto et Mamakono. Dans ce cas les limites des deux types de cuirasses suivent à une centaine de mètres près les limites extrapolées entre les roches gabbroïques et granitiques.

Cette lithodépendance des cuirasses peut être marquée à une échelle encore plus réduite. Ainsi BLOT (BLOT et al., 1974) a décrit un exemple de variation de composition et d'épaisseur de la cuirasse à l'aplomb d'un filon de dolérite vertical recoupant un massif granitique alcalin. Alors que les faciès granitiques sont recouverts d'une arène kaolinique et d'une cuirasse quartzeuse épaisse d'un mètre, au droit du filon de dolérite l'arène est smectitique et la cuirasse non quartzeuse et épaisse de 2 mètres.

Les caractères micromorphologiques des matériaux cuirassés varient également en fonction du substratum géologique. En effet les domaines denses, les nodules ferrugineux, et, localement, les sphéroïdes à structure concentrique, sont dominants par rapport aux plages claires et poreuses dans les cuirasses qui surmontent les massifs basiques. Les cortex et les filonnets, fréquemment zonés, y sont relativement abondants. La porosité globale ne dépasse que rarement 50% du volume total (mesures faites sur lames minces). De leur côté les cuirasses qui recouvrent les massifs granitiques, dioritiques ou quartzitiques présentent les caractères inverses: plages jaunes à orange dominantes, porosité élevée, accrue par suite de la dissolution des quartz dans les plages rouges, rareté des nodules à structure concentrique.

.

. · ·

- 306 -

4. DONNEES GEOCHIMIQUES.

A. LES LIAISONS ENTRE ELEMENTS DANS LES NIVEAUX CUIRASSES.

Les teneurs des éléments majeurs et traces dans les niveaux cuirassés comportent des gammes très étendues de valeurs. Les tests de distribution montrent que les teneurs ne répondent pas à un modèle simple, gaussien, normal ou logarithmique. Cependant la dynamique relative des éléments (liaisons cristallochimiques primaires maintenues ou liaisons propres aux processus de cuirassement) peut être appréhendée au moyen des valeurs des coefficients de corrélation de rang entre les classements des éléments, pris deux-à-deux, comme pour les matériaux du sondage K-37 ou les deux familles d'eaux phréatiques.

La matrice de la figure 48a indiques les valeurs de ces coefficients calculés à partir de 16 échantillons pour lesquels les teneurs de 17 éléments ont été dosées. Pour un seuil de probabilité de <u>0,001</u> l'hypothèse de non existence de liaison entre les classements des teneurs peut être rejetée pour les doublets suivants :

Mg - K et Ga - V

Pour le même seuil de probabilité les classements des doublets suivants varient en sens inverse d'une façon significative :

Si - Fe' et Na - Pb

Si l'on abaisse le seuil de probabilité à la valeur <u>0,01</u> de nou-. velles liaisons apparaissent pour les doublets suivants :

Al - Ti ; Mn - Cu ; Mg - Li ; Ba - Li ; Cr - Pb ; Ga - Pb ; Li - Ni

Par rapport aux liaisons notées précédemment dans les matériaux d'arènes (figure 24a) et dans les eaux (figures 43a et b) le comportement du potassium, du baryum, du lithium et du nickel se révèlent originaux. En effet leur dynamique dans les cuirassements est très proche de celle des éléments très solubles, comme le magnésium. Par contre le sodium et le calcium ne témoignent d'aucune liaison avec ces éléments mobiles, contrairement aux cas précédents. De même, le fer n'est plus lié aux éléments stables tels que l'aluminium et le titane.

Un diagramme rectangulaire représentant, en abscisses, les valeurs des coefficients de corrélation des différents éléments avec le <u>magnésium</u>, élément le plus mobile dans les cuirasses, et, en ordonnées, les valeurs des coefficients de corrélation de rang avec l'<u>aluminium</u>, élément stable dans les niveaux cuirassés (figure 48b), permet de visualiser les similitudes de comportement. Trois groupes d'éléments se détachent ainsi. Le groupe des <u>éléments très mobiles</u>, fortement appauvris par rapport aux roches et aux arènes, et qui comporte le <u>silicium</u>, le <u>magnésium</u>, le <u>potassium</u>, le <u>baruym</u> et le <u>lithium</u>. Le silicium et le potassium, relativement stables dans les arènes, sont éliminés intensivement dans les matériaux cuirassés. Cette conclusion peut être reliée à l'observation d'une dissolution active des quartz, des muscovites-séricites et des autres silicates résiduels dans les matériaux riches en hydroxydes et oxydes de fer.

Le groupe des <u>éléments stables</u>, enrichis relativement, comprend l'<u>aluminium</u> et le <u>titane</u>. Le chrome montre un comportement assez proche de ces éléments (coefficients de corrélation forts avec les classements de ces deux éléments) mais le fer, autre élément stable dans les arènes, présente une dynamique totalement indépendante (coefficient de corrélation négatifs avec l'aluminium et le titane). L'opposition du comportement est liée à la différence des facteurs d'enrichissement : relatifs pour l'aluminium et le titane, absolus en ce qui concerne le fer.

Le groupe des <u>éléments à comportement intermédiaire</u> dont les classements des teneurs sont aléatoires par rapport à ceux des éléments systématiquement éliminés ou stables: <u>fer</u>, <u>manganèse</u>, <u>calcium</u>, <u>sodium</u>, <u>chrome</u>, <u>cuivre</u>, <u>gallium</u>, <u>nickel</u>, <u>plomb</u> et <u>vanadium</u>. Parmi les distorsions de comportement par rapport aux arènes non cuirassées celles du <u>calcium</u> et du <u>sodium</u> sont notables. Dans les échantillons de cuirasses analysés les teneurs en calcium et en sodium sont généralement supérieures aux teneurs en magnésium (fréquemment inférieures aux limites de sensibilité du dosage quantométrique). Il apparaît ainsi que le calcium et le sodium

		. '							seu	ils d	le re	jet d	10 1'	hypoi	hèse	de
Al	- 407				·				non	rela	tion	pow	: les	proi	babil	1105:
Fe	- 805	- 097													•	
Mn	- 089	- 003	- 067		_				0,0	01: *	0,731					
Mg	408	- 521	- 155	080							•			·		
Ca	- 161	269	- 086	053	- 009						_	_	-			
Na	266	052	- 249	- 259,	- 376	163			<u>0,0</u>	11 : 2	0,601					
к	278	- 589	007	054.	156	- 269	- 222					c	neffi	icien	te:	
Ti	- 066	604	- 346	147	- 128	356	196	- 293		_	pq	ositil	's	n	éaati	fs
8a	246	- 539	078	291	392	- 264	- 236	447	- 267		••••			-		
Cr	- 348	395	144	020	089	- 108	- 509	083	345	- 075						
Cu	- 199	- 143	233	654	115	- 342	- 294	450	- 056	363	235					
Ga	- 230	- 141	441	- 067	323	- 342	- 37g	533	039	306	562	515		_		
Li	461	- 535	- 288	462	504	- 325	- 516	518	- 224	527-	157	369	157			
Ni	079	- 054	- 270	465	305	004	- 294	358	199	367	420	316	064	645		
PЬ	- 171	023	150	351	421	- 230	- 763	445	054	343	TIE	520	034	504	482	
'V	- 119	088	234	- 359	067	- 021	060	126	370	018	554	023	734	- 166	- 093	287
.'	Si	AI	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	К	Ti	8a	Cr	Cu	Ga	Li	Ni	Pb

Figure 48a

Coefficients de corrélation de rang entre teneurs des éléments majeurs et traces dans les cuirasses (coefficients x 10-3)



Figure 48b

- Représentation graphique des corrélations de rang des teneurs des éléments avec les teneurs en aluminium et magnésium dans les cuirasses - 309 -

peuvent être faiblement fixés dans les niveaux riches en oxydes et hydroxydes de fer. La fixation peut se faire par les oxydes et hydroxydes mais une partie du calcium, notamment, peut s'individualiser sous forme de carbonates plus ou moins visibles au microscope. Dans les régions plus septentrionales les cristaux de calcite peuvent acquérir une importance relativement grande, en nombre et en taille, comme en témoignent les études de cuirasses dans le Nord du Sénégal occidental et en Mauritanie (NAHON et RUELLAN, 1972) et en Haute-Volta (LEPRUN, communication orale). La présence du fer dans ce groupe intermédiaire a déjà été analysée ci-dessus. On peut relever la corrélation inverse, forte, entre les teneurs en fer et en silicum (élément soluble ici). Cette corrélation négative illustre la forte corrosion des silicates résiduels, en particulier des quartz, dans les matériaux cuirassés riches en fer. L'évacuation de la silice est intense dans ces matériaux bien que des produits ferro-siliciques remplacent fréquemment les cristaux altérés. La silice exportée peut alimenter les géodes et dalles siliceuses observées sous les cuirasses et au pied des buttes cuirassées.

B. LES LIAISONS ENTRE LES TENEURS DANS LES NIVEAUX CUIRASSES ET DANS LEUR SOUBASSEMENT.

Parmi les échantillons de cuirasses analysés, dix d'entre eux sont relatifs à des niveaux dont le soubassement a pu être étudié grâce à des puits ou des affleurements situés à leur pied ou en contre-bas. Ces analyses permettent de tester les relations éventuelles entre les teneurs dans les cuirasses (niveaux prélevés vers 50 cm de profondeur sous le niveau gravillonnaire superficiel) et les teneurs dans le substratum sain, d'une part, les teneurs dans le sommet de l'arène non indurée, sous-jacente, d'autre part. Pour les raisons évoquées précédemment (entre autres, l'absence de distributions normales ou log-normales, dosages des traces semi-quantitatifs) le test utilisé est celui des corrélations de rang de Spearman. Les sondages portant sur des effectifs de 10 teneurs ne permettent évidemment pas d'envisager des conclusions générales ayant valeur de loi mais il est néanmoins possible d'en dégager des tendances de comportement. Le tableau 33, ci-dessous, reproduit les valeurs des coefficients de corrélation de rang pour les doublets de classements de teneurs cuirasses-roches et cuirassesarènes.

3

Tableau 33 -	Coeffici	ents de co	rrélation de	rang (eft	ectif :10)
	entre le	s teneurs	dans les cui	rasses et	dans le
	substra	tum.			
1					
	roches	saines		sommet	des arènes
,	Mn: +	0,791			
	Ti.	o , 772			
(seuil à n.n1)		~ ~ ~	o.746		
(seuil à	Cu	o , 594		Ti: *	0,693
0,05)			o , 564		
	Cr	0,358		Cr	0,416
	Ni	o , 332		Ni	o,380
	Ba	0,183		Ba	0,351
	Ca	o,176		Cu	ο,252
	V	0,174		Ca	o,207
	Со	o , 167	ι.	V	0,152
* *	Li	o,105		Al	o,o55
				Со	0,039
	• • • • •		0,000	- 4 • 4	
	Mg -	0,006		Mg -	0,006
	Si -	0,115		К -	0,079
	К -	0,261		Mn -	0,111
	Fe -	o , 297		Si -	o , 212
	Na -	0,361		Li -	o , 232
	Al -	o , 491		Fe -	o,539
				Na -	o,557

L'examen de ce tableau fournit des informations précieuses: les classements des teneurs en <u>manganèse</u>, <u>titane</u> et <u>cuivre</u> (d'une façon moins nette pour le <u>chrome</u> et le <u>nickel</u>) dans les cuirasses sont proches des classements dans les roches du substratum correspondant.

- 310 -

Cette propriété na se vérifie que pour le titane, le chrome et le nickel, si l'on compare les classements des teneurs dans les cuirasses et dans les niveaux supérieurs des arènes sous-jacentes. La distorsion enregistrée pour le manganèse et le cuivre et les valeurs plus faibles des coefficients de corrélation de rang relatives aux couples cuirasses-arènes par rapport aux couples cuirasses-roches pourraient être attribuées à la succession des processus d'altération intenses qui opèrent dans les arènes kaolinitiques. Le piégeage des éléments par les kaolinites est en effet relativement faible, tant du point de vue quantitatif que du point de vue énergétique alors que la fixation par les hydroxydes et oxydes (adsorption ou coprécipitation) s'est avérée beaucoup plus importante (troisième partie). Ce sont d'ailleurs les éléments de transition (manganèse, titane, cuivre, chrome, nickel) qui présentent les coefficients de corrélation les plus élevés entre les teneurs dans les cuirasses et les roches sous-jacentes. Ce sont ces éléments qui sont les plus liés aux oxydes dans les arènes, les sols ou les matériaux cuirassés. Ce piégeage se révèle, d'après le tableau 33, stable dans les cuirasses et proportionnel aux teneurs initiales dans le substratum.

Deux conclusions importantes peuvent être tirées de ces faits. D'une part les courbes d'isoteneurs dans les cuirasses peuvent refléter la répartition du manganèse, du titane et du cuivre dans le substratum. Ces courbes peuvent ainsi servir d'élément de diagnostic pétrochimique (titane) des formations oblitérées par les couvertures cuirassées. Elles peuvent en outre refléter des concentrations d'intérêt minier dans les roches sous-jacentes (pour le manganèse et le cuivre, moins nettement pour le chrome et le nickel). D'autre part l'existence de corrélations positives significatives entre les teneurs dans les formations cuirassées et les teneurs dans les arènes et roches sous-jacentes indique une lithodépendance à composante essentiellement verticale. Cette indication d'ordre géochimique vient à l'appui des observations de terrain et des données micromorphologiques.

En ce qui concerne le <u>titane</u>, il a été montré dans la première partie que les teneurs permettent de caractériser les principales familles pétrochimiques rencontrées dans le socle du Sénégal Oriental. Les échantillons de cuirasses analysés indiquent que les différentes gammes de teneurs en titane dans le substratum se retrouvent dans les niveaux indurés sus-jacents avec un léger décalage dû aux enrichissements relatifs. Le tableau 34 reproduit les limites de cette classification.

<u>Tableau 34</u> - <u>Caractérisation des cuirasses au moyen</u> des teneurs en titane

Nature du substratum

(famille pétrochimique)

granites diorites gabbros alcalins gabbros magnésiens basanites et dolérites continentales Teneurs des cuirasses en TiO,

(pourcentages-poids "secs" après élimination de H₂0⁻)

inférieures à 0,70% 0,80 à 0,85 0,85 à 1,00 1,00 à 1,20

supérieures à 1,20

La rémanence de la distribution des autres éléments de transition est illustrée par des observations faites à l'occasion de recherches minières. Ainsi des anomalies de cuivre se répercutent dans des niveaux cuirassés superficiels près de Gabou (AGASSIZ, 1970) et de Kouroudiako (VAN DEN HENDE, 1966). De même une anomalie en nickel, mise en évidence dans une serpentinite, près de Koussane, est conservée dans la cuirasse superficielle (BLOT et al., 1974). Les travaux de prospection du Commissariat à l'Energie Atomique dans la région de Saraya (1960), notamment, ont montré, par ailleurs, que les teneurs élevées en éléments de la famille des uranides ne sont pas affectées par l'arénisation et le cuirassement sus-jacents. C. L'EVOLUTION DE L'INDICE GEOCHIMIQUE D'ALTERATION.

Le calcul de l'indice d'altération i = $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2$ MgO + Na₂O

pour les matériaux cuirassés de la région étudiée montre que celuici garde des valeurs finies, inférieures à 1000. En effet le magnésium et le sodium ne sont pas éliminés totalement, comme dans les matériaux cuirassés des régions plus méridionales (indice <u>i</u> généralement supérieur à 1000, ou fréquemment infini). Cette particularité a été relevée en ce qui concerne les arènes kaolinitiques épaisses. Celles-ci et les niveaux cuirassés de la zone semi-humide présentent ainsi des caractères originaux malgré la similitude apparente des traits minéralogiques et morphologiques. Les limites inférieures de l'indice <u>i</u> peuvent être abaissées jusqu'à 40 pour les cuirasses (carapaces) formées à partir d'arènes granitiques alors que cette limite inférieure est de l'ordre de 100 pour les cuirasses individualisées sur arènes gabbroïques.

Le report des valeurs de l'indice d'altération i relatives à différents niveaux de profils soumis à un cuirassement sur un diagramme de coordonnées <u>log i</u> et x² (carré de la distance à la roche saine) permet de situer le processus de cuirassement par rapport à l'évolution de l'ensemble des profils. L'exemple du profil K-16, à cuirasse sommitale, est typique de l'emboîtement des deux processus (figure 49a). Alors que les points figuratifs de l'arène kaolinique sous-jacente se révèlent à peu près conformes au modèle d'évolution exponentiel, défini précédemment, il apparaît une discontinuité nette entre les deux groupes de points relatifs à l'arène non cuirassée et aux niveaux indurés (entre x = 6 à 6,5 mètres). Mais les points figuratifs des niveaux cuirassés (entre x = 6,5 et 9 mètres, soit entre les profondeurs 2,5 et 0,0 mètres) sont alignés le long d'un autre segment de droite dont le prolongement ne passe pas par le point figuratif du niveau sain profond (i. = 3,4). Le processus de cuirassement, lié à un enrichissement en fer, concomitant d'un appauvrissement en silice et en éléments alcalins et alcalino-terreux, s'avère ainsi <u>continu et progressif du bas vers le</u> haut du point de vue géochimique. La disposition des points

représentatifs de l'arène profonde et de la cuirasse sommitale selon deux segments décalés peut correspondre à deux types de mécanismes. Le décalage brutal peut en effet être dû à une invasion importante d'oxydes de fer dans les niveaux supérieurs, sans aucun lien avec les enrichissements relatifs de l'arène sousjacente. Cet enrichissement absolu serait alors lié à des apports superficiels à composantes principalement horizontales. Le deuxième type de processus, compatible avec la nature du diagramme 49 a, peut être lié à un tassement des niveaux superficiels, ou encore à un hiatus entre les niveaux x = 6 et 6,5 mètres. La rupture de pente du modèle d'évolution de l'arène inférieure signifie que les distances, donc les volumes, ne sont plus conservés entre les matériaux non cuirassés et les matériaux cuirassés. Dans le cas du profil K-16 le parallélisme des deux segments de droites du diagramme 49a suggère l'existence d'un décalage par suite de l'érosion mécanique et chimique d'une tranche d'arène initialement incluse entre les niveaux actuels x= 6 et x = 6,5 mètres. L'extrapolation obtenue en replaçant le segment joignant les points figuratifs dans le prolongement du segment correspondant à l'arène inférieure situe la base de la cuirasse à une distance x = 12,3 mètres de la roche saine. Comme cette distance est actuellement de 6,5 mètres l'hypothèse de l'érosion intermédiaire comporte un abaissement de l'ensemble des niveaux cuirassés de l'ordre de 6 mètres, à la suite de l'érosion des niveaux d'arènes, d'épaisseur équivalente, antérieurement situés entre les matériaux représentés par les points figuratifs x = 6 et x = 6,5 mètres.

Pour les autres profils cuirassés analysés le modèle d'évolution exponentiel ne peut être appliqué directement par suite de l'imprécision de la détermination de la profondeur de la roche saine (profondeur insuffisante des puits d'investigation, inversion de pente des points figuratifs des matériaux kaoliniques et ferrifères dans le diagramme "log i - H_2^{O} "). On peut néanmoins recourir à une représentation partielle en tenant compte du fait que pour les fortes valeurs de <u>x</u> la courbe sigmoïdale relative à la variation de l'indice <u>i</u> en fonction des distances <u>x</u> à la roche saine devient à peu près linéaire. Cette propriété est illustrée pour les profils



à cuirasse sommitale K-17 et S-10 (figure 49b). L'exemple du profil S-10 montre ainsi que le passage entre l'arène peu ferrifère et les niveaux carapacés et cuirassés, superficiels (indice <u>i</u> supérieur à 100 pour un profil d'origine granitique), est graduel, sans discontinuité apparente. L'enrichissement en fer se révèle progressif en fonction de la distance (volumes apparents conservés) et apparaît ainsi relatif. Le processus est comparable à celui observé dans le profil G-5 (figure 32b) dans lequel des teneurs de l'ordre de 20% en Fe₂O₃ sont obtenues dans les niveaux superficiels par simple effet de bilan consécutif au départ des éléments solubles. Dans le profil S-10 les faciès cuirassés superficiels possèdent des teneurs de l'ordre de 38% en Fe₂O₃ à partir de teneurs de 3% environ dans les niveaux profonds.

Le profil K-10 illustre un autre modèle de cuirassement, non sommital. Dans ce cas un cuirassement apparaît entre les profondeurs - 2,0 et - 3,5 mètres dans une arène kaolinitique et quartzitique. Les matériaux superficiels, non cuirassés, présentent la même composition et la même structure que les niveaux profonds de l'arène non ferruginisée.

Le cuirassement correspond à un développement des domaines denses, rouges, anastomosés, à un niveau qui coîncide avec le toit d'une nappe phréatique permanente en saison sèche. L'enrichissement en fer est marqué sur le diagramme 49b par une dent-de-scie" comportant des valeurs de i supérieures à 100.

5. INTERPRETATION : LES MECANISMES DE CUIRASSEMENT SUSCEPTIBLES D'AGIR DANS LA REGION ETUDIEE.

L'ensemble des données présentées permet de fournir des indications sur les processus qui conduisent à la formation de niveaux cuirassés. Comme ces données sont relatives à un cadre géologique et climatique bien précis et que des différences sont apparues dans la composition des arènes kaoliniques et des cuirasses de la région et des zones plus méridionales, ou plus septentrionales (présence de calcite), il faut se garder des tentations de la généralisation. La nature des cuirasses observées dans un bassin versant n'a vraisemblablement comme points communs avec les cuirasses d'autres bassins ou d'autres zones climatiques que la prédominance du couple kaolinites-hydroxydes et oxydes de fer. L'origine des deux constituants et leur éventuelle mobilisation et fixation sont fonctions de facteurs propres à chaque bassin versant. Les tentatives d'interprétation des données acquises sur quelques niveaux cuirassés du Sénégal Oriental peuvent néanmoins servir à préciser un certain nombre de mécanismes qui agissent, ou ont agi, dans l'élaboration de ces niveaux.

A. RELATIONS AVEC LE SUBSTRATUM.

La conclusion fondamentale réside dans la lithodépendance verticale, minéralogique et chimique, des niveaux cuirassés, tout comme pour les arènes et la plupart des horizons pédologiques. Les processus de cuirassements doivent ainsi être analysés selon des composantes essentiellement verticales. Ainsi les roches ferromagnésiennes sont surmontées par des cuirasses riches en fer, épaisses et généralement en relief dans le paysage. Les roches moins riches en minéraux ferromagnésiens primaires et renfermant des silicates résistants (quartz, micas blancs, feldspaths potassiques) sont recouvertes de cuirasses moins denses et moins dures, peu épaisses, et dont la partie superficielle est proche du niveau de base du réseau hydrographique.

Les niveaux cuirassés sont cantonnés, d'autre part, sur les arènes riches en kaolinites dont le paramètre d'évolution \underline{d}_i est supérieur à 10 mètres. Ce caractère correspond à une altération qui s'est poursuivie durant un laps de temps important dans des conditions de drainage intense. L'enrichissement en fer et en alumine, éléments peu mobiles, correspond fréquemment à une évolution continue du sommet de l'arène, en fonction du départ des éléments solubles. Les fortes teneurs en fer induisent une dynamique particulière pour certains éléments: le silicium et le potassium sont nettement plus mobiles que dans les arènes moins riches en fer alors que le calcium et le sodium se révèlent, au contraire, moins mobiles.

L'enrichissement en hydroxydes et oxydes de fer secondaires ne nécessite généralement pas d'apports externes, latéraux ou superficiols. Les diagrammes d'évolution exponentiels en fonction de la distance à la roche saine montrent que la gamme des teneurs en Fe₂O₃ des niveaux cuirassés peut être obtenue par enrichissement relatif (teneurs variant entre 20 et 40%). L'enrichissement en fer et aluminium peut résulter d'un effet de bilan consécutif au départ du silicium et des éléments alcalins et alcalino-terreux lorsque l'arène est très épaisse (drainage intense et durée d'action importante). Ainsi en partant d'une roche saine correspondant à des pourcentages pondéraux d'oxydes suivants (composition de gabbro alcalin):

 SiO_2 : 50 - Al_2O_3 + TiO_2 : 15 - Fe_2O_3 + MnO : 10 - autres: 25% i le départ de la mpitié de la silice et de la quasi-totalité des éléments alcalins et alcalino-terreux donne, par effet de bilan , une composition résultante :

SiO₂: 25 - Al₂O₃ + TiO₂: 44 - Fe₂O₃ + MnO : 30 - autres: 1%

La composition effective des cuirasses de la région montre que les teneurs en alumine dépassent très rarement 20%, même dans les niveaux les plus denses. Il apparaît, en conséquence, qu'une partie de l'alumine peut être évacuée dans les niveaux cuirassés par rapport à l'arène et à la roche sous-jacentes. L'enrichissement relatif en fer est dans ce cas accentué par rapport au bilan présenté ci-dessus.

B. DONNEES EXPERIMENTALES.

Les travaux de GIRARD (1935), HEM et CROPPER (1959), KUBIENA (1961), entre autres, ont montré que l'individualisation des formes secondaires d'oxydes et d'hydroxydes de fer, plus ou moins hydratés, est liée aux conditions de pH, de potentiel d'oxydo-réduction du milieu, à la cinétique et à la forme (moléculaire ou atomique) de l'alimentation en oxygène, à la durée des périodes d'humectation et de dessiccation. Quel que soit le processus réactionnel invoqué (réactions multiples avec l'eau dissociée ou processus électrochimique par effet Evans) il apparaît une gamme de précipités rhomboédriques, cubiques ou amorphes, plus ou moins hydratés, de type Fe_2O_3 (oxydation intense à ménagée) ou Fe_3O_4 (oxydation très lente

et vieillissement). Les produits formés catalysent les réactions et déclenchement des effets anodiques et il en résulte une zonation de produits secondaires dont les couches successives ont des compositions et des structures différentes. GIRARD (1935) a en outre montré que la formation d'oxydes est possible en l'absence d'oxygène par réaction directe du fer sur l'eau (activation par les oxydes de fer présents). D'autre part KUBIENA (1961) lie la cristallinité et la taille des cristaux secondaires à la rémanence de l'humectation (par opposition aux produits amorphes ou cryptocristallins de la rubéfaction, consécutive à des alternances d'humectations et de dessiccations). Cet auteur confirme également le rôle de la dessiccation postérieure dans le durcissement (formation d'hydroxydes et d'oxydes de fer anhydres ou peu hydratés). Il en résulte notamment la formation de magnétite et de maghémite à susceptibilités magnétiques élevées.

C. MECANISMES DE CUIRASSEMENT.

La comparaison de ces données expérimentales avec les observations notées précédemment fournit un modèle de formation et de développement cohérent. Ainsi l'évolution ultime d'un profil kaolinique (niveaux superficiels) conduit à un enrichissement relatif en hydroxydes et oxydes de fer suffisant pour créer une densité forte en domaines rouges. La présence d'une nappe phréatique quasipermanente, pauvre en cations dissous, accroit la cristallinité et la taille des produits ferrifères secondaires. Les teneurs résultantes en fer sont d'autant plus élevées que la roche et l'arène originelles contiennent de fortes proportions de minéraux ferrifères, primaires ou secondaires. En outre, la présence d'un niveau ferrifère, et particulièrement lorsque sa partie supérieure affleurante a été durcie sous l'influence des rayons solaires et de l'atmosphère peu humide de la saison sèche, favorise l'existence d'une nappe par son rôle de collecteur des eaux de pluies et de protection contre l'évaporation. Ces nappes "perchées", dont le toit coïncide avec la base des niveaux ferrifères, sont fréquentes dans la région et ont généralement une existence pérenne. Leur rôle dans l'élimination de fortes quantités de silice

(reprécipitée au droit de l'exhaure, ou en contre-bas) a été souligné antérieurement. L'élaboration d'un niveau cuirassé renforce ainsi l'action des mécanismes qui contribuent à sa formation (auto-activation). D'une part l'enrichissement relatif en fer est accru par l'effet d'activation de la discolution des minéraux résistants (quartz, micas, orthose, minéraux denses). D'autre part, la nappe phréatique sous-jacente, alimentée et isolée par la coiffe cuirassée, provoque, en retour, une hydrolyse prolongée des silicates primaires ou secondaires et une néostructuration poussée dans laquelle les domaines riches en fer assument une cohésion et une dureté élevées. Les stades de démarrage de cuirassements peuvent correspondre aux niveaux à indices d'altération <u>i</u> élevés des profils S-10 ou K-10 (figure 49b). Mais on peut également envisager un stade de démarrage à partir d'un horizon superficiel enrichi en fer par apports latéraux ou superficiels.

D. EVOLUTION DES NIVEAUX CUIRASSES.

D'après les diagrammes de type 49 a et b et les données microscopiques l'importance des produits ferrifères croît progressivement du bas vers le haut. Il en résulte que les niveaux enrichis durant le laps de temps le plus long correspondent aux niveaux supérieurs et que le processus d'individualisation des hydroxydes et oxydes de fer évolue, en fonction du temps, du haut vers le . bas. Deux processus superposés et successifs contribuent ainsi à individualiser les cuirasses au sommet des arènes kaoliniques: un processus d'enrichissement relatif en produits ferrifères hydratés, à la base de la cuirasse, et un processus de durcissement superficiel consécutif à la deshydratation des oxydes et hydroxydes de fer hydratés formés précédemment. De plus, de nombreuses observations montrent que l'horizon superficiel (et les fissures de grande taille) est soumis à une désagrégation en gravillons par la double action des racines de graminées, d'arbustes et d'arbres, et des circulations d'eaux de surface. Les mécanismes de cuirassement ont pour résultante un abaissement, avec le temps, de la base et de la surface des niveaux indurés. Les vitesses de descente

absolues et relatives de ces deux surfaces sont principalement liées aux teneurs en fer de l'arène concernée. Ainsi pour les massifs granitiques et les faciès peu ferrifères la faible épaisseur de la tranche cuirassée montre que l'abrasion superficielle présente une vitesse verticale proche de celle de la progression de la base. Pour les massifs basiques la cohésion et la dureté élevées, dues à de fortes teneurs en fer et l'absence de minéraux résiduels, amoindrit la vitesse de l'abrasion superficielle par rapport aux processus d'enrichissement sous-jacents. Il en résulte des cuirasses nettement plus épaisses que sur les massifs granitiques. La comparaison des vitesses absolues, caractérisant les deux types de massifs, nécessite, par contre, une hypothèse de départ. En effet, si l'on admet l'existence de reliefs préexistants au moment de la mise en place des arènes kaoliniques épaisses, les vitesses d'approfondissement de la base des formations cuirassées peuvent avoir le même ordre de grandeur pour les deux types de faciès. Au contraire, si les cuirassements ont débuté dans un modelé de pénéplaine, les différences d'altitude actuelles ne peuvent s'expliquer que par une vitesse de descente plus élevée dans le cas des niveaux cuirassés formés sur les massifs granitiques. Il est vraisemblable que le paysage quaternaire ancien comportait déjà un relief déterminé par la nature du soubassement. D'ailleurs l'existence de reliques de cuirasses élevées, localisées sur des massifs basiques ou schisteux et vraisemblablement antéquaternaires, fournit un élément de réponse. D'autre part la disposition monoclinale des surfaces cuirassées, s'appuyant fréquemment, par extrapolation, sur le sommet des massifs basiques surplombants, voisins, semble montrer que des reliefs importants ont existé durant les épisodes d'individualisation des arènes kaoliniques épaisses et les phases de démarrage des cuirassements.

Par contre la forme en "conque" généralement observée sur les surfaces cuirassées en relief dans le paysage, et se surajoutant au caractère monoclinal, apparaît liée à des différences de vitesse d'accrétion inférieure et d'arasion supérieure entre la périphérie et la partie centrale des cuirasses. Les observations personnelles faites dans les secteurs étudiés et à l'occasion des travaux du
B.R.G.M. à Tinkoto montrent que la règle générale est une moindre épaisseur des cuirasses au centre que sur la bordure. Trois causes peuvent être invoquées : l'abaissement du toit de la nappe au niveau des exhaures périphériques, la meilleure oxygénation périphérique, qui accroît les vitesses de formation des oxydes et hydroxydes secondaires,l'induration plus forte sur les parois périphériques exposées à l'air, d'où une meilleure résistance à l'érosion mécanique et chimique.

E. MECANISMES ANTAGONISTES.

L'érosion chimique qui accompagne le processus d'enrichissement en fer est particulièrement intense. J'ai déjà montré qu'il comporte la destruction des minéraux résistants, tels que le quartz, et le départ de fortes proportions de silicium, de potassium et même d'aluminium. Une partie des kaolinites doit donc être dissoute, ou du moins exportée à l'état de suspensions, puisque la gibbsite est absente des arènes et des cuirasses de la région. Cette érosion chimique peut aussi être appréhendée au moyen de diagrammes de type 49a. En effet l'hiatus entre l'arène non cuirassée et les niveaux cuirassés supérieurs peut être expliqué, à présent par le jeu du déplacement vertical du front de cuirassement inférieur et du front d'arasion superficiel. Comme l'arène inférieure (K-16) comporte un mélange de kaolinites et de phyllites smectitiques et que l'eau phréatique drainante (échantillon 52) se révèle être en équilibre avec les smectites (figures 44,45,46,47) il apparaît que le front de cuirassement inférieur a atteint la base de l'arène dans laquelle la kaolinite et les hydroxydes et oxydes de fer sont en déséquilibre avec les solutions drainantes. Le cuirassement ne peut donc plus se poursuivre et il en résulte une dissolution de la base de la cuirasse, du sommet de l'arène et de la surface de la cuirasse. Les 6 mètres de décalage par rapport au modèle continu d'une évolution exponentielle, déterminés plus haut, représentent ainsi l'ensemble de la base de la cuirasse et du sommet de l'arène dissous depuis le moment où les conditions drainantes, à la base de la cuirasse, n'ont plus permis la formation de la kaolinite et des

hydroxydes et oxydes de fer. Ce cas peut être observé en d'autres sites (par exemple le profil cuirassé K-9 et l'échantillon d'eau 48). A la limite, lorsque l'érosion basale et l'abrasion superficielle d'une cuirasse ont totalement dissous celle-ci, parce que l'arène sous-jacente et la nappe phréatique correspondent à des conditions de genèse de smectites, il ne subsiste généralement plus à la surface du sol qu'une masse de graviers ferrugineux et des débris de dalles et de géodes de quartz secondaire plus ou moins ferruginisé.

F. CARACTERES ZONAUX.

Le mode d'individualisation des hydroxydes et oxydes de fer dans les niveaux cuirassés de la région apparaît différent de celui des zones plus méridionales. D'une part les faciès "pain d'épice" sont rarissimes (très localement sous les cuirasses élevées formées sur les dolérites primaires de la région de Bandafassi) et d'autre part les faciès colithiques ou pisolithiques sont très peu représentés (associés surtout aux faciès "pain d'épice" précédents). Les nodules à structure concentrique nette n'apparaissent qu'à l'état dispersé dans le "puzzle" de domaines alternativement riches et pauvres en oxydes et hydroxydes de fer, sans contours géométriques simples, observé généralement. Les seuls traits d'orientation figurés correspondent aux cortex des fissures importantes et des domaines les plus foncés ^(°). Ce type de structure apparaît ainsi lié à la zone climatique concernée, et notamment à la gamme de pluviosités et le régime des précipitations annuel.

(°) : des déterminations d'intensités et de directions d'aimantation rémanente faites sur des échantillons de cuirasses orientés, grâce à la collaboration de Y.ALBOUY et H.BARZCZUS (Centre de Géophysique de M'Bour) confirment l'hétérogénéité et l'absence d'orientation préférentielle dans la mise en place des oxydes.

- 322 -

6. CONCLUSIONS.

Tous les éléments de l'étude des cuirasses du Sénégal Oriental concordent pour établir une relation verticale entre les niveaux cuirassés et l'arène sous-jacente, elle-même liée à la roche saine profonde. L'enrichissement en hydroxydes et oxydes de fer s'avère continu et progressif du bas vers le haut, aux dépens d'arènes kaoliniques et ferrifères suffisamment épaisses pour donner des teneurs élevées en fer sur quelques mètres de hauteur.

Le caractère relatif de l'enrichissement en fer induit des différences de teneurs finales et d'épaisseur du cuirassement selon les richesses en fer des arènes et des roches sous-jacentes. Il en résulte des recouvrements cuirassés plus résistants et plus épais sur les massifs basiques, donc en relief dans le paysage, et inversement, plus érodables et moins épais sur les massifs granitiques. Cet antagonisme peut créer un étagement des niveaux cuirassés, soit en agissant seul, soit en se surajoutant à un étagement consécutif à l'abaissement progressif des niveaux de base des cours d'eau de la région durant le quaternaire.

La dynamique relative des éléments majeurs et traces est sensiblement conforme à celle relevée dans les arènes et les eaux drainantes des arènes. De légères distorsions du comportement du calcium et du sodium (moins mobiles), du silicium et de l'aluminium (plus mobiles) se manifestent, sans être radicalement opposées au comportement dans les eaux d'arènes. Les processus d'enrichissement et d'appauvrissement liés au cuirassement s'identifient ainsi davantage à un tri occasionné par les processus d'hydrolyse et de néogenèses météoriques qu'à un tri résultant de processus mécaniques d'érosion et de transport superficiel.

CONCLUSIONS

GENERALES

L'étude de l'altération météorique de massifs cristallins du Sénégal Oriental a fait l'objet d'observations et d'analyses dans les domaines de la minéralogie, de la géochimie et de la géomorphologie, avec des échelles d'investigation variées. Les conclusions partielles, déduites des résultats obtenus au fil des cinq parties de ce travail, doivent à présent être confrontées afin de souligner les points convergents et les points divergents. Ces différents résultats sont rassemblés ici en soulignant les conséquences susceptibles d'intéresser les travaux de cartographie géologique et de prospection géochímique dans les zones tropicales semihumides.

L'altération est à l'origine d'arènes qui présentent des épaisseurs allant de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Les différentes transformations minéralogiques s'effectuent progressivement à l'intérieur de tranches horizontales d'arènes relativement épaisses (quelques décimètres à plusieurs mètres), permettant ainsi une étude relativement fine des filiations minérales.

1. LES TRANSFORMATIONS INITIALES.

Les transformations initiales, appelées du premier degré, sont celles qui affectent les roches saines à la base des profils, sans provoquer des changements importants de dureté et de porosité. Ces transformations consistent surtout en une hydroxylation progressive des édifices cristallins primaires, avec formation de minéraux de la famille des épidotes, des amphiboles et des chlorites. Les <u>pyroxènes</u> et les <u>amphiboles</u> primaires altérés présentent des pseudomorphoses chloriteuses, partielles ou totales. Localement, les pyroxènes peuvent être remplacés par des hornblendes vertes, qui évoluent souvent en donnant à leur tour des chlorites. Les pyroxènes sont aussi susceptibles d'être transformés en amphiboles fibreuses (trémolites) ou en serpentines de petite taille. Les péridots, rares dans les massifs étudiés, sont épigénisés par des serpentines. Des grains d'oxydes, d'hydroxydes et de sulfures parsèment les amas de minéraux secondaires.

Les <u>plagioclases calciques</u> évoluent vers une composition de plagioclases sodiques (albitisation relative) par suite de la destruction sélective de la phase anorthitique. Parallèlement apparaissent des inclusions d'épidotes qui se forment aussi bien aux dépens des plagioclases sodiques qu'aux dépens des plagioclases plus calciques.

L'évolution chimique comporte une exportation très faible du magnésium et du sodium. Les autres éléments mobilisés partiellement au cours des transformations sont repris dans des minéraux secondaires qui se forment à l'intérieur des silicates primaires ou dans les fissures du matériau. C'est le cas de la silice, qui précipite sous forme de quartz et de calcédoine, et du calcium qui est piégé sous forme de calcite. Le fer non réincorporé dans les silicates secondaires est intégré dans des oxydes et hydroxydes, ou encore dans des sulfures (pyrite) généralement associés aux plages calcitiques. En revanche, on note une augmentation sensible de la perte-au-feu et de la teneur en eau non liée.

Dans les faciès verts, la formation de hornblende verte ou de trémolite à partir de pyroxènes (ouralitisation), la formation de chlorites à partir des pyroxènes, des amphiboles et des micas (chloritisation) et la formation d'épidotes à partir des plagioclases (saussuritisation), accompagnées de néogenèses de quartz, de calcite et de sulfures, sont en général considérés comme étant des transformations qui affectent les minéraux primaires des roches à des températures et des pressions plus élevées que celles qui règnent à la surface. Ces températures et ces pressions correspondent aux domaines du rétromorphisme ou de la diagenèse régressive (LELONG et MILLOT, 1966). Cependant plusieurs observations inclinent à penser que les faciès verts ont pu naître dans des conditions superficielles, au contact des nappes phréatiques :

 les tailles des minéraux de transformations initiales sont de l'ordre de la dizaine de microns et sont beaucoup plus faibles que celles des minéraux primaires qu'ils remplacent.

- 326 -

- Malgré une relative constance de la cohésion dans les échantillons de roches vertes, en profondeur, on observe un développement progressif vers la surface du cortège de ces minéraux caractéristiques des stades initiaux.
- Ces transformations affectent aussi les sills et filons doléritiques superficiels, postérieurs au dernier métamorphisme régional et à la dernière phase tectonique orogénique.
- Le long d'un versant ces transformations initiales ne présentent pas la même intensité dans les zones amont bien drainées et dans les zones aval moins bien drainées.
- Les faciès enrichis en carbonates secondaires se distribuent fréquemment à des cotes bien déterminées dans la topographie, suggérant ainsi une mise en place liée à la présence de niveaux hydrostatiques.

Sans vouloir exclure qu'une partie des faciès verts à amphiboles, chlorites, épidotes, calcite et quartz puisse avoir une origine rétrométamorphique, je pense que ces faciès ont pu se développer dans la zone d'action des nappes phréatiques. Dans ces nappes, lentement drainées, les conditions sont celles des milieux confinés, riches en silice et cations basiques, et à potentiel d'oxydo-réduction faible. Ainsi, dans des conditions correspondant à celles du milieu de cémentation des mineurs, les paragenèses du rétromorphisme et celles de certains stades précoces de l'altération météorique peuvent se confondre.

2. LES TRANSFORMATIONS DANS LES ARENES MEUBLES.

Au stade initial, dans lequel les roches conservent une grande dureté et une faible porosité, succèdent des transformations qui confèrent progressivement aux matériaux une friabilité et une porosité élevées. Ces transformations comportent des transferts d'éléments importants qui contrastent avec la relative conservation des éléments dans les altérations du premier degré. Les mécanismes concernés correspondent aux transformations du deuxième degré. A. LES TRANSFORMATIONS MINERALOGIQUES.

a. La base des arènes.

Les minéraux ferromagnésiens, primaires ou secondaires, sont remplacés par des phyllosilicates interstratifiés dont le constituant essentiel est un minéral de type <u>vermiculite</u>, généralement mélangé à des édifices conflants (monrmorillonites) qui en dérivant. Dans les zones oxydées, à forte porosité, les minéraux ferromagnésiens sont remplacés par des hydroxydes de fer (goethite) pseudomorphiques.

L'albitisation relative des <u>plagioclases</u> non saussuritisés est très intense et marquée par l'effacement des plans de macle et l'apparition d'habitus spongieux et vacuolaires. De nombreux plagioclases sont remplacés par des amas d'épidotes de très petite taille. Très localement se forment des inclusions de vermiculites et de montmorillonites. Les feldspaths alcalins sont, par contre, très résistants. De même, les amphiboles sont transformées plus tardivement que les pyroxènes. On ne discerne, en revanche, aucun ordre de priorité, ayant valeur de règle générale, entre l'altération des pyroxènes et des plagioclases.

Toutes ces transformations sont accompagnées de néoformations de silice anhydre (quartz, calcédoine) ou hydratée. Le calcium libéré par les hydrolyses des silicates et des calcites issues des transformations du premier degré est évacué hors des matériaux de la base des arènes. Elles aboutissent donc à la juxtaposition de domaines riches en vermiculites et quartz, à la place des minéraux ferromagnésiens originels, et de domaines composés d'épidotes et de quartz, à la place des plagioclases, au milieu desquels subsistent quelques cristaux originels de grande taille.

b. Le sommet des arènes.

Les silicates résiduels et les produits secondaires formés antérieurement sont, à leur tour, remplacés par des phyllosilicates et des hydroxydes de taille argileuse à limoneuse.

Lorsque le <u>drainage est modéré</u> et que la nappe phréatique imprègne l'arène pendant une partie importante de la saison des pluies, voire de la saison sèche, les édifices vermiculitiques et les épidotes donnent naissance à des phyllosilicates gonflants (montmorillonites, beidellites) accompagnés localement de nodules calcaires. Ces smectites peuvent en outre se former directement à partir des silicates non encore altérés.

Au contraire, lorsque la <u>percolation</u> des eaux infiltrées est <u>rapide</u> les minéraux phylliteux et les épidotes formés antérieurement, ainsi que les silicates résiduels, se transforment en kaolinite et en hydroxydes et oxydes de fer hydratés.

Dans le <u>cas intermédiaire</u>, c'est-à-dire lorsque les arènes sont drainées modérément et que la nappe phréatique est présente de façon épisodique, les phyllites interstratifiées de type vermiculite-montmorillonite peuvent évoluer en donnant des phyllites de type séricite.

Les <u>arènes smectiques</u> ont généralement une <u>épaisseur réduite</u> (moins de 7 mètres sur les massifs gabbroïques ou dioritiques) alors que les <u>arènes kaoliniques</u> ont une <u>épaisseur</u> nettement <u>plus grande</u>. Cette différence est attribuée au rôle joué par le temps d'action requis pour obtenir une élimination suffisante de la silice et des cations pour que les néogenèses kaoliniques puissent se substituer aux smectites. Ainsi, les arènes à kaolinite dominante ont évolué pendant une période assez longue, fréquemment à l'abri d'une couverture cuirassée, et vraisemblablement durant des épisodes quaternaires, antéquaternaires, plus humides. En revanche, la montmorillonite domine dans les arènes jeunes, localisées dans des zones où l'érosion superficielle joue un rôle important, ne permettant pas une évolution de longue durée.

B. L'EVOLUTION GEOCHIMIQUE.

L'étude des bilans chimiques dans les matériaux solides et dans les eaux d'arènes montre qu'on peut diviser les éléments majeurs et en traces en trois groupes, d'après leur mobilité.

a. Les éléments très mobiles.

Les éléments qui se révèlent les plus mobiles, et qui sont susceptibles d'être exportés des arènes, sont : le <u>calcium</u>, le <u>cuivre</u>, le <u>magnésium</u>, le <u>molybdène</u>, le <u>silicium</u>, le <u>sodium</u>, le soufre et le strontium.

Le magnésium, le sodium et le strontium sont peu ou pas intégrés dans les minéraux secondaires. Leur appauvrissement relatif peut donc être très important. En revanche, le silicium est un constituant majeur des silicates néoformés et peut être partiellement bloqué sous forme de quartz et de silice hydratée secondaire. De même le calcium et le cuivre sont partiellement retenus dans la calcite ou dans les concrétions ferrifères.

L'évolution des teneurs (c) de MgO et de Na₂O dans les arènes répond à un modèle exponentiel en fonction de la distance (x) à la roche saine profonde selon l'expression :



<u>c</u> représente la teneur originelle et <u>d</u> la distance à la roche saine pour laquelle est atteinte la teneur 0,5.c. Un diagramme ayant pour abscisses les logarithmes des teneurs et pour ordonnées le carré des distances donne une figuration linéaire à cette évolution.

Dans les niveaux profonds des arènes, en l'absence de nodules calcaires, les teneurs en Ca₂O suivent également le modèle exponentiel défini pour le magnésium et le sodium.

b. Les éléments peu mobiles.

Ce deuxième groupe d'éléments comprend l'<u>aluminium</u>, le <u>chrome</u>, le <u>fer</u> et le <u>titane</u>. Ces éléments sont très peu exportés des arènes et principalement sous forme de suspensions dans les eaux drainantes.

L'aluminium est un élément majeur des silicates secondaires. Le fer est surtout intégré dans les hydroxydes et cxydes hydratés secondaires, superficiels. Les minéraux primaires contenant le chrome et le titane sont peu corrodés au cours de l'altération.

L'effet de bilan résultant de l'appauvrissement en oxydes de magnésium et de sodium entraîne un accroissement des teneurs en oxydes des trois éléments majeurs insolubles. La somme des pourcentages de poids d'oxydes : a = $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2$ suit ainsi une courbe d'évolution dont l'expression est symétrique par rapport à celle relative au magnésium et au sodium :



a = a..e

dans laquelle \underline{d}_{a} représente la distance à la roche saine pour laquelle $a = 2.a_{o}$.

c. Les éléments à comportement intermédiaire.

Les autres éléments dosés révèlent une mobilité intermédiaire entre les deux groupes précédents. A ce troisième groupe se rattachent le baryum, le chlore, le cobalt, le gallium, le lithium, le manganèse, le nickel, le plomb, le potassium, le rubidium, le strontium, le vanadium et le zirconium.

Leur comportement peut varier selon la nature pétrochimique du faciès concerné, la solubilité dans les eaux est fréquemment plus forte lorsque l'élément est en faible teneur dans le massif drainé. Il en est ainsi pour le lithium, le potassium et le rubidium, dont les teneurs sont plus faibles dans les massifs gabbroïques, et le cobalt, le manganèse et le vanadium, dont les teneurs sont moindres dans les massifs granitiques.

Parmi les éléments du groupe intermédiaire, certains présentent des affinités plus marquées pour le groupe des éléments <u>mobiles</u>. Ainsi, le <u>potassium</u>, le <u>rubidium</u> et la <u>vanadium</u> ont des mobilités moyennes à fortes dans les eaux. Mais ces éléments peuvent être partiellement fixés par les phyllites et les concrétions secondaires. Bien que les caractères physico-chimiques du <u>cobalt</u> soient très proches de ceux du nickel et du fer, cet élément s'avèrent relativement soluble dans les eaux et il est assez fortement appauvri dans les arènes.

En revanche, le <u>baryum</u>, le <u>lithium</u>, le <u>manganèse</u> et le <u>nickel</u> suivent une évolution proche de celle des éléments peu mobiles. Dans le cas du baruym et du lithium les minéraux-hôtes primaires (micas et feldspaths potassiques) sont résistants à l'altération. Le baryum, le manganèse et le nickel sont fixés dans les concrétions oxydées secondaires.

C. REMANENCE DE LA DISTRIBUTION DES ELEMENTS DANS LES NIVEAUX ALTERES.

Mis à part le cobalt et le strontium, l'ensemble des teneurs en éléments traces manifeste une relative stabilité par rapport aux teneurs dans la roche profonde. La kaolinite et surtout les smectites fixent la plupart des éléments, soit au sein de leur réseau, soit à leur surface ou dans les sites interfoliaires. Les niveaux supérieurs des arènes sont fréquemment enrichis par rapport aux teneurs originelles en raison des possibilités de coprécipitation avec les oxyhydroxydes de fer et de manganèse.

Les études statistiques indiquent, en outre, que les processus de piégeage supergènes aboutissent à une proportionnalité entre les teneurs dans les différents niveaux de l'ensemble des arènes et les teneurs dans le substratum. Seuls les horizons pédologiques superficiels (entre la surface et un mètre de profondeur) sont susceptibles de manifester une distribution aléatoire en raison des remaniements mécaniques ou biologiques et des phénomènes de colluvionnement.

De façon très générale, les spectres des éléments traces et des minéraux résiduels se maintiennent dans les niveaux supérieurs des profils et restent donc caractéristiques des roches mères sous-jacentes.

3. INDICE D'ALTERATION ET MODELE D'EVOLUTION.

A. DEGRE D'EVOLUTION.

L'existence de comportements systématiques pour cinq éléments majeurs a conduit à la définition d'un <u>indice géochimique</u> <u>d'altération</u> (i), exprimant le quotient de la somme des pourcentages pondéraux des oxydes enrichis et de la somme des pourcentages des oxydes appauvris :



L'indice d'altération relatif <u>i:i</u>. (i. étant la valeur de l'indice pour la roche originelle) permet de caractériser grossièrement la nature des constituants secondaires pour l'ensemble des roches cristallines :.

-	i:i,	compris	entre	1,0 et 1,	5:	matériaux à smectites exclusives
-	i:i,	"	11	1,5 et 3,	0:	""" dominantes
	i:io	> 7	57	3,0 et 50) :	" à kaolinite et hydroxydes
						de fer dominants
-	i:i.	"	57	50 et 100) :	matériaux riches en oxydes et
						hydroxydes de fer non indurés

carapaces-sols)

- i:i. supérieur à 100 : cuirasses ferrifères.

L'évolution de l'indice d'altération suit un modèle exponentiel en fonction de la distance à la roche saine :



i = i.e

d_i représentant la distance pour laquelle i = 2.i.. La courbe d'évolution est en effet linéaire si les abscisses représentent le logarithme de l'indice et les ordonnées le carré de la distance à la roche saine.

La valeur du paramètre d'évolution d, permet de caractériser le degré d'évolution des arènes (drainage, âge) :

d, inférieur à 4 mètres : arène peu évoluée, drainage médiocre, mélange de minéraux primaires et de smectites dans tout le profil.

d, entre 4 et 7 mètres : altération modérée, drainage moyen, smectites dominantes par rapport aux minéraux primaires et à la kaolinite. d, entre 7 et 10 mètres : arène très évoluée, drainage intense, kaolinite et hydroxydes de fer dominants. d, supérieur à 10 mètres: arène épaisse ayant évoluée durant des

périodes humides longues, kaolinite et oxyhydroxydes nettement dominants.

Le logarithme de l'indice d'altération (i) est, en outre, lié linéairement aux teneurs en eau hygroscopique des différents niveaux d'un profil. Cette propriété permet de déterminer, par extrapolation, la valeur originelle i. relative à la roche-mère lorsque celle-ci n'a pu être atteinte (H_20^- de l'ordre de 0,10 %).

B. MECANISMES DE DIFFUSION.

L'expression de l'évolution des teneurs résiduelles en magnésium et sodium en fonction de la distance à la roche saine est similaire à l'équation décrivant, à un moment donné, la répartition des teneurs obtenues par diffusion dans un solide ou liquide homogènes. Dans ce dernier modèle la distance $\frac{d}{C}$ correspondant à la teneur 0,5.c. est liée au coefficient de diffusion (D) et à la durée d'action de la diffusion. (t) par la relation :

 $d_{2}^{2} = 2.0.t$

Le rapport des paramètres de diffusion pour le magnésium et le sodium (d_{Mg} : d_{Na}) se révèle être inversement proportionnel au rapport des rayons des ions anhydres (r_{Mg} : r_{Na}) dans les profils qui s'assèchent pendant une partie importante de l'année. Dans ce cas le magnésium est mieux exporté que le sodium. En revanche, dans les profils engorgés tout au long de l'année le rapport d_{Mg} : d_{Na} est inversement proportionnel au rapport des rayons des ions hydratés (r_{Mg}^h : r_{Na}^h). On observe dans ce cas une exportation plus importante du sodium. Les coefficients de diffusion calculés à partir des données de terrain sont alors peu différents des coefficients déterminés expérimentalement en solution aqueuse ou à la surface hydratée des cristaux :

 $D_{Mg} = 7 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{seconde}$

 $D_{Na} = 13 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{seconde}$

Les résultats obtenus sont donc compatibles avec les résultats expérimentaux et l'étude comparative des paramètres $\frac{d}{C}$ déterminés grâce aux données analytiques des arènes permet une évaluation relative des diffusivités.

C. APPLICATION DU MODELE DE DIFFUSION À L'ETUDE DE L'EVOLUTION DES PROFILS.

Il a été vérifié dans de nombreux cas que cette méthode permettait de retrouver la profondeur du front d'altération à partir des données analytiques obtenues sur les niveaux superficiels.

Ce modèle appliqué au calcul de l'âge des formations d'altération montre qu'une partie des profils présentant des ruptures dans les courbes d'évolution et caractérisés par une succession de matériaux montmorillonitiques, à la base, et de matériaux kaoliniques, au sommet, ont évolué successivement pendant les deux ou trois épisodes humides les plus récents : entre - 35 000 et -20 000 années B.P., entre - 12 000 et - 7 000 années B.P. et depuis 7 000 années.

Les autres profils où se succèdent de façon normale des vermiculites, à la base, et des argiles kaoliniques, au sommet, ne présentant aucune rupture dans les courbes d'évolution, seraient le résultat de conditions de drainage constantes dans le temps. Ainsi s'opposeraient les <u>filiations</u> minéralogiques <u>normales</u> vermiculite-kaolinite, en milieu constamment bien drainé, à la <u>succession anormale</u> montmorillonite-kaolinite qui apparaîtrait comme le résultat d'un changement des conditions de drainage, sans doute dù à des variations du climat.

4. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES.

..

Enfin, très haut dans les profils, jusque dans les horizons cuirassés, les courbes d'évolution apparaissent comme continues.

L'évolution de l'indice d'altération tend à montrer aussi que l'enrichissement des cuirasses en fer est progressif (de bas en haut) et relatif, se faisant aux dépens de matériaux kaoliniques mélangés à des oxyhydroxydes de fer. Le décapage des horizons superficiels et la progression, descendante, de l'enrichissement relatif en fer, à la base des cuirasses, aboutit ainsi à une descente, sur place, de ces cuirasses. L'érosion superficielle étant moindre pour des matériaux riches en fer, il en résulte une juxtaposition de cuirasses denses, épaisses et élevées sur les massifs basiques et de cuirasses peu ferrifères, minces et en position basse sur les massifs granitiques.

Une <u>restructuration</u> générale affecte les horizons des <u>sols</u> et les <u>niveaux cuirassés</u>. Elle est principalement liée à l'enrichissement en produits ferrifères secondaires qui favorise la formation d'agrégats denses et stables. Les données géochimiques et minéralogiques permettent de conclure à une <u>lithodépendance</u> verticale de ces formations à l'égard du substratum et des arènes.

5. CONSEQUENCES POUR LA CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE ET LES PROSPECTIONS GEOCHIMIQUES.

A. LA REPARTITION DES FACIES.

Les considérations précédentes ont montré qu'une cartographie géologique basée sur la minéralogie des faciès verts pouvait amener à des erreurs d'interprétation. Les faciès à quartz, albite, épidote, calcite, amphiboles et chlorites, résultant des transformations initiales, peuvent être confondus avec des faciès de rétromorphisme. Les classifications basées sur la présence de quartz et sur la composition des plagioclases doivent être utilisées avec prudence. Des diagrammes basés sur les teneurs des éléments stables et à distribution spécifique des différentes catégories de roches permettent de définir la classe pétrochimique initiale. Les diagrammes des figures 5, 6 et 7 utilisent, à cet effet, une classification basée sur les teneurs en silice, potassium et titane.

Dans les transformations du deuxième degré les matériaux quartzo-phylliteux microcristallins, contenant des reliques de minéraux primaires et des sphérules de quartz secondaire, peuvent présenter des faciès comparables à ceux de formations volcanosédimentaires. En outre, des formations peuvent être enrichies en calcite et sulfures, ou en silice, dans la zone de cémentation. Des faciès riches en chlorites ou en amphiboles peuvent être à l'origine de niveaux quartzo-phylliteux feuilletés. La répartition spatiale de ces faciès suit grosso- modo la topographie ou la paléotopographie. Le modelé peut donc ne pas apparaître comme le résultat d'une altération différentielle

- 336 -

de roches variées mais, au contraire, comme la cause de cette différenciation.

En conclusion, les levés cartographiques et les études pétrographiques concernant le socle du Sénégal Oriental et des régions limitrophes doivent donc être effectués à la lumière des données géomorphologiques et d'études de profils d'altération complets.

B. EXTRAPOLATIONS GEOCHIMIQUES.

Le modèle mathématique, exprimant les variations des teneurs des éléments appauvris ou enrichis et de l'indice d'altération en fonction de la distance à la roche saine, permet de déterminer un certain nombre de teneurs dans la roche originelle ainsi que sa profondeur.

Lorsque des mesures de sondages électriques permettent de définir la profondeur de la roche résistante, non altérée, les teneurs des éléments dans la roche saine peuvent être obtenues directement à partir des données analytiques de quelques niveaux de l'arène. Dand les autres cas la détermination préalable de l'indice <u>i</u>_o correspondant à la roche originelle peut être effectuée à l'aide du diagramme de variation du logarithme de l'indice d'altération en fonction des teneurs en eau hygroscopique (extrapolation pour H_2O^- égal à 0,10-0,20 %).

Les abaques de la figure 27 permettent une approximation satisfaisante pour les teneurs des éléments majeurs appauvris : magnésium, sodium (sur toute la hauteur des arènes), silicium, calcium et manganèse (à la base des arènes). Pour les éléments enrichis (aluminium, fer, potassium et titane) et pour la détermination du paramètre d'évolution \underline{d}_i on utilisera les abaques de la figure 31. Il devient ainsi possible de déterminer la composition du substratum à partir d'un nombre restreint d'analyses effectuées dans les arènes. C. APPORTS CONCERNANT LES PROSPECTIONS GEOCHIMIQUES.

Un résultat important est apparu au cours de cette étude : les différents niveaux d'arènes et de sols conservent l'image de la distribution originelle des éléments majeurs et des éléments traces. Des distorsions se manifestent pour les horizons superficiels des sols. On peut ainsi préconiser la <u>prospection</u> des anomalies de teneurs dans le substratum à par-. tir d'échantillons prélevés à un mètre de profondeur.

Pour les <u>niveaux cuirassés</u>, seuls les <u>éléments de tran-</u> <u>sition</u>, peu solubles, reflètent la répartition originelle. Dans ce cas la <u>prospection hydrogéochimique</u> apparaît intéressante dans la mesure où les teneurs dans les eaux deviennent très fortes en présence d'anomalies dans les massifs drainés et en raison de la faible solubilité du fer qui ne constitue alors pas de fond gênant pour le dosage des autres éléments.

En revanche, les processus d'altération sont insuffisants pour créer des enrichissements exploitables à partir des teneurs normales du socle. Seuls le <u>cuivre</u> et le <u>vanadium</u> présentent à la fois des teneurs de fond géochimique et des taux de concentration dans les arènes suffisamment élevés pour que les teneurs résultantes soient proches des teneurs limites d'exploitabilité.

Ainsi la prospection géochimique des substances utiles pourrait être rendue plus efficace par l'étude des altérations appliquée à la cartographie géologique et à la reconnaissance ' des limites de la lithodépendance géochimique.

- 338 -

DOCUMENTS CITES

ADDA (Y.) et PHILIBERT (J.) - 1966 - La diffusion dans les solides. Bibliothèque des Sciences et Techniques Nucléaires. Presse Univ. de France, 2 t.

AGASSIZ (J.-F.) - 1965 - Etude des ressources minérales du Sénégal Oriental (1963 - 65). Rapport final. Serv. Mines -P.N.U.D., Dakar, multigr.

AGASSIZ (J.-F.) - 1970 - Etude des ressources minérales du Sénégal Oriental (1966-70). Rapport final. Serv. Mines -P.N.U.D., Dakar, multigr.

ALBOUY (Y.) et WACKERMANN (J.M.) - 1969 - Application de la prospection électrique par courant continu à l'étude des niveaux d'altération. Rapport Centre ORSTOM, M'Bour et Dakar, multigr., 7 p.

ALBOUY (Y.) BOULANGE (B.) et PION (J.C.) - 1970 - Essais de prospection électrique appliqués à l'étude des niveaux d'altération en Haute-Volta. Rapport Centre ORSTOM, Dakar, multigr., 12 p.

ALBOUY (Y.), PION (J.C.) et WACKERMANN (J.M.) ~ 1970 b - Application de la prospection électique à l'étude des niveaux d'altération . Cah. ORSTOM, sér. Géol., Paris, 2 , 2 , p. 161-170.

ALBOUY (Y.) - 1970 - Essai de prospection géophysique du cipolin de Bandafassi. Rapport Centre ORSTOM , M'Bour, multigr., 4 p.

ALBOUY (Y.) - 1970 - Prospection électrique pour implantation de puits. Saraya-Bandafassi-Salémata. Rapport Centre ()... ORSTOM, M'Bour, multigr. , 6 p.

ALEXANDER (L.T.) et CADY (J.G.) - 1962 - Genesis and hardening of laterite in soils. Soil Conservation Service U.S. Dep. of agriculture Techn. Bull. n° 1282.

ALLEGRE (C.-J.) et MICHARD (G.) - 1973 - Introduction à la géochimie . Presses Univ. de France, Paris , 220 p.

11.1

- 339 -

- 340 -

AMMOU-CHOKROUM (M.) - 1972 - Contribution à la valorisation des ferrallites nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Distribution minéralogique des éléments et étude de leur comportement au cours de la réduction solide-gaz des matériaux . Thèse Sci. Univers. Nancy I, multigr., 170 p.

ANTIPOV-KARATAEV (I.N.) et KELLERMAN (V.V.) - 1962 - Die Bodenaggregate und ihre kolloidchemische Analyse . Sonderabdruck, Z . Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. , p. 83-94.

ARNOULD (A.) - 1959 - Note sur l'état d'avancement de la géologie et des prospections minières dans la région de Mako, cercLe de Kédougou (Sénégal) , Archives Serv. Géol. Pros. Min. Dakar, 19 p., multigr.

ARNOULD (M.) et GUILLAUME (R.) - 1959 - Mission géologique au Sénégal et en Guinée. Archives Comp. Fr. Pétroles, Paris: • . •

ARNOULD (M.), AYME (J.M.) et GUILLAUME (R.) - 1959 - Nouvelle stratigraphie des séries primaires du Nord du Fouta-Djallon. Bull. Soc. Géol. Fr. Paris 7e série , 1 , p. 631-634. 1 **1** 1 1

A.S.E.C.N.A. Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne. Centre de Dakar . Service météorologique. Données cli-matiques. ÷.,

, (:

ATAMAN (G.) - 1964 - Oligo-éléments dans les argiles. Rev. Inst. Fr. Pétrole , 19 , 9 , p. 958-969.

ATAMAN (G.) - 1966 - Géochimie des minéraux argileux dans les bassins sédimentaires marins. Etude sur le bassin triasique du Jura . Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 25, 237 p.

Atlas International de l'Ouest Africain. Organisation de l'Unité Africaine. Commission Scientifique, Technique, de la Recherche. Planches 10 à 13. I.F.A.N.-Dakar, 1965 et I.G.N. -

· · · · ·

Paris, 1967. . . . and the second sec .

AUBERT (G.) et PINTA (M.) - 1971 - Les éléments traces dans les sols. Trav. et Doc. ORSTOM, Paris, 11, 103 p.

en 1987 de la seconda de la companya UBREVILLE (A.) - 1950 - Flore forestière soudano-guinéenne. Soc. d'Edit. Géogr. Maritimes et Coloniales, Paris, 558 p., 40 cartes, 115 pl. h.-t.

. AUBREVILLE (A.) - 1959 - Définitions physionomiques , structurales et écologiques des forêts claires en Afrique - Forêts claires, Colloque C.C.T.A. -Ndoia, p. 81-87. • • • • • •

BALDENSPERGER (J.) - 1965 - Etude pédologique d'un bassin versant de la région de Kédougou (Sénégal Oriental). Rapport Centre ORSTOM, Dakar, multigr., 68 p.

. . •

..: ·

BARRERE (J.) - 1961 - Les roches basiques en Mauritanie occidentale dans leur contexte géologique. Rapport B.R.G.M.-Dakar, multigr.

BARTON (P.L.), BETHKE (P.M.) et TOULMIN (P.) - 1963 - Equilibrium in ore deposits. Min. Soc. Amer. Spec. Paper, 1, p. 171-185.

BASSOT (J.-P.) - 1959 - Repport de fin de campagne 1958-1959. Archives B.R.G.M. - Dakar, 89 p. multigr.

BASSOT (J.-P.) - 1960 - Etude des zones granitiques et birrimiennes de la région de Kédougou. Rapport B.R.G.M.-Dakar , 25 p. multigr. Archives Minist. T.P. Fédér. Mali.

- BASSOT (J.-P.) 1960 Attribution au Cambro-Ordivicien des formations falémiennes situées dans le triangle Dalafi-Youkounkoun-Kédougou (Sud Est du Sénégal) C.R. Ac. Sci. Paris, 251, 1, p. 112-114.
- BASSOT (J.-P.) et DELPY (J.) 1960 Observations sur le Paléozoïque plissé et métamorphique au Nord du Sénégal oriental. C.R. Ac. Sci. Paris, 250 , 26 , p. 4405-4406.
- BASSOT (J.-P.) 1961 Etude géologique du Sénégal oriental -Rapport de fin de campagne 1961 . B.R.G.M. Dakar , 37 p. multigr. Archives Serv. Min. Répub. Sénégal.

BASSOT (J.-P.) - 1963 - Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens . Thèse Sci., Clermont-Ferrand, 1963 et Mem. B.R.G.M. n° 40 , 1966, 322 p., 2 cartes.

BASSOT (J.-P.), BONHOMME (M.), ROQUES (M.) et Vachette (M.) -- 1963 - Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. Bull, Soc. Géol. Fr., 7, 5, p. 401-405.

BEBIEN (J.) - 1972 - Teneurs en TiO₂ des roches volcaniques : comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique. C.R. Acad. Sc., Paris, 275 D, p. 1967-1970.

BERHAUT (R.P.) - 1954 - Flore du Sénégal . Edit. Clairafrique, Dakar, 301 p. Fig.

BEYE (G.) - 1964 - Etude pédologique du bassin versant de la Sinnkountou (Mako) , Sénégal oriental . Rapport Centre ORSTOM , Dakar, multigr.

BLACK (R.) - 1967 - Sur l'ordonnance des chaînes métomorphiques en Afrique occidentale . Chron. Mines et Rech. minière, n° 364,p 225-238.

BLOT (C.), CRENII (Y.) et RECHENMANN (J.) - 1962 - Eléments apportés par la gravimétrie à la connaissance de la tectonique profonde du Sénégal. C.R. Acad., Sc., Paris, 254, p. 1131-1133. \mathfrak{D}

- BLOT (A.) et WACKERMANN (J.M.) 1968 Rapport de fin de mission à Boundou Dioë, Kenieba et Bandafassi (indice de cuivre). Rapport Centre ORSTOM , Dakar.
- BLOT (A.) 1970 Note sur l'indice de cuivre d'Alinnguel (Sénégal oriental). Repport Centre ORSTOM, Dakar, ultigr., 19 p.
- BLOT (A.), CARN (M.) et WACKERMANN (J.M.) 1970 Observations sur deux sondages du gisement de Gabou (Dénégal oriental). Sondages P.N.U.D. 1968. Rapport Centre ORSTOM et P.N.U.D. - Dakar, multigr. 18 p.
- BLOT (A.) 1971 Rapport de fin de mission à Madina Foulbé-Karé. Rapport Centre ORSTOM - Dakar.

. . •

- BLOT (A.), PION (J.-C.) et WACKERMANN (J.-M.) 1973 Un exemple de corrélation de rang en géochimie : les altérations du socle birrimien en zone tropicale sèche (Sénégal oriental et Haute-Volta). Cah. ORSTOM, sér. Géol. 5, 1, p. 25-34.
- BLOT (A.) et LEPRUN (J.C.) 1973 Influence de deux roches-mères de composition voisine sur les altérations et les sols. Un exemple sur le socle critallin au Sénégal oriental. Cah. ORSTOM, sér. Géol., 5 , 1 , p. 45-57.
- BLOT (A.), LEPRUN (J.C.) et PION (J.C.) 1974 Compte-rendu d'une tournée au Sénégal oriental (21 au 31 janvier 1974). Rapport Centre ORSTOM, Dakar, multigr. 3 p.
- BOCQUIER (G.), PAQUET (H.) et MILLOT (G.) 1970 Un nouveau type . d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques: l'invasion remontante de la montmorillonite. C.R. Acad. Sc., Paris , 270 D. p. 460- 463.
- BOCQUIER (G.) 1971 Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Sci., Strasbourg et Mém. ORSTOM, 62, 1973, 350 p.
- BODIN (L.) 1951 Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le Précambrien de l'Afrique occidentale française. Bull. Dir. Mines A.O.F. Dakar, n° 12, 113 p.
- BODIN (L.) 1956 Sur la genèse de certains granites de l'A.O.F. Cycle de conf. Ser. Géol. A.O.F. Dakar , inédit. 33 p.
- BOIS (J.) 1961 Mission Sud Bakel campagne 1960-1961 . Rapport B.R.G.M. - Dakar, 40 p. multigr. Archives Serv. Mines Répub. Sénégal.
- BOIS (J.) 1962 Mission Ouest-Saraya. Rapport de fin de campagne 1962. Rapport B.R.G.M. - Dakar, multigr.

BONHOMME (M.) - 1962 - Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. Thèse doctorat ès-sciences Univ. Clermont-Ferrand. Ann. n°5, 62 p., 1 carte h.-t.

- BONIFAS (G.) 1960 Les latérites en Afrique moyenne. Mission C.E.A. 1959-1960 . Rapport C.E.A. , Marseille , multigr. , 26 p.
- BONIFAS (M.) 1959 Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Thèse Sci. , Strasbourg et Mém . Serv. Carte géo. Als. Lorr., n° 17 , 159 p.
- BOULANGE (B.) et CARN (M.) 1971 Prospection électrique appliquée à l'étude des cuirasses en Côte d'Ivoire. Rapport Centre ORSTOM - Adiopodoumé-Abidjan, multigr., 14 p.
- BOULANGE (B.), DELVIGNE (J.) et ESCHENBRENNER (V.) 1973 Descriptions morphoscopiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte d'Ivoire. Cah. ORSTOM, sér. Géol., 5, 1, p. 59-81.
- BOULET (R.) et PAQUET (H.) 1972 Deux voies différentes de la pédogenèse en Haute-Volta. Convergence finale vers la montmorillonite. C.R. Acad. Sc. , Paris, 275 D , 12 , p. 1203 - 1206.
- BOULET (R.) 1974 Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta : équilibres dynamiques et bioclimats. Thèse Sci., Strasbourg, multigr., 319 p.
- BREWER (R.) 1964 Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley édit., New-York, 470 p.

CAILLERE (S.) et HENIN (S.) - 1963 _ Minéralogie des argiles . Masson, Paris , 355 p.

CARN (M.) - 1971 - Etude comparative de deux méthodes de mesure des densités apparentes. Rapport multigr., Centre ORSTOM -Dakar, 25 p.

Carte géologique du Sénégal à l'échelle du 1/500.000[•] - 1962 -Service des Mines et de la Géologie et B.R.G.M. - Dakar.

Carte Géologique du Sénégal au 1/200.000 - 1963 - Notices explicatives des feuilles Bakel, Dalafi, Kódougou, Kenieba et Kossanto, Service des Mines et de la Géologie et B.R.G.M. -Dakar.

CHAUVEL (A.) - 1967 - Carte Pédologique du Sénégal Oriental à l'échelle du 1/200.000°. Notice explicative des feuilles de Kédougou et de Kenieba-Kossanto. Rapport Centre ORSTOM - Dakar, multigr. multigr., 155 p., 2 cartes h.-t.

CHAUVEL (A.) et MONNIER (G.) - 1967 - Sur la signification générale de l'analyse granulométrique en pédologie ; examen des problèmes posés par la caractérisation de la texture de certains sols tropicaux . C.R. Acad. Sc. , Paris , 264 D , p. 1969 - 1972. CHAUVEL (A.) et PEDRO (G.) - 1967 - Considérations sur l'analyse granulométrique et le problème de la détermination de la constitution minéralogique élémentaire de certains sols tropicaux; nécessité et limites de la déferrification. C.R. Acad. Sc., Paris, 264 D, p. 2089-2092.

CHAUVEL (A.) - 1975 - Contribution à l'étude du passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux formés sur les matériaux argilo-gréseux du "Continental Terminal". Mém. en cours de rédaction.

CHESWORTH (W.) - 1973 - The residua system of chemical weathering : a model for the chemical breakdown of silicate rocks at the surface of the earth. J. of Soil Sci., 24, 1, p. 69-81.

CHIRON (J.C.) - 1963 - Mission de prospection Est-Sénégal. Rapport de fin de campagne 1962-1963. Rapport B.R.G.M. - Dakar, multigr.

Compagnie Générale de Géophysique - 1964 - Prospections minières par méthodes géophysiques au Sénégal Oriental -(1963-64).Serv. Mines, Dakar.

CONRAD (G.) et GONRAD (J.) - 1967 - Les altérations à la base du Continental intercalaire, Crétacé inférieur du Tidikelt occidental (Sahara Central). Bull. Soc. géol. de France, 7, 9, p. 307-311.

• . • : •

COPPENS (R.) - 1964 - Action des courants électriques sur le déplacement de l'uranium dans les roches. C.R. Acad. Sc., Paris, 258, p. 1275-1277.

CORRENS (C.W.) et VON ENGELHARDT (W.) - 1940 - Die chemische Verwitterung der Silicate, Naturwissen., 28, p. 369.

CRENN (Y.) et al, - 1962 - Mesures gravimétriques et magnétiques en Afrique occidentale de 1956 à 1958. ORSTOM, Paris, 40 p.

CRENN (Y.) et RECHENMANN (J.) - 1965 - Mesures gravimétriques et magnétiques au Sénégal et en Mauritanje occidentale. Cah. ORSTOM, sér. Géophys., 6, 59 p.

DÁNSGAARD (W.) et al., - 1971 - Climatic record revealed by the Camp Century ice core. Late Cenozoic Ice Ages, p. 37-56., Yale University Press.

DARS (R.) - 1961 - Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique de l'Ouest). Thèse Sci., Paris 1961. Mémoires du B.R.G.M. 12, Paris 387 p.

DARS (R.) et LE PAGE.(A.) - 1972 - Données stratigraphiques nouvelles sur l'avant-pays des Mauritanides au Sénégal oriental. A paraître.

1

DARS (R.) et LE PAGE (A.) - 1972 - Sur la tectonique de la série de la Falémé au Sénégal oriental. A paraître.

- DEER (W.A.) , HOWIE (R.A.) et ZUSSMAN (J.) 1964 Rock-forming minerals. Longmans, Londres, 5 vol.
- DEFOSSEZ (M.) 1951 Rapport géologique sur la haute Gambie (Sénégal). Archives Dir. Mines, A.O.F., Dakar, 28 p., Multigr.

DEFCSSEZ (M.) , MANGIN (J.PH.), PINTA (M.) et VAN DEN DRIESSCHE (R.) - - 1967 - Répartition de quelques éléments traces dans les eaux de surface en zone intertropicale (Côte d'Ivoire). Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 20 , 4 , p. 257-276.

- DE GEOFFROY (J.) et WIGNALL (T.K.) 1972 A statistical study of geological characteristics of porphyry-copper-molybdenum deposits in the cordilleran belt - Application to the rating of porphyry prospects. Economic Geology, 67, 5, p. 656 - 668.
- DE LA ROCHE (H.), KERN (R.) et BOLFA (J.) 1962 Contribution à l'étude de l'altération des ilménites. Les ilménites du Sud Est de Madagascar. Sci. de la Terre, 8, 3-4, p. 215 - 248.
- DENNEN (W.H.) et ANDERSON (P.J.) 1962 Chemical changes in incipient rock weathering . Geol. Soc. America Bull. , 73 , p. 375-384.
- DEVIGNE (J.P.) 1972 Age protérozoïque de la disjonction des paléocontinents africain et sud-américain . Les données paléoclimatiques . C.R. Acad. Sc., Paris, 275 D , . p. 1589-1592.
- DIENG (M.) 1963 Etude géologique du Continental Terminal du Sénégal oriental . Rapport B.R.G.M. , Dakar, multigr.
- DIENG (M.) 1965 Contribution à l'étude géologique du Continental Terminal du Sénégal . Rapport B.R.G.M. - Dakar , multigr.
- DUNOYER DE SEGONZAC (G.) 1969 Les minéraux argileux dans la diagenèse . Passage au métamorphisme . Thèse Sci. Strasbourg 339 p. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr. n° 29.
- DUNOYER DE SEGONZAC (G.), TARDY (Y.) et MILLOT (G.) 1970 -Evolutions symétriques des micas au cours de l'altération superficielle et de la diagenèse profonde. Bull. Groupe franç. Argiles, 22, p. 51-67.
- EINSTEIN (A.) 1956 Investigations on the theory of brownian movement . Edit. R. FURTH, Dover Publ.
- ELOUARD (P.) et MILLOT (G.) 1959 Observations sur les silicifications du Lutétien en Mauritanie et dans la vallée du Sénégal. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 12, 2, p. 15- 19.

l

- ELOUARD (P.) et FAURE (H.) 1967 Quaternaire de l'Inchiri, du Taffoli et des environs de Nouakchott. Lab. de Géologie , Fac. Sci. de Dakrr, Rapport n° 19, mai 1967.
- FAUCK (R.) 1971 Contribution à l'étude des sols des régions tropicales, Les sols rouges sur sables et sur grès d',-Afrique occidentale. Thèse Sci., Strasbourg, et Mém. ORSTOM, Paris, 1972, 61, 246 p.
- FISHER (J.C.) 1951 Calculation of diffusion penetration curves for surface and grain boundary diffusion . J. Appl. Phys. 22, 1, p. 74-77.
- FOTIUS (G.) 1965 Lexique vernaculaire de la Flore du Sénégal oriental . Rapport Centre ORSTOM - Dakar , multigr. , 46 p.
- FOTIÚS (G.) 1967 Etude phytosociologique dans la région de Kanér méré (Sénégal oriental) Rapport de mission mai-décembre 1965. Rapport Centre ORSTOM - Dakar, multigr. 80 p., 1 carte.
- Food Agriculture Organization 1964 Les possibilités d'aménagement agricole intégré du bassin du fleuve Gambie. Rapport aux Gouvernements du Sénégal et de la Gambie. Rome, 67 p.
- FOURNIER {F.) 1958 Etude de la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques . Thèse Lettres , Paris et Presses Univ. de France , Paris , 1960 , 203 p.
- FRAUDET (P.) 1970 Contribution à l'étude des roches éruptives de la région de Thiès (Sénégal) Mém. D.E.S. Univ. Lyon I , sept. 1970 , multigr. 114 p.
- FRIPIAT (J.J.) et GASTUCHE (M.C.) 1952 Etude physico-chimique des surfaces des argiles. Les combinaisons de la kaolinite avec les oxydes de fer trivalent. Publ. I.N.E.A.C. , Serv. Scient. , 54 , 60 p.
- FRITZ (B.) et TARDY (Y;) 1973 Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application à la genèse des podzols et des bauxites. Sci. Géol., Bull., Strasbourg, 4, p. 339-367.
- FYFE (W.S.) , TURNER (F.J.) et VERHOOGEN (J.) 1962 Metamorphic reactions and metamorphic facies. The Geol. Soc. of Amer., Mem. n° 73 , New-York, 259 p.
- GARRELS (R.M.) et THOMPSON (M.E.) 1952 A model for sea water at 25°C , Am. J. Sci., 260 , p. 57.

. . : - 1

GARRELS (R.M.) et CHRIST (C.L.) - 1965 - Solutions, minerals and equilibria Harper et Row, New-York, 450 p. GIRARD (A.) - 1935 - Les constituants de la rouille. Public. Scient. et et Techn. du Ministère de l'Air, Gauthier-Villars, Paris, 81 , 72 p.

GIRAUDON (R.) - 1962 - Etude d'indices de Plomb et de Molybdène à Iinkoto (Sud-est du Sénégal) et annexes . Rapport B.R.G.M. -Dakar, 43 p. multigr. Archives Serv. Mines Répub. Sénégal.

GOLDSCHMIDT (V.M.) - 1954 - Geochemistry. Clarendon Press, Oxford, 730 p.

GONI (J.) - 1966 - Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques . Mém. B.R.G.M. - Paris , 45, 68 p.

GOTTINI (G.) - 1968 - The TiO₂ frequency in volcanic rocks. Geol. Rundschau, Bd. 57 , 3 , p. 930-935.

GOVINDARAJU (K.) - 1968 - Dosage des éléments à l'états de traces dans les roches et les autres substances minérales naturelles. Coll. Nation. du C.N.R.S., Nancy, n° 923, p. 133-147.

GRANDIN (G.) - 1973 - Aplanissements cuirassés et enrichissements des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Thèse Sci., Strasbourg, multigr.,410 p.

GRASSE (P.P.) et NOIRDT (C.) - 1959 - Rapports des termites avec les sols afriains , Rev. Géomorph. Dyn., 1-2.

GRAVESTEIJN (J.) - 1962 - Mission Sud-Falémé - Rapport de fin de cam- . pagne 1961 (annexes) kapport B.R.GM. Dakar , Archives Serv. Mines Répub. Sénégal 61 p. ronéo . (62 - A 3)

GRAVESTEIJN (J.) - 1962 - Mission Quassa-Sud Falémé. Rapport de fin de campagne 1961-1962. Rapport B.R.G.M. -Dakar,multigr.

GUESDON (R,) - 1964 - Mission diamant Est-Sénégal. Campagne 1963-1964. Repport B.R.G.M. - Dakar , multigr.

Handbook of chemistry and physics - 1972 - Edit. WEAST (R.C.), The Chemical Rubber.

Handbook of geochemistry - 1969 - Edit. WEDEPOHL (K.H.) , Springer Verlag , Berlin, 4 vol.

HARKER (A.) - 1964 - Metamorphism. A study of the transformations of rock-masses. Methuen, Londres, 362 p.

.....

HARRASSOWITZ (H.) - 1926 - Laterit. Forsch. Geol. Paleont., Berlin, 4, p. 253-565.

HELGESON (H.C.) - 1968 - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions, I. Thermodynamic relations. Geochim.Cosmochim. Acta, 32, p. 853-877.

HELGESON (H.C.) - 1969 - Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. Amer. J. Sci., 267, p. 729-804.

HELGESON (H.C.) - 1969 - Calculations of mass transport in geochemical processes involving aqueous solution. Geochim. Cosmochim. Acta, I : 1969 , 32 , p. 851-884

HELGESON (H.C.) - 1970 - Calculations of mass transport in geochemical processes involving aqueous solution. Geochim. Cosmochim. Acta, II : 1970, 34 , p. 569 - 592.

HELGESON (H.C.), GARRELS (R.M.) et MACKENZIE (F.T.) - 1969 - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications. Geochim. Cosmochim. Acta, 33 , 4 , p. 455-483.

HEM (J.D.) et CROPPER (W.H.) - 1959 - Survey of ferrous-ferric chemical equilibria and redox potentials. Water supply paper . U.S. Geol. Survey, 1459 A , p. 1-31.

HENIN (S.) - 1960 - Le profil cultural . Soc. Ed. Ing. Agri., Paris.

HENIN (S.), PEDRO (G.) et ROBERT (M.) - 1967 - Considérations sur les notions stabilité et d'instabilité des minéraux en fonction des conditions du milieu ; essai de classification des "systèmes d'agression". 9th Intern. Congress of Soil Sci. Trong.,3, 9, p. 79-90.

HESS (H.H.) et POLDERVAART (A.) - 1967 - Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. J. Wiley, 2 vol.

HEYDEMANN (A.) - 1959 - Adsorption aus sehr verdünnten Kupferlösungen an reinen Tonmineralen. Geochim. Cosmochim. Acta , 15 , 4 , p. 305-329.

HUBERT (H.) - 1917 - Géologie du Sénégal et des régions voisines . Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, 4è série , 17, p. 103-108.

HUBERT (H.) - 1917 - Les diabases du Fouta-Djallon et leurs phénomènes de contect. C.R. Ac. Sci., Paris, 164, p. 434-437.

HUBERT (H.) - 1918 - Notice explicative . Carte géologique de l'A.O.F. au 1/1.000.000 . Feuille 5 (Dakar), Emile Larose, Paris.

HUBERT (H.) - 1918 - Limite des grès siliceux horizontaux en Afrique occidentale. C.R. Ac. Sci., Paris, 167, 18, p. 646-648.

INCZEDY (J.) - 1966 - Analytical applications of ion exchangers. Pergamon Press, Oxford.

IL'IN (O.M.) - 1971 - Particularités du champ gravimagnétique des grandes intrusions granitiques du Précambrien d'après l'exemple du Sud-ouest du Mali. Nauch. issledovat. Inst. géol. Arktiki, geofiz. Metody Razv. Arktike S.S.S.R., 6, p. 91-95. Traduction MAYKOVSKI (L.K.).

JACQUET (F.) et NICKLES (M.) - 1937 - Sur les relations de la chaine du Sénégal oriental avec les plateaux mauritaniens et soudanais C.R. ac. Sci. Paris, 205, p. 1165-1167.

JAGER (J.-L.) - 1957 - La géochimie. Presses Univ. de France , Paris 119 p.

JENNE (E.A.) - 1968 - Controls on Mn, Fe, Co, Ni, Cu and Zn concentrations in soils and water : the significant role of hydrous Mn and Fe oxides. Adv. Chem. Series, Am. Chem. Soc. , 73, p. 337-387.

JUNG (J.) - 1958 - Précis de pétrographie . Roches sédimentaires , métamorphiques et éruptives. Masson Ed., Paris, 310 p.

٤.

KALOGA (B.) - 1966 - Carte Pédologique du Sénégal oriental à l'échelle du 1/200.000°. Notice explicative de la feuille de Dalafi. Rapport Centre ORSTOM - Dakar, multigr., 104 p., 1 carte h.-t.

KARPOFF (A.-M.) , BOCQUIER (G.) , ISNARD (P.) et TARDY (Y.) - 1973 -Géochimie de sols tropicaux du Tchad. Utilisation des méthodes statistiques . Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 26, 4 , p. 315-338.

KENDALL (M.G.) - 1970 - Rank correlation methods. Griffin, Londres, 4° édit. 202 p.

KORZHINSKII (D.S.) - 1965 - The theory of systems with perfectly mobile components and processes of mineral formation . Amer. J. Sci., 263, p. 193-205.

KRAMER (J.R.) - 1968 - Mineral-water equilibria in silicate weather ring. 23 rd Intern. Geol. Congr., Prague, 6, p. 149-160,

KUBIENA (W.L.) - 1956 - Rubefizierung und Laterisierung (zu ihrer Unterscheidung durch mikromorphologische Merkmale) 6° congrès de la Science du Sol, Paris, 5, E, 39, p. 247-249.

KUBIENA (W.L.) - 1961 - Die taxonomische Bedeutung der Art und Ausbildung von Eisenoxydhydratmineralien in Tropenböden. Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk., p. 205-213.

KUBIENA (W.L.), BECKMANN (W.) et GEYGER (E.) - 1963 - Mikromorphometrische Untersuchungen an Hohlräumen im Boden. An. de Edaf. y Agrob., 22, 11-12, p. 551-567.

- LABEYRIE (J.) 1974 Les échanges matériels entre la mer, la terre et l'air. France-Culture, 26/01/1974.
- LAFFITTE (P.) 1957 Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Physico-chimie et thermodynamique. Masson, Paris, 343 p.

LAGACHE (M.), WYART (J.) et SABATIER (G.) - 1961 - Dissolution des feldspaths alcalins dans l'eau pure ou chargée de CO₂ à 200°C., C.R. Acad. Sc., Paris, 253, p. 2019.

LAGACHE (M.), WYART (J.) et SABATIER (G.) - 1961 - Mecanisme de la dissolution des feldspaths alcalins dans l'eau pure ou chargée de CO₂ à 200°C. C.R. Acad. Sc., Paris , 253 , p. 2296.

LAJDIGNIE (J.P.) - 1962 - Programme d'étude des latérites du secteur de Tinkoto (Est Sénégal). Rapport B.R.G.M. - Dakar, multigr.

LAJDIGNIE (J.P.) - 1963 - Etude deslatérites du secteur de Tinkoto (Sud-est du Sénégal). Bilan des travaux de terrain (campagne 1962-1963) . Rapport B.R.G.M.-Dakar, multigr.

LAPPARTIENT (J.-R.) - 1971 - Périodes de concrétionnement calcaire dans le Quaternaire récent de Dakar (Sénégal). Bull. Soc. géol. de France, 7 , 13 , 3-4, p. 409-415 , 5 fig., 1 tabl.

LEGOUX (P.) - 1939 - Esquisses géologiques de l'A.O.F. Bull. Serv. Mines A.O.F. - Dakar, n° 4, 1 vol., 134 p.

LELONG (F.) et MILLOT (G.) - 1966 - Sur l'origine des minéraux micacós des altérations latériques. Diagenèse régressive . Minéraux en transit. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 19, 3-4, p. 271-287.

LELONG (F.) - 1967 - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française).Thèse Sci. Nancy, 182 p. et Mémoire Sci. de la Terre; 1969 , 14 , 188 p.

LENEUF (N.) - 1959 - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Sci., Paris et ORSTOM, 210 p.

LEPELTIER (C.) - 1969 - A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. Economic Geology, vol. 64, p. 538 - 550.

LEPRUN (J.-C.) - 1972 - Cuirasses ferrugineuses autochtones et modelé des bas reliefs des pays cristallins de Haute-Volta orientale. C.R. Acad. Sc. , Paris , 275, 12 , D , p. 1207-1210.

LEPRUN (J.C.) et NAHON (D.) - 1973 - Cuirassements ferrugineux autochtones sur deux types de roches. Bull. Soc. Géol. de Fr., 7, 15, 3-4, p. 356-361.

--------- مت بر بالم م

:...~

. . .

- LI (Y.H.) et GREGORY (S.) 1974 Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 5, p. 703-714.
- LORIUS (C.) 1973 Les calottes glaciaires , témoins de l'environnement. La Recherche , n° 34 , mai 1973 , p. 457-472.
- LUCAS (J.) et TRAUTH (N.) 1965 Etude du comportement des montmorillonites à haute température . Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 18, 4 , p. 217-242.
- LUCE (R.W.) , BARTLETT (R.W.) et PARKS (G.A.) 1972 Dissolution kinetics of magnesium silicates. Geochim. Cosmochim. Acta, 36 , p. 35-50.
- MAC EWAN (D.M.C.) 1948 A trioctahedral montmorillonite derived from biotite . 28° Intern. Geol. Congr. Great Britain, Abstr., p. 128.
- MAIGNIEN (R.) 1958 Contribution à l'étude du cuirassement des sols en Guinée française. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 16, 235 p.
- MAILLARD (P.) 1965 Etude discriminative de roches argileuses par colorimétrie . Bull. Groupe Fr. Argiles, 16, 11, p. 17-23.
- MEILHAC (A.) et TARDY (Y.) 1970 Genèse et évolution des séricites vermiculites et montmorillonites au cours de l'altération des plagioclases en pays tempéré . Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 23, 3-4, p. 145-161.
- MEZENCEV (O.K.) 1964 Traitement statistique des données des et al. recherches géochimiques. Razvedka Okhr. Nedr., S.S.S.R., 30, 10, p. 10-15. Traduction MARKOVIC-B.R.GM. n° 4791, Paris.
- MICHARD (G.) et TREUIL (M.) 1969 Réflexions sur l'utilisation des corrélations entre éléments traces en géochimie : exemples Bull. Soc. Géol. de Fr., 7, 11, p.595-598.
- MICHARD (G.) et RENARD (D.) 1970 Coprécipitation de l'ion nickel avec le carbonate de calcium. C.R. Acad. Sc., Paris , 271 D, p. 693-695.
- MICHEL (P.) 1959 L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. Rev. Géom. Dyn., 10, 5-12, p. 117-143.
- MICHEL (P.) Etude géomorphologique des sondages dans les formations cuirassées de la région de Kédougou (Sénégal). Rapport B.R.G.M. - Dakar, multigr. 56 p.
- MICHEL (P.) 1967 Les grandes étapes de la morphogenèse dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie pendant le Quaternaire Communication au VI° Congrès Panafricain de Préhistoire et du Quaternaire, Dakar, décembre 1967, 30 p., et Bull. Inst. Fond Afr. noire, A, Sénégal, 31, 2, p. 293-324, Dakar, 1969.

- MICHEL (P.) 1969 Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Thèse Fac. Lettres Univ. Strasbourg et Mém. ORSTOM , 63, 3 vol., 752 p., 6 cartes coul.h.-t., Paris , 1973.
- MILLOT (G.) et BONIFAS (M.) 1955 Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation . Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 8 , p. 3-10.

MILLOT (G.) - 1964 - Géologie des argiles. Masson , Paris , 499 p.

- MIYASHIRO (A.) 1968 Basalts. Ed. HESS (H.H.), Interscience Publishers, J. Whiley, 2 vol.
- NAHON (D.) et RUELLAN (A.) 1972 Encroûtements calcaires et cuirasses ferrugineuses dans l'Ouest du Sénégal et de la Mauritanie. C.R. Acad. Sc., Paris, 274 D, p. 509-512.

National Bureau of Standards, ~ 1952 - Circular 500 , Selected values of chemical thermodynamic properties.

- N'DIAYE (I.) 1970 Compilation sur l'orpaillage dans les régions du Haut-Sénégal - Niger. Rapport Dir. Mines et Géologie, Dakar, multigr. 68 p.
- NICKLES (M.) 1936 Des grandes lignes géologiques des bassins de la Falémé et de la Gambie . Gt Gal. A.D.F. , Serv. Géol. Dakar.
- NICOLAI (G.) 1960 Compte-rendu sur les travaux de Tinkoto . Rapport B.R.G.M. , Dakar , multigr.

PAQUET (H.) - 1967 - Les montmorillonites des vertisols. Altération alcaline en milieu tropical . Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 20- 4, p. 293-306.

- PAQUET (H.) 1969 Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse Sci., Strasbourg et Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., n° 30.
- PARES (Y.) et MARTINET (R.) 1964 Intervention des bactéries dans le cycle de l'or. Etude biologique du phénomène. Bull.
 B.R.G.M., 1964 - 3 , p. 1 - 29.

PARKER (A.) - 1970 - An index of weathering for silicate rocks. Geol. Mag., 107, 6, p. 501-504.

PARROT (J.F.) - 1973 - Pétrologie de la coupe du Djebel Maissa. Massif Vasique - ultrabasique du Kizil Dag (Hatay, Turquie). Sciences de la Terre, Nancy, sous presse.

. . .

PASCAL (P;) - 1951 - Chimie Générale . L'individu physico-chimique. Masson , Paris.

- PEDRO (G.) 1964 Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines Thèse Sci., Paris et Ann. Agron., 15, 2, p. 85-191, 3, p. 243-333, 4, p. 339 - 456.
- PEDRO (G.) 1966a Intérêt géochimique et signification minéralogique du paramètre moléculaire K_i = SiO₂ : Al₂O₃ dans l'étude des latérites et des bauxites. Bull. Groupe franç. argiles, 18, nouvelle série, 13, p. 19-31.
- PEDRO (G.) 1966 b Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficelles (cycle aluminosilicique). C.R. Acad., Sc., Paris, 262 D, p. 1828-1831.
- PEDRO (G.) 1968 La prospection géochimique des éléments-traces dans les sols avec établissement de cartes géochimiques superficielles. Son utilisation en métallogénie et son intérêt en agronomie. I.N.R.A., Versailles, multigr., 71 p.
- PEREIRA BARRETO (S.) 1966 Carte Pédologique du Sénégal oriental à l'échelle du 1/200.000°. Notice explicative des feuilles de Tambacounda et de Bakel-Sud. Rapport Centre ORSTOM - Dakar, et Ministère de l'Economie:rurale du Sénégal, multigr., 53 p., 3 cartes h.-t,
- PERONNE (Y.) 1957 Rapport géologique sur la terminaison N.E. du Massif granitique de Saraya. Rapport S.G.P.M. - A.O.F.-Dakar, 26 p. multigr.
- PERONNE (Y.) 1960 Mission Kayes Kédougou . Rapport de la campagne de prospection (décembre 1959 - mai 1960). Féd. Mali Mali , Minist, T.P. , 36 p. multigr.
- PETKOVIC (M.) 1971 Rapport sur la recherche du cuivre à Gabou , département de Bakel. 1970-1971. Annexe n° 22 du rapport final P.N.U.D. - Dir. Mines et Géologie , Dakær , multigr. 42 p. annexes.
- PETKOVIC (M.) 1972 Exploration minière au Sénégal oriental .Note préliminaire sur le rayon d'Alinnguel. Rapport P.N.U.D.-Dir. Mines et Géologie , Dakar , multigr. projet S.E.N. 71 - 517 , annexe 4 - 72.
- PINTA (M.) 1962 Recherche et dosage des éléments traces . Spectrophotométrie d'absorption, spectrographie d'émission, polarographie . Dunod, Paris , 726 p.

PINTA (M.) et RIANDEY (C.) - 1969 - Détermination des traces dans les sols et les roches par spectrophotométrie d'absorption atomique. Meth. Phys. d'Anal., 5 , 1 , p. 76-85. Ð

POLDERVAART (A.) - 1953 - Metamorphism of basaltic rocks, a review. Geol. Soc. America Bull., 64, p. 259-274.

PRIBILE (S.) - 1963 - Etude des latérites, dans "Compte-rendus des Conférences tenues à Dakar du 22 au 27 octobre 1962 ", fasc. II . Géochimie, B.R.G.M. - Dakar (63-B1).

PROST (A.) - 1962 - Etude sédimentologique du Sannoisien continental de l'Ile de France . Thèse 3° cycle , Sci. Paris, multigr; 71 p.

QUINTIN (M.), RIANDEY (C.), DE KERSABIEC (A.M.), et PINTA (M.) -- 1972 - Effets de matrice comparés dans l'analyse des silicates par spectrométrie d'émission, d'absorption atomique et de fluorescence X. 9° Coll. Intern. sur l'Analyse de la Matière, Toulouse, 1972, et Analusis, 2, 7, 1973, p. 516-531.

RAGUIN (E.) - 1961 - Géologie des gîtes minéraux. Masson , Paris, 679 p.

RAMBAUD (D.) - 1969 - Etude sur la répartition des éléments traces dans quelques sols ferrallitiques. Thèse Sci., Paris -Orsay, et ORSTOM, multigr., 157 p.

. . RENAUD (L.) - 1958 - Le Précambrien du S.W. de la Mauritanie et du Sénégal oriental . Thèse Univ. Clermont-Ferrand . Mémoires B.R.G.M. - Paris, n° 5, 140 p. (1961).

RINNE (F.) et al., - 1949 - La Science des Roches . Librairie Lamarre, 696 p.

RITTMANN (A.) - 1963 - Les volcans et leur activité . Traduction française par TAZIEFF (H.). Masson Edt. Paris, 461 p.

RITTMANN (A.) - 1970 - The probable origin of high-alumina basalts. Bull. volc., 34, 2, p. 414-420.

.ROBIE (R.A.) et WALDBAUM (D.R.) - 1968 - Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298 . 15°K (25°C) and one atmosphere (1.013 bars) pressure and at higher temperatures . U.S. Geol. Survey Bull., 1259, 256 p.

ROCCI (G.) - 1964 - Ages absolus, histoire et structure de l'Ouest du Bouclier africain . C.R. Acad. Sc . , Paris, 258 , 10 , p. 2859-2862.

ROCHETTE (C.) - 1968 - Monographie hydrologique du fleuve Sénégal. 3° vol : Analyse des éléments du régime hydrologique. ORSTOM - M.A.S., Paris, 108 p. ROQUES (M.) - 1948 - Le Précambrien de l'A.O.F. Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, 5° série , 18 , 8 et 9 , p. 589-628.

ROQUES (M.) - 1949 - Géologie de l'A.O.F. Encycl. col. mari., Paris, t. I : A.O.F. , p. 197-204.

ROUBAULT (M.), DE LA ROCHE (H.) et GOVINDARAJU (K.) - 1964 - L'analyse des roches silicatées par spectrométrie photo-électique au Quantomètre A.R.L. et son contrôle par des roches étalons. Sciences de la Terre , Nancy , 9, 4, p. 339-371.

ROUTHIER (P.) - 1963 - Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. Masson, Paris , 2 vol.

Ø

RUDIN (S.A.) - 1967 - Graphsmanship . The art of finding the right graph paper to get a straight line . Earth-Science Reviews, Elsevier , 3, 1 , p. A- 31 - A - 33.

SAGATZKY (J.) - 1948 - Géologie de la boucle de la Gambie (cercle de Haute-Gambie - Sénégal) Dir. Mines A.O.F. - Dakar , 40 p. multigr.

SCHELLMANN (W.) - 1971 - Über Beziehungen lateritischer Eisen-, Nickel -, Aluminium, und Manganerze zu ihren Ausgangsgesteinen . Min . Deposita, Berlin, 6 , p. 275-291.

SEGALEN (P.) - 1964 - Le fer dans les sols. Init. Doc. techn., ORSTOM, Paris, 4 , 150 p.

SELIVERSTOV (J.) - 1965 - La géomorphologie de la Guinée et ses questions fondamentales . Isvest . Akad. nauk. S.S.S.R., Ser. geog. n° 1 , p. 20-31. Traduction M. RELIANT, B.R.G.M.

SERVANT (M.) - 1973 - Séquences continentales et variations climatiques tiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse Sci. Paris VI , multigr., 348 p.

Service de Géologie et de Prospection Minière de l'A.O.F. -Analyse des roches silicatées de l'Afrique occidentale Française . Bull: n° 27, Dakar, 279 p.

SHAW (D.M.) - 1964 - Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson , Paris, 237 p.

SILLITOE (R.H.) - 1972 - A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: Economic Géology, 67, 2, p. 184 - 197.

· · · · ·

SKAWYTCH (C.) - 1933 - Rapport sur l'étude géologique du Sud-Est du Sénégal . Gt . Gal. A.O.F. Serv. Mines , Dakar.

SLEEMAN (J.R.) - 1963 - Cracks, peds, and their surfaces in some soils of the Rivering Plain, New South Wales. Austr. J. Soil. Res., 1, p. 91-102.

. . .

SOUGY (J.) et <u>al.</u>, 1972 - Rapport annuel d'acitivité 1971-1972 du Laboratoire Associé au C.N.R.S. n° 132. Série E , n°9, Saint-Jérôme-Marseille, 90 p.

SOUGY (J.) et al. - 1972 - Travaux des laboratoires des Sciences de la Terre. Rapport scientifique pour la périodé 1969-1972 du Laboratoire Associé au C.N.R.S. n° 132. Série E, n° 10, Saint-Jérôme -Marseille, 106 p.

SOULE DE LAFONT (D.) - 1955 - Rapport de tournée dans le bassin de la Falémé (Soudan)D.F.M.G. - A.D.F.- Dakar, 31 p.multigr.

SOULE DE LAFONT (D.) - 1956 - Rapport de mission dans le bassin de la Falémé (janvier-mars 1956) . S.G.P.M. - A.O.F. - Dakar, 22 p., multigr.

SOULE DE LAFONT (D.) - 1957 - Rapport préliminaire sur les gisements de fer de la rive sénégalaise du bassin de la Falémé (Sénégal). S.G.P.M. - A.O.F.- Dakar, 45 p.,multigr.

SOULE DE LAFONT (D.) - 1958 - Pegmatites lithiques et pneumatholytes stannifères au Soudan et au Sénégal. Chron. Min. Outre-Mer et Rech. Min., Paris , n° 267. p. 245-251.

SUGIMURA (A.) et UYEDA (S.) - 1972 - Island arcs. Elsevier.

SUTTON (J.) et WATSON (J.) - 1951 - Varying trends in the metamorphism of dolerites. Geol. Mag., 88, p. 23-35.

SWYZEN (W.) - 1972 - Interprétation des résultats des campagnes de prospections géochimques. Opération intermédiaire, phase III , P.N.U.D. - Dir. Mines et Géologie , Dakar, projet SEN 71-517, annexe 9 - 72.

TAGINI (B.) - 1959 - Mission de recherches Minérales à Kédougou (Sénégal). Compte-rendu de la campagne 1958-1959. S.G.P.M. - A.O.F. - Dakar, 105 p. multigr.

TARDY (Y.) et GAC (J.Y.) - 1968 - Minéraux argileux et vermiculite-Al dans quelques sols et arènes des Vosges. Hypothèse sur la néoformation des minéraux à 14 A. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 21- 4 , p. 285-304.

TARDY (Y.) - 1969 - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Sci. Strasbourg et Mém. Serv. Carte géol. Als.Lorr., 31, 187 p.

. _ .:

TARDY (Y.) , PAQUET (H.) et MILLOT (G.) - 1970 - Trois modes de genèse des montmorillonites dans les altérations et les sols. Buill. Groupe franç. Argiles, 22 , p. 69-77.
- TARDY (Y.) , TRESCASES (J.-J.) et FRITZ 1974 Evaluation de l'enthalpie libre de formation de montmorillonites ferrifères. C.R. Acad. Sc. , Paris, 278 , D , p. 1665-1668.
- TRAUTH (M.) , PAQUET (H.) , MILLOT (G.) et LUCAS (J.) 1967 Les montmorillonites des vertisols lithomorphes sont ferrifères : Conséquences géochimiques. C.R. Acad. Sc., Paris, 264 , D , p. 1577-1579;

. ;

- TRESCASES (J.-J.) 1973 L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale .et la formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Thèse Sci., U.L.P., Strasbourg, 347 p.
- TRESCASES (J.-J.) 1974 Concentrations des solutions intra et intercristallines dans l'altération des roches ultrabasiques (Nouvelle-Calédonie). 2° Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Pont-à-Mousson, Soc. Géol. de France, Paris.
- TRICHET (J.) 1963 Première étude de quelques complexes du fer et de la silice. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 5, 4, p. 327-332.
- TROCHAIN (J.) 1940 Contribution à l'étude de la végétation du Sénégal . Impr. Ch-A. Bedu, St. Amand.
- VAN DEN HENDE 1966 Mission "Chapeau de fer " Falémé Sénégal (Campagne 1966). Rapport B.R.G.M. - Dakar, multigr. 44 p.
- VAN DEN HENDE 1967 Mission "Chapeau de fer" Falémé Sénégal oriental. Campagne 1967 . Rapport B.R.G.M. - Dakar, multigr.,76 p.
- VATAN (A.) 1958 Pétrographie sédimentaire . Ed. Technip. Paris, 279 p.
- WACKERMANN (J.-M.) 1964 a Une séquence de profils sur matériel d'altération de roches birrimiennes à Kienndi (C. de Bondoukou - Côte d'Ivoire). Rapport Centres ORSTOM -Abidjan et Dakar, multigr., 61 p.
- WACKERMANN (J.-M.) 1964 b Cinétique de l'altération des roches par hydrolyse. Rapport Centre ORSTOM - Dakar, multigr., 6 p.
- WACKERMAN (J.-M.) 1966 Les techniques d'études microstructurales utilisées au Centre de Hann-Dakar . Bull. Bibl. de Pédologie, 15, 1, p. 18-23.

WACKERMANN(J.-M.) - 1967 - Les faciès pétrographiques de la série de Mako dans les régions de Kanéméré et Mamakono (Sénégal oriental). Missions 1964-65 et 1966 . Rapport Centre ORSTOM - Dakar, multigr. , 55 p.

WACKERMANN (J.-M,) - 1972 -Corrélations géochimiques entre eaux phréatiques et niveaux aquifères dans les amnteaux d'altération du Sénégal oriental. Cah. ORSTOM, sér. Géol., 4, 1, p. 77-89.

WACKERMANN (J.-M.) - 1973 - Modèle et paramètres d'évolution géochimique des matériaux d'altération et des sols dérivant de roches basiques , sous climat tropical semi-humide. Cah. ORSTOM , sér. Géol., 5 , 1 , p. 35-43.

WALKER (G.F.) - 1950 - Trioctahedral minerals in the soil clays of North East Scotland. Min. Mag., 29, p. 72-84.

WEAST (R.C.) - 1970 - Handbook of Chemistry and Physics. The Chemical Rubber Co.

WINCHELL (A.N.) - 1961 - Elements of Optical Mineralogy. An introduction to microscopic petrography. J. Wiley, New-York, 3 vol.

WITSCHARD (F.) - 1960 - Rapport de fin de mission Kayes - Kedougou (1er décembre 1959, 15 juin 1960) rapport B.R.G.M. -Dakar. Archives Minist. T.P. Féd. Mali, 25 p. multigr.

WITSCHARD (F.) - 1961 - Mission Sud Falémé . Rapport de fin de mission (novembre 1960 juin 1961). Rapport B.R.G.M. -Dakar. Archives Serv. Mines Répbl. du Sénégal, 34 p. multigr.

WITSCHARD (F.) - 1962 - Mission Est Saraya . Rapport de fin de campagne 1962 .Rapport B.R.G.M. - Dakar. Archives Serv. Mines Républ. Sénégal. 64 p.

WITSCHARD (F.) - 1965 - Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique des massifs granitiques du Sénégal oriental . Mém. B.R.G.M. , 44 , 170 p. , 2 cartes coul. h.-t.

WOLLAST (R.) - Kinetics of the alteration of K-feldspar in buffered -1967- solutions at low temperature . Geochim. Cosmochim. Acta, 31, p. 635-648.

· · ·

• •

- 358 -

- 359 -

LISTE DES FIGURES

				page
	1		Situation générale de la zone étudiée et répartition des isohyètes	1
	2	-	Esquisse géographique du Sénégal Oriental et points de prélèvements	1/2
	3		Esquisse géologique du Sénégal Oriental	4/5
	4		Répartition des directions structurales	16/17
	5	2 -14	Classification pétrochimique des roches cristallines en fonction des paramètres <u>SiO₂ et MgO:K₂O</u>	20/21
	6		Classification pétrochimique en fonction des teneurs en SiO ₂ et \underline{K}_2O	20/21
,	7	· —	Classification pétrochimique en fonction des teneurs en K_0 et <u>TiO</u>	20/21
	8	•	Classification pétrochimique des roches saines virtuelles des profils d'après les teneurs en SiO, MgO et K_O obtenues par extrapolation à l'aïde du modèle d'évolution exponentiel	20/21
	9		Distribution du nickel dans les gabbros	22/23
	10	 '	Distribution du titane	26/27
	11		Indices de série de RITTMANN	28/29
	12	-	Le climat et le niveau océanique au Quaternaire récent	38/39
	13		Evolution climatique au Quaternaire récent	40/41
•	14		Proportion des surfaces cuirassées et granitiques	50/51
	15	-	Variation des caractéristiques géochimiques du sondage Kanéméré-37	62/63
	16		Schéma structural et chimique de filiation des silicates ferro-magnésiens dans les transformations du premier degré	74/75
1	17		Schéma de transformation des vermiculites et des plagioclases	14/115
	18		Schéma des transformations minéralogiques dans les processus météoriques du Sénégal Oriental 1	28/129
	19	-	Variation du taux de concentration des éléments majeurs dans l'arène et le sol du profil K-37 l	32/133
•	20		Courbes cumulatives réduites des taux de concentration des éléments majeurs dans l'arène et le sol du profil K-37	36/137
•	:21	-	Variation des taux de concentration isoalumine des éléments majeurs le long du versant Soréto - 7, 6, 5, 4, 15 (versant A) 1	44/145

		- 360 -		
			page	
•	22 -	Variation des taux de concentration isoalumine des éléments majeurs le long du versant Mamakono - 1, 2, 3, 4, 5 (versant B)	144/145	
	23 -	Variation des taux de concentration isoalumine des éléments majeurs le long du versant Soréto - 10, 9, 8, 1 (versant C)	144/145	
•	24a-	Coefficients de corrélation de rang entre les tencurs des éléments majeurs dans l'arène du profil K-37	150/151	
	24b	Représentation graphique des corrélations de rang des teneurs des éléments majeurs avec les teneurs en aluminium et magnésium dans l'arène du profil K-37	150/151	
	25a	Variation des teneurs en NgO et Na ₂ O en fonction de la distance à la roche saine dans le profil K-37	162/163	
	25 b -	Variation du logarithme des teneurs en MgO et Na ₂ 0 en fonction du carré de la distance à la roche saine dans l'arène du profil K-37	162/163	
	26a -	Variation des teneurs en MgO + Na ₂ O (b) en fonction de la distance à la roche saine (x) dans les arènes de M-2, M-9, S-4, S-7 et G-10	164/165	-
· · ·	26b-	Variation du logarithme de <u>b</u> en fonction du carré de la distance à la roche saine dans les arènes de M-2, M-9, S-4, S-7 et G-10	164/165	
	27 -	Abaques de variation des taux de concentration en magnésium et sodium en fonction de la distance à la roche saine	166/167	
	28a-	Variation de Al 0_3 + Fe 0_3 + TiO $_2$ (a) en fonction de la distance à la roche saine dans les arènes de K-37, M-2, M-9, S-4, S-7 et G-10	166/167	1
,	28b	Variation du logarithme de <u>a</u> en fonction du carré de la distance à la roche saine dans les arènes de K-37, M-2, M-9, S-4, S-7 et G-10	166/167	
	29a-	Variation de l'indice i en fonction de la distance à la roche saine dans l'arêne du profil K-37	168/169	
	29b-	Variation du logarithme de l'indice i en fonction du carré de la distance à la roche saine dans l'arène K-37	1.68/169	
	30a	Variation du logarithme de l'indice <u>i</u> en fonction du carré de la distance à la roche saine dans les arènes des profils 21-9, S-4, S-7 et G-10	168/169	
	30b-	Variation du logarithme de l'indice i en fonction du carré de la distance au niveau sain dans le cas d'une superposition de processus d'altération différents: exemple des arènes M-2 et S-6	168/169	
	31 -	Abaques de variation de l'indice géochimique d'altération en fonction de la distance à la roche saine	170/171	

page 32a- Variation des teneurs en eau hygroscopique en fonction de l'indice i dans les arènes de référence 172/173 32b- Variation des teneurs en cau hygroscopique en fonction de l'indice i dans quatre arenes . . 172/173 33a- Variation du paramètre d'évolution d. dans les arènes des versants A, B et C 176/177 33b- Variation de la profondeur de la roche saine le long des versants A, B et C 176/177 34a- Relation entre la résistivité apparente et le paramètre d'évolution dans 13 profils 182/183 34b- Comparaison des profondeurs de la roche saine déterminées à l'aide du modèle mathématique et 182/183 par les sondages électriques 35 a, b, c, d - Variation relative des teneurs en silicium, manganèse, calcium et potassium dans 210/211 les arènes gabbroïques et dioritiques 36 a, b, c, d, e, f, g, h - Variation relative des teneurs en baryum, chrome, cobalt, cuivre, lithium, nickel, strontium et vanadium dans 222/223 les arènes gabbroïques et dioritiques ... et 224/225 37 - Relations entre les teneurs en potassium dans les eaux et dans les niveaux aquifères . . 250/251 38 - Relations entre les valeurs Mg : K dans les eaux 250/251 et dans les niveaux aquifères . 39 - Classement des eaux en fonction des teneurs en 254/255 chlore et du rapport <u>Mg : K</u> 40 - Courbes de distribution du sodium dans les eaux granitiques et gabbroïques selon un modèle 254/255 log-normal 256/257 41 - Mobilités relatives des éléments dans les eaux . . .42 - Coefficients de corrélation de rang entre éléments 266/267 dans les eaux: a - eaux granitiques 266/267 b - eaux gabbroiques 43 - Liaisons des éléments dans les eaux en fonction des coefficients de corrélation de rang avec le pH et la résistivité: 268/269 a - eaux granitiques 268/269 b - eaux gabbrolques 278/279 44a- Diagramme d'équilibre de K 278/279 44b- Diagramme d'équilibre de Na 278/279 44c- Diagramme d'équilibre de Ca 278/279 44d- Diagramme d'équilibre de Mg 282/283 45 - Diagramme SiO₂ - pH dans les eaux

S

- 361 -

۰. -

•••		page
 46 -	Diagramme SiO ₂ - résistivités dans les eaux	282/283
47	Diagramme pH - résistivités dans les eaux	282/283
48a-	Coefficients de corrélation de rang entre teneurs des éléments dans les cuirasses	308/309
48b	Représentation graphique des corrélations de rang des teneurs des éléments avec les teneurs en aluminium et magnésium dans les cuirasses	308/309
49 <i>a.</i>	Modèle d'évolution de l'indice d'altération i relatif à un profil à cuirasse sommitale (K-16)	314/315
49b-	Variation de l'indice d'altération i dans trois profils soumis à un cuirassement	314/315

. •

. .

- 363 -

LISTE DES TABLEAUX

1		Distribution des éléments dans la famille des granites	24/25
2	with	Distribution des éléments dans la famille des diorites	24/25
3	-	Distribution des éléments dans la famille des	24/25
4		Données climatiques	30/31
5	12.9	Les groupements végétaux. Leur liaison avec la topographie et les sols	44/45
6	-	Situation géographique et géomorphologique des profils analysés	56/57
7	~	Teneurs en épidotes de quelques arènes	98
8	~	Composition chimique de deux fractions argileuses montmorillonitiques	101
9	-	Genèse de faciès quartzo-phylliteux feuilletés dans le profil M-9	110
10	a	Teneurs en éléments majeurs du sondage K-37	130/131
101	j	Teneurs en éléments traces du sondage K-37	130/131
11	-	Taux de concentration bruts dans le profil K-37	132/133
12	-	Répartition des taux de concentration dos éléments majeurs dans les arènes de 72 profils d'altération	134
13	***	Taux de concentration isovolumique dans le profil K-37	138/ 1 39
14		Taux de concentration isoalumine dans le profil K-37	140/141
15		Moyennes arithmétiques des taux de concentration des éléments majeurs dans l'arène météorique du profil K-37	142
16	-	Teneurs de référence pour le calcul des bilans isoalumine dans les profils des versants A, B et C	143
17	4703	Calcul des différences de rang et du coefficient de corrélation de rang de Spearman entre les teneurs en aluminium et magnésium dans l'arène de K-37	. 149
18a	a.—	Teneurs en éléments majeurs et indices géochimiques dans les arènes et les sols des profils Soréto-4 et -7	<u> </u>
181) —	Teneurs en éléments majeurs et indices géochimiques dans les arènes et les sols des profils Mamakono-2 et -9	164/165
180		Teneurs en éléments majeurs et indices géochimiques dans les arênes et les sols du profil Gabou-10	164/165

- 364 -

		<u>10050</u>
	19 -	Indices géochimiques et paramètres de l'altération météorique des six profils de référence
	20 -	Paramètres d'évolution géochimique des profils analysés
	21 -	Résistivités électriques des matériaux altérés 180
	22a-	Moyennes arithmétiques des paramètres d'évolution en fonction des classes pétrochimiques et des situations topogra phiques
	22b-	Moyennes arithmétiques des paramètres d'évolution en fonction de la latitude et des situations topographiques dans les arènes gabbroïques 200
	22 c-	Moyennes arithmétiques des paramètres d'évolution en fonction de la latitude et des situations topographiques pour l'ensemble des arènes 201
	23 -	Processus de concentration des éléments en traces dosés
	24a-	Moyennes géométriques des teneurs des éléments traces dans les roches, le sommet des arènes d' altération et les sols
	24b -	Ecart-type des teneurs des éléments-traces dans les roches, le sommet des arènes d'altération et les sols
. :	25 –	Classification des rapports entre les moyennes géométriques des teneurs au sommet des arènes et les moyennes géométriques des teneurs dans les roches saines
•	26 –	Taux d'enrichissement résultant des processus météoriques et teneurs limites primaires d' exploitabilité dans les faciès gabbroïques et dioritiques du Sénégal Oriental
	27 -	Moyenne arithmétique des rapports entre les teneurs dans les échantillons acidifiés et les teneurs dans les échantillons naturels
	28 -	Pourcentages de cas d'augmentation, de diminution et de stabilité du pH et moyennes algébriques des écarts par rapport aux valeurs initiales
	29 -	Moyennes géométriques des teneurs dans les différentes catégories d'eaux: a - éléments majeurs
	30 -	Moyennes et paramètros de la distribution des teneurs dans les eaux: a - eaux d'arènes granitiques

page

ŕ

,- ' ,

1

i.

31		Mobilités des éléments dans les eaux d'arènes granitiques et gabbroïques estimées à partir des quotients du fond relatif aux eaux et du fond relatif aux roches et mobilités relatives entre eaux gabbroïques et eaux granitiques 256/257
32		Coefficients de corrélation de rang de Spearman relatifs aux bicarbonates et au potentiel redox 266/267
33		Coefficients de corrélation de rang entre les teneurs dans les niveaux cuirassés et dans le substratum
34	-	Caractérisation des cuirasses au moyen des teneurs en titane

- 365 -

COORDONNEES DE	S LITROY	CITES
----------------	----------	-------

- 366 -

	Longitude (Ouest)	Latitude (Nord)
Alinnguel	12° 11'	13° 48'
Bagnonba	12° 22'	12° 43'
Bakel	12° 27'	14° 54'
Bandafassi	12° 19'	12° 32'
Boundou-Dioé	12° 02'	14° 12'
Gabou	12° 24'	14° 43'
Goudiry	12° 43'	14° 11'
Kanéméré	12° 11'	12° 53'
Karé (Madina-Foulbé)	12° 05'	13° 51'
Kédougou	12° 11'	12° 33'
Kéniéba	12° 04'	14° 06'
Kérékounda	12° 05'	13° 09'
Kouroudiako	11° 26'	12° 53'
Koussane	12° 26'	14° 08'
Lakanta	12° 25'	12° 42'
Mako	12° 19'	12° 51'
Mamakono	12° 03'	13° 11'
M'Béma	12° 43'	12° 36'
Massacounda	12° 01'	13° 31'
Nienoko	11° 59'	13° 33'
Saraya	11° 45'	12° 50'
Soréto	11° 54'	13° 29'
Tambacounda	13° 40'	13° 46'
Takoutala	12° 14'	14° 09'
Tinkoto	12° 07'	12° 55'

TABLE DES MATIERES

- 367 -

	· · ·	page
	Avant-propos	,
	Sommaire	
	Introduction	I
	Première partie: LE CADRE DE L'ETUDE	
	Chapitre 1: Le cadre géographique	1
	Chapitre 2: Le cadre géologique	['] 2
	1. Les travaux effectués antérieurement	2
	A. Aperçu historique	2 4 9
	2. Les données apportées par cette étude	12
	A. La signification des faciès	12 12 15
	Chapitre 3: Le cadre géochimique	19
	l. Caractérisation des familles pétrographiques à l'aide des valeurs de SiO ₂ , MgO:K ₂ O et TiO ₂	20
	2. Distribution statistique des éléments majeurs et traces des trois grandes familles pétrographiques cristallines du Sénégal Oriental	22
	A. Ecarts-types, fonds et seuils anomaliques B. Etude de la distribution du titane C. Indices de Rittmann - Caractères de série	° 22 25 26
	Chapitre 4: Le cadre climatique	30
•	1. Le climat actuel	30
	A. Caractères généraux	30 32 32 33 33 33 34 35
	2. Les climats au cours du Quaternaire	37
	A. Le Quaternaire récent	, 37 , 40
	Chapitre 5: Le cadre végétal	42
	l. Caractères généraux	42
	2. Etudes phytosociologiques	43
	A. Les strates herbacées	。 43 44

page

Chapitre 6: Le cadre géomorphologique	48
l. Le modelé du paysage	48
2. Les cuirasses	50
A. Extension et importance des cuirassements B. Signification géomorphologique des cuirasses .	50 51

Deuxième partie: LES TRANSFORMATIONS MINERALOGIQUES ET STRUCTURALES

	55
Chapitre l: Un exemple-type d'altération météorique. Description du sondage Kanéméré-37	59
l. Nature de la roche originelle	60
2. Les transformations initiales	61
3. Les transformations liées à l'évolution des	
teneurs chimiques	62
A. Les transformations profondes	62 64 65
4. La néostructuration	66
5. Les horizons pédologiques	68
6. Interprétation	70
A. Hydroxylation et hydrolyse	70 71 72
Chapitre 2: Les transformations du premier degré	73
l. Les filiations des silicates ferromagnésiens	73
A. Les filiations avec amphiboles	73 74 75 76
2. Les filiations feldspathiques	77
A. La destruction sélective du terme anorthitique B. La saussuritisation	77 77 78
3. Signification des transformations du premier degré	80
A. Analyse de l'hypothèse métamorphique B. Les premiers stades de l'altération météorique des dolérites paléozoïques	80 82
Geneáry angez nour las átudas nótros marbiques	0)
et cartographiques	86
A. La terminologie	86 86 88 89

	page
Chapitre 3: Les transformations du deuxième degré	91
l. L'évolution basale	93
A. Les filiations des silicates ferromagnésiens B. Les filiations des feldspaths	93 95 96
2. L'évolution sommitale	99
 A. Les transformations et les néogenèses dans les arènes peu épaisses	99 106
3. Faciès et structure	108
A. Les matériaux quartzo-phylliteux non orientés B. Les matériaux quartzo-phylliteux orientés	108 109
4. Signification des transformations du deuxième degré	113
A. Les transformations à la base des arènes B. Les transformations dans la partie	113
supérieure des arènes	114
Chapitre 4: Les transformations du troisième degré	116
1. Les processus de restructuration	117
2. Le rôle du fer	119
A. Les domaines à oxydes et hydroxydes de fer B. Les domaines argilo-ferrifères C. L'imprégnation des minéraux résiduels D. Interprétation des formes du fer	119 119 120 121
3. Les horizons superficiels	125
4. Les nodules calcaires	126
Conclusions	127
Troisième partie: L'EVOLUTION DES ELEMENTS MAJE	JRS

ET TRACES DANS LES ARENES

Chapitre 1: Les variations relatives des teneurs	
des éléments majeurs	129
l. Les méthodes analytiques	130
2. Les taux de concentration	131
 A. Application au profil Kanéméré-37 B. Etude statistique globale C. Courbes cumulatives C. Courbes cumulatives 	131 133 135
3. Les bilans à volume constant	137
4. Les bilans iscalumine	140
A. Etude du profil Kanéméré-37	141 142
5. Les corrélations de rang	148
A. Calcul des coefficients	148 151 152
6. Conclusions	155

page

.

÷

Chapitre 2: Modèle mathématique d'évolution des éléments majeurs	157
l. L'évolution des teneurs en magnésium et en sodium	160
A. Evolution en fonction de la distance à	
La roche saine	160
teneurs	162 163
D. Abaques de caractérisation de l'évolution	
de MgO, Na ₂ O et <u>b</u>	165
2. L'évolution des teneurs en aluminium, fer et titane	166
3. L'indice géochimique d'altération i	167 167
B. Variation en fonction de la distance	7 69
C. Abaques de caractérisation de l'évolution	100
de l'indice d'altération	170 171
E. Méthodologie du dépouillement au moyen du	
modèle d'évolution	172
4. Interprétation des paramètres d'évolution	174
A. Superposition de processus differents B. Evolution le long de versants	174 175
C. Relation avec les données des sondages	180
D. Signification des affleurements et des	100
• boules résiduelles • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	183 184
5. Conclusions	203
Chapitre 3: Les variations des teneurs en silicium,	
manganèse, calcium et potassium	206
1. Méthode de calcul des taux de concentration	207
2. Variation relative des teneurs en silicium, manganèse, calcium et potassium	209
A. Variation du silicium	209
B. Variation du manganèse	210 210
D. Variation du potassium	211
3. Conclusions	212
Chapitre 4: Les variations des teneurs en éléments traces	213
1. Introduction	213
2. Evolution des taux de concentration en fonction des indices d'altération	215
A. Méthodologie B. Données sur les processus de transfert des	
éléments en traces	217
C. Interpretation des courbes d'evolution	<u> </u>

3. Analyse statistique des teneurs	227
A. Les coefficients de corrélation de rang entre la répartition dans les niveaux non altérés et dans des matériaux situés	
à différentes profondeurs	227
et les arènes	228
4. Conclusions	231
Quatrieme partie: LES EAUX D'AREMES	
Introduction	235
Chapitre 1: Les nappes d'arènes	239
l. Les points de prélèvement	239
A. Les points d'eau naturels	239 240
2. Problèmes méthodologiques	241
A. Prélèvement et conditionnement	241 243
3. Composition moyenne	245
A. Les puits d'études	246 246 246 247
Chapitre 2: Acquisition de la composition chimique des eaux	249
l. Corrélation entre les teneurs des éléments dans les eaux et les niveaux aquifères	249
2. Critères de classification des eaux	251
A. Caractérisation par les concentrations en chlore B. Caractérisation par le rapport magnésium:	252
potassium	252
magnésium : potassium	253
d'eaux	254
4. Mobilités relatives des éléments dans les eaux	256
A. Les éléments plus mobiles dans le domaine gabbroïque	257
granitique	257
5. Relations entre les teneurs dans les nappes phréatiques et l'évolution des teneurs dans les arènes correspondantes	259
A. Les indices pédogénétiques	260
B. Relations avec les taux de concentration dans les arènes	262

- 3710-

Chapitre 3: Les liaisons des éléments dans les eaux	265
l. Coefficients de corrélation de rang entre concentrations dans les eaux	265
A. Corrélations entre les concentrations dans les eaux	265 267
C. Correlations avec le potentiel d'oxydo réduction	270
2. Influence des facteurs climatiques et géométriques	270
A. Influence du facteur temps	270 271 272
3. Conclusions	273
Chapitre 4: Interprétation thermodynamique	275
l. Transformations minéralogiques et teneurs dans les solutions	275
A. Application de la loi d'action de masse aux équilibres	275
et au magnésium	277
2. Autres modes de représentation graphique	281
3. Conclusions	282
Chapitre 5: Les eaux de fleuves	283
Conclusions	284
Cinquième partie: LES FORMATIONS SUPERFICIELLES	ķ
Chapitre 1: Les sols	287
l. Répartition régionale	287
A. Les sols à kaolinite dominante	287 289
2. Relations entre sols et arènes	291
3. Influence du substratum	292
4. Données géochimiques	293
A. Les paramètres des distributions des teneurs B. Les coefficients de corrélation de rang entre la distribution dans les niveaux non altérés	293
et les niveaux des sols	295
5. Conclusions	296
Chapitre 2: Les niveaux cuirassés	299
l. Caractères généraux du cuirassement	299
2. Données micromorphologiques	301
A. Les domaines laches et clairs	301 302 304

- 373 -

3. Relations entre le soubassement géologique et les formations cuirassées 305 4. Données géochimiques 307 A. Les liaisons entre éléments dans les niveaux cuirassés 307 B. Les liaisons entre les teneurs dans les niveaux cuirassés et dans leur soubassement . 309 C. L'évolution de l'indice géochimique 313 . . 5. Interprétation: Les mécanismes de cuirassement susceptibles d'agir dans la région étudiée 315 • • . A. Relations avec le substratum 316 ~ ~ ~ B. Données expérimentales 317 0 a 0 0 C. Mécanismes de cuirassement . . 318 ø • D. Evolution des niveaux cuirassés 319 • • • E. Mécanismes antagonistes 321 F. Caractères zonaux 322 . . 6. Conclusions 323 . . •

CONCLUSIONS GENERALES

l. Les transformations initiales	325
2. Les transformations dans les arènes meubles	327
A. Les transformations minéralogiques B. L'évolution géochimique	328 329
dans les niveaux alteres	332
3. Indice d'altération et modèle d'évolution	332
A. Degré d'évolution	332 334
de l'évolution des profils	335
4. Les formations superficielles	335
5. Conséquences pour la cartographie géologique	
et les prospections géochimiques	336
A. La répartition des faciès	336 337 338
Documents cités	339
Liste des figures	359
Liste des tableaux	363
Coordonnées des lieux cités	366
Table des matières	367

· · · ·

.

· · · · · · · · ·