



U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
INSTITUT DE GÉOLOGIE
STRASBOURG

THÈSE

présentée à
L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR
pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Claude PION

**L'ALTÉRATION DES MASSIFS CRISTALLINS BASIQUES
EN ZONE TROPICALE SECHE.
ÉTUDE DE QUELQUES TOPOSÉQUENCES EN HAUTE-VOLTA**

Soutenue publiquement le 22 juin 1979 devant la Commission d'Examen :

MM. G. MILLOT, Président
J. DELVIGNE
T. JUTEAU
G. PÉDRO
Y. TARDY



**LISTE DES PROFESSEURS, MAITRES DE CONFÉRENCES
DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHES CNRS ET INSERM**

Président	Professeur F.MARCOUX
Vice-Présidents	Professeur J.H.WEIL Professeur Ph.ROPARTZ
Présidents Honoraires	Professeurs G.OURISSON P.KARLI
Secrétaire Général	Monsieur G.KIEHL

U.E.R. DE SCIENCES EXACTES

U.E.R. de Mathématiques

Sciences Physiques et Chimiques
Sciences de la Matière
Sciences de la Vie et de la Terre
Sciences du Comportement et de l'Environnement
l'Ecole d'Application des Hauts Polymères
l'Ecole Nationale Supérieure de Chimie
l'Observatoire
Physique du Globe

Directeur	Vazgain AVANISSIAN
Directeur	Jean DEHAND
Directeur	Jean José FRIED
Directeur	Yves BOULANGER
Directeur	Michel TARDY
Directeur	Constant WIPPLER
Directeur	Marc DAIRE
Directeur	Alphonse FLORSCH
Directeur	Alexandre ROCHE

DOYENS HONORAIRES : P.LACROUTE – J.H.VIVIEN – G.MILLOT.

PROFESSEURS HONORAIRES : L.BOISSELET – J.BYE – H.CARTAN – G.CERF – C.CHABAUTY – A.CHRETIEN – J.DENY – Ch.EHRESMANN – Mlle S.GILLET – S.GORODETZKY – R.HOCART – P.JOLY – P.LACROUTE – G.LEMEE – P.L'HERITIER – A.LICHNEROWICZ – A.MAILLARD – L.NEEL – J.PARROD – R.ROHMER – J.P.ROTHE – L.SACKMANN – Ch.SADRON – H.SAUCIER – F.STUTINSKY – H.VILLAT – Et.WOLFF – J.YVON

MAITRE DE CONFÉRENCES HONORAIRE : R.WEIL.

PROFESSEURS

JP. ADLOFF	Chimie Nucléaire	D. FOATA	Mathématiques	G. MONSONEGO	Physique Théorique
R. ARMBRUSTER	Physique	E. FOLLENIUS	Zoologie	B. MORIN	Mathématiques I
V. AVANISSIAN	Analyse Supérieure	J.J. FRIED	Méc. des Fluides	G. OURISSON	Chimie
F. BECKER	Physique Mathématique	D. FROELICH	Chim.Gén.Chim.Phys.	JP. RAMIS	Mathématiques Générales
CL. BENEZRA	Dermato-Chimie	A. FUCHS	Mécanique rationnelle	G. REEB	Topologie
H. BENOIT (dét.)	Physicochim.Macromol	A. GAGNIEU	Botanique	Ph. RICHARD	Physiologie Animale
P. BENVENISTE	Physiologie Végétale	A. GALLMANN	Physique	J.J. RIEHL	Chimie
D. BERNARD	Méth. Math. de la Phys.	F. GAULT	Chimie Organique	C. ROBERT	Physique
J.C. BERNIER	Chimie Générale	F. GAUTIER	Physique	A. ROCHE	Physique du Globe
Y. BOULANGER	Chimie Biologique	R. GERARD	Mathématiques	Ph. ROPARTZ	Psycho-Physiologie
J. BRENET	Électrochimie	G. GLAESER	Mathématiques	J. ROUX	Botanique
M. BRINI	Chimie	Cl. GODBILLON	Mathématiques	F. SCHALLER	Biologie Générale
J. BROSSAS	Chimie Macromolécul	M. GOUNOT	Botanique	G. SCHIFFMANN	Mathématiques
R. CERF	Physique Générale	M. GROSMMANN	Physique	JP. SCHWING	Chimie
P. CHEVALLIER	Physique	M. GROSS	Chimie	M.J. SCHWING	Chimie Physique
A. CLAUSS	Chimie	L. HIRTH	Microbiologie	M. SIESKIND	Physique
A. COCHE	Physique Nucléaire	C. JASCHEK	Astronomie	G. SOLLADIE	Chimie Organique
M. DAIRE	Chim. Phys. Ind. et Sc. des Mat.	JP. JOUANOLGU	Mathématiques	J. SOMMER	Chimie Appliquée
H. DANAN	Phys. Atom. et Phys. du Solide	R. KIRSCH	Zoologie	G. SUTTER	Physique Electronique
E. DANIEL	Physique Experimentale	F. LACROUTE	Biologie végétale	Ch. TANIÉLIAN	Chimie
M. DAUNE	Biophysique	R. LECOLAZET	Physique du Globe	J.J. THIEBOLD	Biologie Animale
J. DEHAND	Chimie Minérale	J.M. LEHN	Chimie	D. VIAUD	Mathématiques
A. DELUZARCHE	Chimie	J. LEITE-LOPES	Phys. Nucl. et Corpusculaire	J.H. VIVIEN	Zool. et Embryol. Expérim
G. DUNOYER de SEGONZAC	Géologie	M. LEROY	Chimie	R. VOLTZ	Physique Théorique
H. DURANTON	Botanique	J. LUCAS	Géologie	J.H. WEIL	Chimie Biologique
JP. EBEL	Chimie Biologique	D. MAGNAC	Physique	G. WEILL	Physique
JP. EBERHART	Minéralogie	J. MARTINEZ	Mathématiques	R. WEISS	Chimie
J. FARAUT	Mathématiques	P. MIALHE	Physiologie Animale	P.L. WENDEL	Physique
P. FEDERLIN	Chimie	A. MICHARD	Géologie	C. WIPPLER	Physique des Hts Polym. Ind
X. FERNIQUE	Mathématiques	M. MIGNOTTE	Informatique	J. WUCHER	Physique
		G. MILLOT	Géologie et Paléontologie	B. WURTZ	Chimie Biologique

PROFESSEURS ASSOCIÉS

A. BANDERET	E.A.H.P.	L. DUBINS	Mathématiques	F. ORTIZ de MONTELLANO	Chimie
B. BOURROUILH	Geophysique	V. ERN	Physique	J. OSBORN	Chimie minérale

PROFESSEURS CONVENTIONNÉS ULP

P. BOUVEROT	Physiol. respiratoire
P. DEJOURS	Physiol. respiratoire

MAITRES DE CONFÉRENCES

J.F.	BOUTOT	Mathématiques
Ch.	BURGGRAF	Minéralogie
H.	BURNAGE	Mécanique des Fluides
P.	CHARTIER	Chimie
P.	FELTZ	Physiologie animale
T.	JUTEAU	Minéralogie
J.CI.	LAFON	Informatique Appliquée
J.	TERRISSE	Chimie

MAITRE DE CONFÉRENCES ADJOINT

J.	SITTLER	Géologie
----	---------	----------

MAITRES DE CONFÉRENCES ASSOCIÉS

M.E.	CONSTANTIN	Chimie
A.	ROSSI	Chimie

MAITRE DE CONFÉRENCES CONVENTIONNÉ

A.	MALAN	Physiologie Respiratoire
----	-------	--------------------------

ASTRONOME ADJOINT

A.	FLORSCH	Astronomie
----	---------	------------

DIRECTEURS DE RECHERCHE C.N.R.S.

J.F.	BIELLMANN	Chimie
P.	BOUVEROT	Physiologie Respiratoire
P.	DEJOURS	Physiologie Respiratoire
A.	KNIPPER	Physique Nucléaire et Corpusculaire
A.	KOVACS	Physicochimie Macromoléculaire
J.	MARCHAL	Physicochimie Macromoléculaire
P.A.	MEYER	Mathématiques
A.J.P.	MEYER	Physique

J.	MEYER	Botanique
C.	MIALHE	Physiologie
A.	PORTE	Biologie Cellulaire
P.	REMPF	Physicochimie Macromoléculaire
A.	SKOULIOS	Physicochimie Macromoléculaire
A.	VEILLARD	Chimie Moléculaire
A.	ZUKER	Physique Théorique

MAITRES DE RECHERCHE C.N.R.S.

J.Ch.	ABBE	Physicoch.des Interactions et des Interfaces
P.	ALBRECHT	Chimie
E.	ASLANIDES	Physique Nucléaire et Corpusculaire
F.	BECK	Physique Nucléaire et Corpusculaire
G.	BECK	Biochimie
J.P.	BECK	Physiologie
R.	BERTINI	Physique Nucléaire et Corpusculaire
M.	BONHOMME	Géologie
H.	BRAUN	Physique Nucléaire et Corpusculaire
M.C.	CADEVILLE	Physique des Solides
H.	CALLOT	Chimie
S.	CANDAU	Physique
M.	CHAMPAGNE	Biophysique
M.	CHOUDHURY	Physique du Globe
J.P.	COFFIN	Physique Nucléaire et Corpusculaire
A.	CORET	Physique
M.	CROISSIAUX	Physique Nucléaire et Corpusculaire
CI.	DELLACHERIE	Mathématiques
A.	DI COSTANZO	Physiologie comparée
D.	DISDIER	Physique Nucléaire et Corpusculaire
J.	DOUBINGER	Géologie
A.	DURHAM	Virologie
S.	EL KOMOSS	Physique
M.	FRANCK-NEUMANN	Chimie Organique
E.	FRANTA	Physicochimie Moléculaire
J.M.	FRIEDT	Physicoch.des Interactions et des Interfaces
A.	FRIDMANN	Physique Corpusculaire
Y.	GALLOT	Physicochimie Macromoléculaire
Ph.	GRAMAIN	Physicochimie Macromoléculaire
J.B.	GRUN	Physique
J.	HERZ	Physicochimie Macromoléculaire
J.	HOFFMANN	Biologie Animale
G.	KAUFMANN	Chimie
B.	KOCH	Physiologie
E.	KOCHANSKY	Struct.et dynam.mol.Chimie de coordin.
P.	LAURENT	Physiologie comparée des régulations
CI.	LERAY	Physiologie comparée des régulations
J.	LEYENDECKER	Chimie
A.	LLORET	Physique Corpusculaire

B.	LOTZ	Physicochimie Macromoléculaire
B.	LUU	Chimie organique
G.	MAIRE	Chimie
A.	MALAN	Physiologie Respiratoire
E.	MARCHAL	Physicoch.Molécul.et Macromoléculaire
R.	MORAND	Physique Nucléaire
Th.	MULLER	Physique Nucléaire et Corpusculaire
G.	MUNSCHY	Physique
M.	NAUCIEL-BLOCH	Physique des Solides
A.	NICOLAIEFF	Virologie Végétale
M.	PATY	Physique Nucléaire et Corpusculaire
CI.	PICOT	Physicochimie Macromoléculaire
L.	PINCK	Biologie Cellulaire
P.	POIX	Chimie
J.	POUYET	Biophysique
B.	REES	Chimie
P.	REMY	Biochimie
J.	RINGEISEN	Physique
J.P.	ROTH (s/Dir.Inst.de Rech.)	Physicochimie Macromoléculaire
F.	SCHEIBLING	Physique Nucléaire et Corpusculaire
N.	SCHULZ	Physique Nucléaire et Corpusculaire
C.	SCHWAB	Physique
R.	SELTZ	Physique Nucléaire et Corpusculaire
P.	SIFFERT	Physique Nucléaire et Corpusculaire
CI.	SITTLER	Géologie
M.E.	STOECKEL	Biologie des interactions cellulaires
CI	STRAZIELLE	Physicochimie Macromoléculaire
M.	SUFFERT	Physique Nucléaire et Corpusculaire
K.	TRAORE	Physicochimie atomique et ionique
M.	VAN REGENMORTEL	Virologie
R	VAROQUI	Physicochimie Macromoléculaire
P	WAGNER	Physique Nucléaire et Corpusculaire
G.	WALTER	Physique Nucléaire et Corpusculaire
Fr.	WEBER	Géologie
J.P.	WENIGER	Zoologie
J.	WITZ	Biologie Cellulaire
R.	WOLFF	Chimie
R.	ZANA	Physicochimie Macromoléculaire
J.P	ZILLINGER	Physique



**LISTE DES PROFESSEURS, MAITRES DE CONFÉRENCES
DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHES CNRS ET INSERM**

Président : Professeur F MARCOUX
Vice-Présidents : Professeur J.H.WEIL
Professeur Ph ROPARTZ
Présidents Honoraires : Professeurs G OURISSON P.KARLI
Secrétaire Général : Monsieur G KIEHL

U.E.R. DES SCIENCES MÉDICALES

U.E.R. des Sciences Médicales : Directeur : **Marc DORNER**
U.E.R. des Sciences Biomédicales : Directeur : **Guy VINCENDON**

DOYENS HONORAIRES : J.CALLOT – J.CLAVERT – R.FONTAINE – Fr ISCH.

PROFESSEURS HONORAIRES : J.BENOIT – J.CALLOT – R.FONTAINE – G.GREINER – A.JUNG – Ch.KAYSER – P.MANDEL – H.METZGER – J.NORDMANN – F.SCHMID – E.SCHNEEGANS – J.SEROR – J.STAHL – J.VEDRINE – P.VINTEMBERGER – J.WARTER – A.WEISS – G.WINCKLER

PROFESSEURS :

N. APROSIO	Anatomie normale	J. GRENIER	Chir Gen Serv de Consultat	J. MEHL	Médecine du Travail
Cl ARON	Histologie	Ch. GROS	Ext et d'Investig Chir	B. METZ	Physiologie appliquée
L. ASCH	Rhumatologie	L. HOLLENDER	Electro-Radiologie	R. MINCK	Bactér. Virol. Immunol. Générale
A. BASSET	Clin. Derm. et Syphiligr	Fr. ISCH	Chir. Digest. et Glie-Serv. Chir. Glie III	P. MULLER	Clin. Gynécol. et Obstétr. II
A. BATZENSCHLAGER	Anat. Pathologique	L. ISRAEL	Réed. Fonct. et Electromyographie	E. PHILIPPE	Anatomie Pathologique
P. BEYER	Clin. Pédiat. et Puéricul. I	H. JAHN	Clin. Psychiatrique	R. RENAUD	Gynécologie
R. BLOCH	Pharmacologie	J. JUIF	Néphrologie et Hémodialyse	E. ROEGL	Pneumo-Phthisiologie
R. BOCKEL	Clin. Médicale B	Th. KAMMERER	Pédiat. et Puériculture	A. ROHMER	Service de Pédiatrie II
Cl. BOLLACK	Chir. Urol. (Pav. Chir. A)	P. KARLI	Clin. Psychiatrique	F. ROHMER	Clin. Neurologique
A. BRINI	Clin. Ophthalmologique	B. KELLER	Neurophysiologie	J. RUCH	Biologie Médicale
A. BRONNER	Clin. Ophthalmologique	I. KEMPF	Gyn. et Obstétrique I	Y. RUMPLER	Embryologie
P. BUCK	Clin. Chir. des Enfants	R. KIENY	Orth. et Traumatologie	G. SCHAFF	Physiologie
G. BURGHARD	Pneumo-Phthisiologie	A. KIRN	Path. et Clin. Seméi. Chirurgicales	E. SCHVINGT	Orthopéd. et Traumatologie
P. CHAMBON	Chimie biologique	J.G. KORITKE	Virologie	J. SCHWARTZ	Pharm. et Méd. Expér. im
J. CHAMBRON	Physique biologique	M. KREMER	Anatomie normale	A. SIBILLY	Urgence et Polyclinique
M. CHAMPY	Stom. et Chir. Max. Faciale	J. LAVILLAUREIX	Parasit. et Pathol. Tropicale	L. SINGER	Clin. Psychiatrique
A. CHAUMONT	Méd. Légale et Sociale	Y. LE GAL	Méd. Prev. et Hygiène	F. STEPHAN	Pathol. Gén. et Expér. im.
J. CLAVERT	Embr. et Morph. Expér.	J.M. LEVY	Anatomie Pathologique	D. STORCK	Clin. Médicale A
C. CONRAUX	Clin. Oto Rhino Laryngol.	J.M. MANTZ	Institut de Puériculture	G. VINCENDON	Chimie biologique
M. DORNER	Clin. Médicale B	F. MARCOUX	Réanimation Médicale	R. VOEGTLIN	Thérapeutique (cardiologie)
R. EBTINGER	Clin. Psychiatrique	J. MARESCAUX	Médecine du Travail	P. WARTER	Electro-Radiologie
E. FORSTER	Clin. Chir. Gen. A	Ch. MARX	Histologie	D. WILLARD	Service de Pédiatrie IV
R. GANDAR	Clin. Gynécol. et Obstétr. I	S. MAYER	Physiologie	J.P. WEILL	Hydrol. Thérapeut. et Climatol.
P. GAUTHIER-LAFAYE	Anesthésiologie		Hématologie	J.P. WITZ	Chirurgie Thoracique

PROFESSEUR ASSOCIÉ : F. DEFEUDIS - Biochimie

MAITRES DE CONFÉRENCES AGRÉGÉS :

M. ADLOFF	Chirurgie générale	J.L. IMBS	Pharmacologie	G. MORAND	Chirurgie Thoracique
S. BABIN	Orthopédie et Traumat I	M. IMLER	Clin. Médicale B	F. OBERLING	Clin. des Maladies du Sang
P. BAREISS	Médecine Interne	D. JAECK	Chirurgie Générale	J.COTTENI	Anesthésiologie
P. BLOCH	Electro-Radiologie	A. JAEGER	Réanimation Médicale	G. PAULI	Pneumo-Phthisiologie
P. BOURJAT	Electro-Radiologie	M. JESEL	Réeduc. Fonctionnelle	P. REVILLE	Endocr. Métabol. et Nutrition
J.C. BRECHENMACHER	Cardiologie	P. KEHP	Orthop. et Traumatologie	P. REYS	Chirurgie Générale
J.M. BROGARD	Clin. Médicale B	R. KEILLING	Cancérologie	J. RITTER	Clin. Gynécol. et Obstétr. I
F. BUCHHEIT	Neurochirurgie	F. KEMPF	Electro-Radiologie	M. ROOS	Embryologie
M. COLLARD	Neurologie	J. KEMPF	Chimie Biologique	A. SACREZ	Cardiologie
J. DAUCHEL	Serv. Consult. Ext. et d'invest. Chir	T. KIEN TRUONG	Parasitologie	P. SAUVAGE	Clin. Chirurgicale des Enfants
P. DELLENBACH	Clin. Gynécologique II	G. KLOTZ	Oto-Rhino-Laryngologie	G. SAVA	Chirurgie Générale II
B. EISENMANN	Chir. Cardio-Vasculaire	F. KUNTZMANN	Médecine Interne	J.P. SCHIEBER	Physiologie
M. FABRE	Histologie	J. KURTZ	Clin. Neurologique	G. SCHLAEDER	Gynécol. et Obstétr. I
L. FINCKER	Clin. Médicale B	G. LANG	Orthop. et Traumatologie	H. SICK	Anatomie Normale
J. GEISERT	Pédiatrie et Puéricul. III	D. MAITROT	Neurochirurgie	C. STOLL	Inst. de Puériculture
J.P. GERHARD	Clin. Ophthalmologique	J.L. MANDEL	Chimie Biologique	J.D. TEMPE	Réanimation Médicale
E. GROSSHANS	Clin. Dermatologique	J. MARK	Chimie Biologique	J. TONGIO	Electro-Radiologie
P. HABEREY	Physiologie	G. METHLIN	Physique Biologique	A. WACKENHEIM	Electro-Radiologie
J. HERAN	Pathol. Experimentale	C. MEYER	Chirurgie Générale II	J.P. WALTER	Electro-Radiologie

DIRECTEUR DE RECHERCHE – Professeur Conventionné ULP : A. PETROVIC * - Physiologie

MAITRES DE RECHERCHE :

M.R. ELOY *	Endocrinologie	M. JACOB *	Neurochimie	J.J. VOGT *	Thermophysiology
G. GOMBOS *	Neurochimie	R. RECHENMANN *	Biophys. des Ravonnements	A. WAKSMANN *	Neurochimie
K. HAFEN-STENGER *	Endocrinologie	M. SENSENBRENNER *	Neurochimie		

* C.N.R.S.

* I.N.S.E.R.M.

U.E.R. D'ODONTOLOGIE

Directeur Robert FRANK

PROFESSEURS DE GRADE EXCEPTIONNEL

M. DOCC Dentisterie Opératoire

R. FRANK Biol. et Mat. Fondam.
P. KLEVANSKY Parodontologie

J. LITZLER Prothèse

PROFESSEURS DE PREMIER GRADE

M. BASTIAN Prothèse
A. COMTE Dentisterie Opératoire
R. HAAG Pathol. et Thérap. Dentaires

J.L. LACOSTE Orthopédie dento-faciale
M. LANGER Prothèse

P. NICOLAS Pathol. et Thérap. Dentaires
A. SCHLIENGER Prothèse

PROFESSEURS DE DEUXIEME GRADE

C. ALLEMANN Dentisterie Opératoire
W. BACON Dentisterie Opératoire
Ch. BOLENDER Orthopédie dento-faciale
P.M. CAHEN Biol. et Mat. Fondam.

J.P. CHARLIER Orthopédie dento-faciale
B. KAESS Pathol. et Thérap. Dentaires
M. LEIZE Prothèse

J.J. ROTH Parodontologie
J. SOMMERMATER Pédodontie prévention
H. TENENBAUM Parodontologie

U.E.R. DES SCIENCES PHARMACEUTIQUES

Directeur André LEDOUX

DOYENS HONORAIRES : P. DUSQUENOIS - M. HASSELMANN - G. DIRHEIMER

PROFESSEURS HONORAIRES : P. CORDIER - J.P. EBEL - G. GAZET du CHATELIER - P. JAEGER - R. SARTORY.

PROFESSEURS

G. DIRHEIMER Toxicologie
G. FERARD Chimie biologique
M. HASSELMANN Chim. Anal. et Bromatol.
L. JUNG Pharmacie Chimique
H. LAMI Mathématiques
C. LAPP Chimie Gén. et Minérale

P. LAUGEL Chimie Analytique
G. LAUSTRIAT Physique
A. LEDOUX Parasitologie
J. MALGRAS Immunologie
C. MATHIS Pharmacie Galénique
P. METAIS Biochimie

Ph. POINDRON Virologie
J. SCHREIBER Chimie Organique
A. STAHL Biochim. Pharmaceutique
J.C. STOCLET Pharmacodynamie
C.G. WERMUTH Chimie Organique

MAITRES DE CONFÉRENCES AGRÉGÉS

R. ANTON Pharmacognosie
R. CARBIENER Botanique
A. GAIRARD Physiologie

J.C.I. KOFFEL Pharmacie chimique
Y. LANDRY Pharmacologie

A. STAMM Pharmacie Galénique
D. VIDON Bactériologie

CHARGÉ DE FONCTION DE MAITRE DE CONFÉRENCES : D. GERARD - Phvs. que et Biophysique

MAITRE DE RECHERCHE I.N.S.E.R.M. : J. BIETH - Enzymologie

U.E.R. DE SCIENCES HUMAINES

U.E.R. de Géographie :

U.E.R. des Sc. du Comport. et de l'Environnement

Directeur Henri NONN

Directeur Michel TARDY

PROFESSEUR HONORAIRE : Et. JUILLARD

PROFESSEURS

P. MICHEL Géographie
A. MOLES Psychologie sociale

H. NONN Géographie
R. RAYNAL Géographie

Ph. ROPARTZ Psycho-physiologie
J. TRICART Géographie

MAITRES DE CONFÉRENCES

H. REYMOND Géographie
R. SCHWAB Géographie
A. TABOURET-KELLER Psychologie

M. TARDY Psycho-pédagogie
H. VOGT Géographie

MAITRES DE CONFÉRENCES conventionnés ULP : P. CAHN - Psychologie

DIRECTEUR DE RECHERCHE C.N.R.S. : S. RIMBERT - Géographie

U.E.R. DE SCIENCES ÉCONOMIQUES

Directeur Rodolphe DOS SANTOS FERREIRA

DOYENS HONORAIRES : P. CHAMLEY - J.P. FITOUSSI

PROFESSEURS

Ph. ARTZNER Mathématiques
Fr. BILGER Sciences Economiques
A. CHABERT Sciences Economiques

P. CHAMLEY Sciences Economiques
J.P. FITOUSSI Sciences Economiques

J.J. OBRECHT Gestion
D. VITRY Sciences Economiques

MAITRES DE CONFÉRENCES AGRÉGÉS : R. DOS SANTOS FERREIRA - Sciences Economiques - J.P. POLLIN - Sciences Economiques.

CHARGÉS DE CONFÉRENCES : R. ERBES - Sciences Economiques - A. LOSSER - Sciences Economiques.

AVANT-PROPOS

Avant de présenter une étude qui fait le point sur neuf années de recherches en Afrique Occidentale, il m'est agréable de pouvoir remercier toutes les personnes qui m'ont aidé ou conseillé durant cette longue période. En m'excusant auprès de ceux qui, fatalement, seront oubliés, je tiens à exprimer à tous ma profonde reconnaissance.

Je remercie tout d'abord M. le Doyen G. MILLOT, membre de l'Institut, qui connaît et domine depuis longtemps les problèmes de l'altération météorique dans les régions africaines. Il a bien voulu s'intéresser à mes recherches, m'accueillir à Strasbourg, lire et corriger minutieusement mes manuscrits et présider mon jury de thèse. C'est une grande chance dont j'ai bénéficié, car malgré ses nombreuses occupations, il n'a jamais ménagé son temps pour m'aider dans la rédaction de ce mémoire.

Je remercie ensuite M. le Professeur Y. TARDY, qui m'a aidé à clarifier les résultats dont je disposais. Au cours de séances de travail cordiales et animées, les principaux problèmes ont été soupesés, les hypothèses analysées, les interprétations améliorées. Il a lu et corrigé les manuscrits et a accepté de faire partie du jury.

Je remercie également Monsieur G. PEDRO, Directeur de Recherche à l'I.N.R.A., M. le Professeur T. JUTEAU et Monsieur J. DELVIGNE, Directeur de Recherche à l'O.R.S.T.O.M., qui ont marqué leur intérêt pour mon travail en acceptant de faire partie du jury.

Mais cette synthèse n'aurait certainement pas vu le jour si je n'avais pas travaillé pendant toutes ces années avec mes collègues et amis A. BLOT et J.C. LEPRUN. J'ai pu observer et analyser leurs toposéquences et ils ont examiné et discuté les miennes. De nombreux problèmes qui nous intéressaient tous trois ont été étudiés et rédigés en équipe, mais notre collaboration ne s'est pas arrêtée à ces publications. Leur présence en France pendant la rédaction du mémoire, après les discussions sur le terrain et au laboratoire et les échanges d'idées et de résultats analytiques, font que je mesure la part active qu'ils ont prise du début jusqu'à la fin de cette étude. Qu'ils en soient ici remerciés, ainsi que M. CARN dont la collaboration sur le terrain et au laboratoire a été si importante.

En Afrique, mes premiers pas dans l'étude de l'altération des roches cristallines furent guidés par J.M. WACKERMANN au Sénégal Oriental et J. DELVIGNE et G. GRANDIN en Côte d'Ivoire. Je ne pouvais rêver meilleure initiation. Ensuite, travaillant seul en Haute-Volta, j'ai toujours trouvé auprès des géologues et pédologues qui étudiaient cette région la possibilité de discussions fructueuses, en particulier auprès de R. BOULET, M. BUCHSTEIN, R. DELAFOSSE, E. GAMSONRÉ et B. KALOGA. Je tiens à remercier également les chercheurs du Centre O.R.S.T.O.M. de Ouagadougou, qui m'ont toujours bien reçu, en particulier H. BARRAL et J.Y. MARCHAL. A Dakar, mes remerciements s'adressent également à tous les collègues géologues, pédologues et géophysiciens. Je dois une aide appréciable à Y. ALBOUY, A. CHAUVEL, L. DORBATH, R. FAUCK, M. GAVAUD, P. MERCKY et C. TOBIAS. Enfin, ma reconnaissance va aux techniciens du Laboratoire de Géologie de Dakar, H. SANE, E. SIMON, M. CISSE et K. SYLLA, qui ont réalisé les lames pétrographiques et les analyses physico-chimiques.

En France, j'ai été accueilli au sein des équipes de recherche de l'Institut de Géologie de Strasbourg, où l'on trouve toujours l'interlocuteur capable de dialoguer et de guider dans les domaines les plus divers. J'ai une dette de reconnaissance envers Y. BESNUS pour son aide au cours des études géochimiques, envers H. PAQUET pour ses nombreux services et sa correction des manuscrits et envers D. BÜHMANN, J.M. CARON, B. FRITZ, A.M. KARPOFF, P. LARQUÉ, C. MOSSER, N. TRAUTH et F. WEBER. J'exprime également ma gratitude à toutes les personnes qui ont contribué aux analyses minéralogiques, aux analyses géochimiques et aux examens de microscopie électronique : Mmes EHRET et TRAUTH, Mlle PETERSCHMITT, MM. BALOUKA, BOHN, FEURER, KARCHER, KREMP, ROUAULT, SAMUEL, STAUB et R. WENDLING.

Mes remerciements vont aussi à tous ceux qui ont participé à la réalisation matérielle de ce mémoire. Mlle M. WOLF a assuré la mise en page avec goût et compétence, je mesure le temps passé à

cette tâche ingrate. MM. POTTIER à Dakar, OPPERMANN et GRUNER à Strasbourg ont réalisé les dessins et les travaux photographiques. Mmes ORY et KIEFFER ont facilité mes recherches bibliographiques. MM. BOCK, SCHUSTER et A. WENDLING ont assuré le tirage et le brochage.

Enfin, je voudrais terminer cet avant-propos en remerciant tous les villageois qui, durant cinq saisons sèches successives, m'ont creusé des puits si beaux et si profonds ; si profonds parfois, que l'inquiétude gagnait les terrassiers et le géologue à la pensée de déranger les génies de la montagne.

INTRODUCTION

L'altération météorique des roches cristallines basiques a donné lieu à quelques études détaillées dans les régions à climat tropical. Mais la plupart de ces études concernent les zones à climat humide ou semi-humide. Il s'avérerait nécessaire d'étudier les zones tropicales sèches qui possèdent des altérations d'épaisseur et de nature différentes de celles des régions plus méridionales.

En Haute-Volta septentrionale et centrale à climat sahélo-soudanien, l'altération agit sur un très vieux socle qui est partie intégrante du craton ouest-africain. Ce substratum d'âge précambrien moyen a subi une longue histoire. Il est recouvert actuellement par un épais manteau d'altération dont il est difficile de déterminer la formation.

L'étude de ce manteau d'altération des massifs birrimiens basiques en Haute-Volta a été menée par la méthode des toposéquences de puits profonds, dans cinq zones comprises entre le 12^{ème} et le 14^{ème} degré de latitude nord. Dans ces zones, 84 puits et tranchées totalisant 634 m de profondeur ont été creusés, au long de neuf toposéquences principales et dans les collines alentour. Les études minéralogiques et géochimiques ont été effectuées sur 693 échantillons représentatifs de ces puits.

A partir de ces données sur les altérations des différents faciès de roches basiques rencontrées dans la zone d'étude, il est apparu très rapidement que la nature et la distribution des niveaux d'altération dépendaient pour une part du substratum. Dans les régions sahélo-soudanien, le facteur "roche mère" apparaît très important pour orienter les modalités de l'altération. Tout aussi important, si ce n'est plus, que la zonalité climatique ou la position topographique dans les massifs.

Pour la clarté de l'exposé des faits et des interprétations, l'étude de l'altération des roches basiques de Haute-Volta sera présentée en dix chapitres que l'on peut grouper en trois parties.

LA PREMIÈRE PARTIE est consacrée au cadre de l'étude.

Le premier chapitre décrira brièvement le cadre géographique, géologique, géomorphologique, climatique et hydrologique de la zone étudiée.

Le second chapitre rassemblera les méthodes utilisées et mises au point pour mener à bien ce travail.

LA SECONDE PARTIE est consacrée à l'étude de trois toposéquences.

Le troisième chapitre traitera la toposéquence de Kolel en climat sahélien. Un profil type sera décrit et analysé en détail. L'ensemble des caractères physiques, physico-chimiques, minéralogiques et géochimiques sera ensuite étudié dans la toposéquence complète.

Le quatrième chapitre traitera d'une manière identique la toposéquence de Tankièdougou, dans le Sud-Ouest, en climat sud-soudanien.

Le cinquième chapitre traitera la toposéquence de Dem, dans le centre Haute-Volta, en climat nord-soudanien.

LA TROISIÈME PARTIE est consacrée aux grands problèmes posés par l'altération en zone tropicale sèche et à leur interprétation.

Au sixième chapitre seront examinées les premières transformations des minéraux primaires, en particulier les phénomènes d'ouralitisation et de saussuritisations.

Au septième chapitre seront étudiées les différences entre l'altération kaolinique ancienne et l'altération smectitique récente.

Au huitième chapitre seront définies les filiations minéralogiques et géochimiques, ainsi que les mécanismes lithodépendants et verticaux qui les induisent.

Au neuvième chapitre sera esquissée une comparaison entre les altérations des régions tropicales semi-humides et humides.

Au dixième chapitre enfin, il tentera d'expliquer la morphologie des massifs birrimiens basiques en zone sahélo-soudanaïque.

CHAPITRE I

LE CADRE PHYSIQUE

I - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

La Haute-Volta se situe au cœur de l'Afrique de l'Ouest. Elle est bordée au Nord et à l'Ouest par le Mali, à l'Est par le Niger et au Sud par la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Togo et le Dahomey. C'est une zone de transition entre pays arides et désertiques au Nord et pays humides et forestiers au Sud.

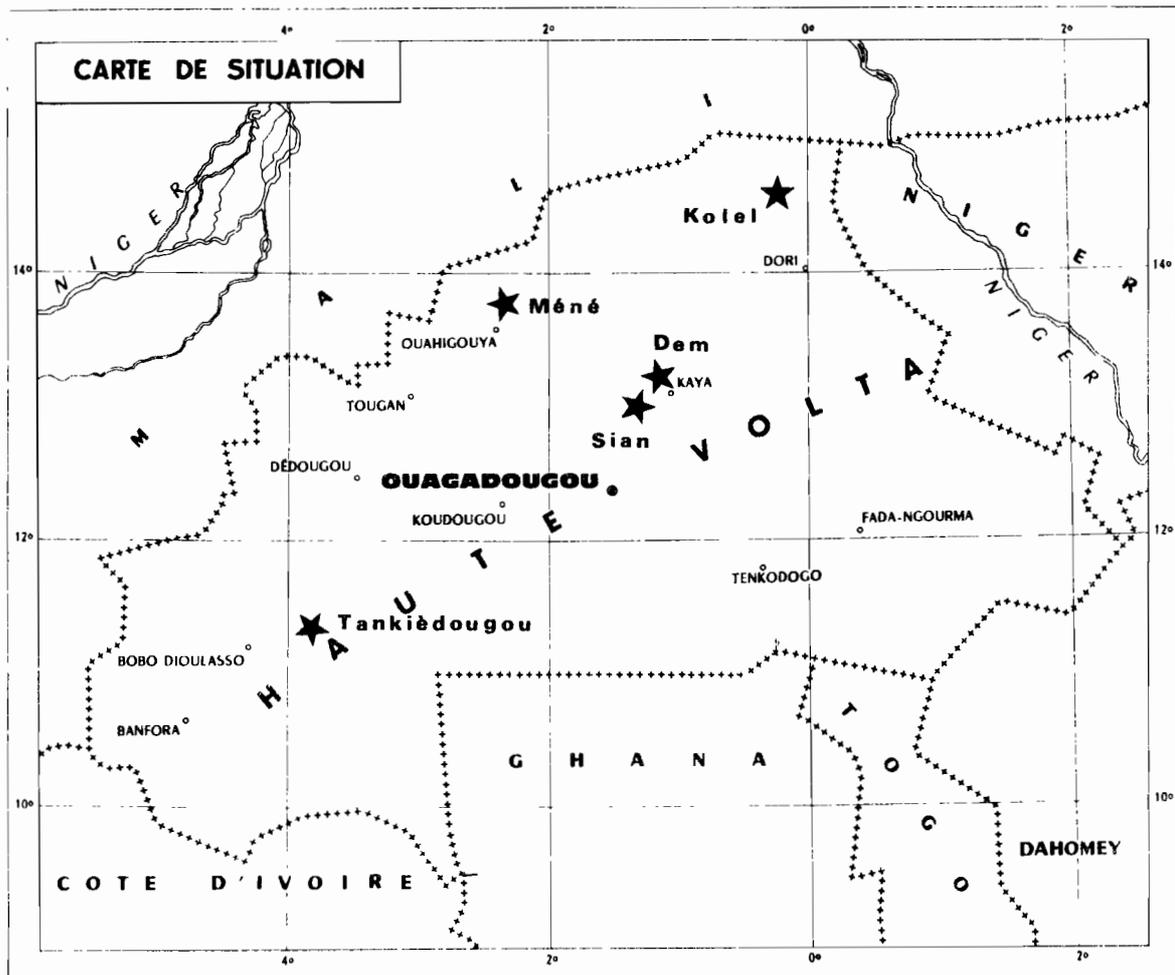


Fig.1 - Localisation des zones d'étude en Haute-Volta

Dans son ensemble, la Haute-Volta peut être représentée par un vaste plateau d'altitude comprise entre 250 et 350 m, faiblement incliné vers le Sud. Ce plateau comprend :

- une plaine sableuse dans la partie septentrionale, avec des dunes fixées orientées E-W ;
- un plateau latéritique faiblement ondulé dans la partie centrale et orientale ;
- un plateau latéritique étagé en gradins dans la partie sud-occidentale.

La monotonie du paysage est tranchée par des chaînes de collines dont la dénivellation maximale par rapport au plateau est de 150 à 200 m. Les collines les plus élevées atteignent une altitude de 500 m environ (région de Kaya-Koungoussi, région de Koudougou, etc...).

Les sites d'étude ont été choisis dans ces alignements de collines. Ils correspondent tous à des massifs importants de roches birrimiennes basiques, au Nord, au centre et à l'Ouest de la Haute-Volta. Cinq massifs ont été étudiés à l'aide de toposéquences de puits profonds. Un massif est situé à Kolel, au Nord du 14^{ème} parallèle, deux autres sont situés à Dem et Sian, dans la région de Kaya, un autre se trouve à Méné, au Nord de Ouahigouya, et le dernier est localisé à Tankiédougou, au NE de Bobo-Dioulasso (fig.1).

II - LA GÉOLOGIE

Le substratum géologique de la Haute-Volta est constitué en majeure partie par le Précambrien moyen (système Birrimien). Ce socle est bordé au Nord, à l'Ouest et à l'Est par des sédiments transgressifs sur le Birrimien cristallin. Ces sédiments sont d'âge Précambrien supérieur et Infrecambrien. Ils comprennent :

- au Nord, le système Nigérien du Précambrien supérieur, grès de bordure et groupe d'Ydouban (DELFOUR, 1965 ; REICHEL, 1972) ;
- à l'Ouest, le système Précambrien supérieur, grès de base et grès de Bobo (JONQUET, 1963 ; MARCELLIN, 1971) ;
- à l'Est, le système Voltaïen du Précambrien supérieur et Cambro-Ordovicien (VYAIN, 1967 ; LEPRUN et TROMPETTE, 1969).

Le continental terminal est peu représenté en Haute-Volta. On ne trouve qu'un lambeau en NW du pays, à la frontière du Mali et un lambeau au SE, à la frontière du Niger (fig.2).

Cette étude est consacrée aux altérations des roches cristallines basiques. Je me limite donc à la description du Précambrien moyen (Birrimien) de Haute-Volta, d'après les travaux de DUCELLIER (1963), DELFOUR (1965), VAN EYK (1964), BOUSQUET (1965), BONNARD (1965) et MARCELLIN (1971). Il convient cependant de décrire brièvement le soubassement antébirrimien et le Tarkwaïen qui encadrent les formations birrimiennes.

A - LE PRÉCAMBRIEN INFÉRIEUR

Les terrains antébirrimiens sont représentés par de petits lambeaux de socle formés de roches très métamorphisées. Ils sont difficiles à distinguer du Birrimien en Haute-Volta, et, en l'absence de datations absolues, on ne les connaît qu'en de rares endroits.

- Les gneiss à grenat de la série de Bamga, décrits par DUCELLIER (1963) et classés comme Birrimien par DELFOUR (1965).
- Les migmatites du panneau de la Comoé (ARNOULD, 1961) et les granites de Bouroum-Bouroum, qui sont discordants sous les formations birrimiennes. MARCELLIN (1971) interprète ces formations comme des moles de l'orogénie libérienne, rajeunies par l'orogénie éburnéenne.

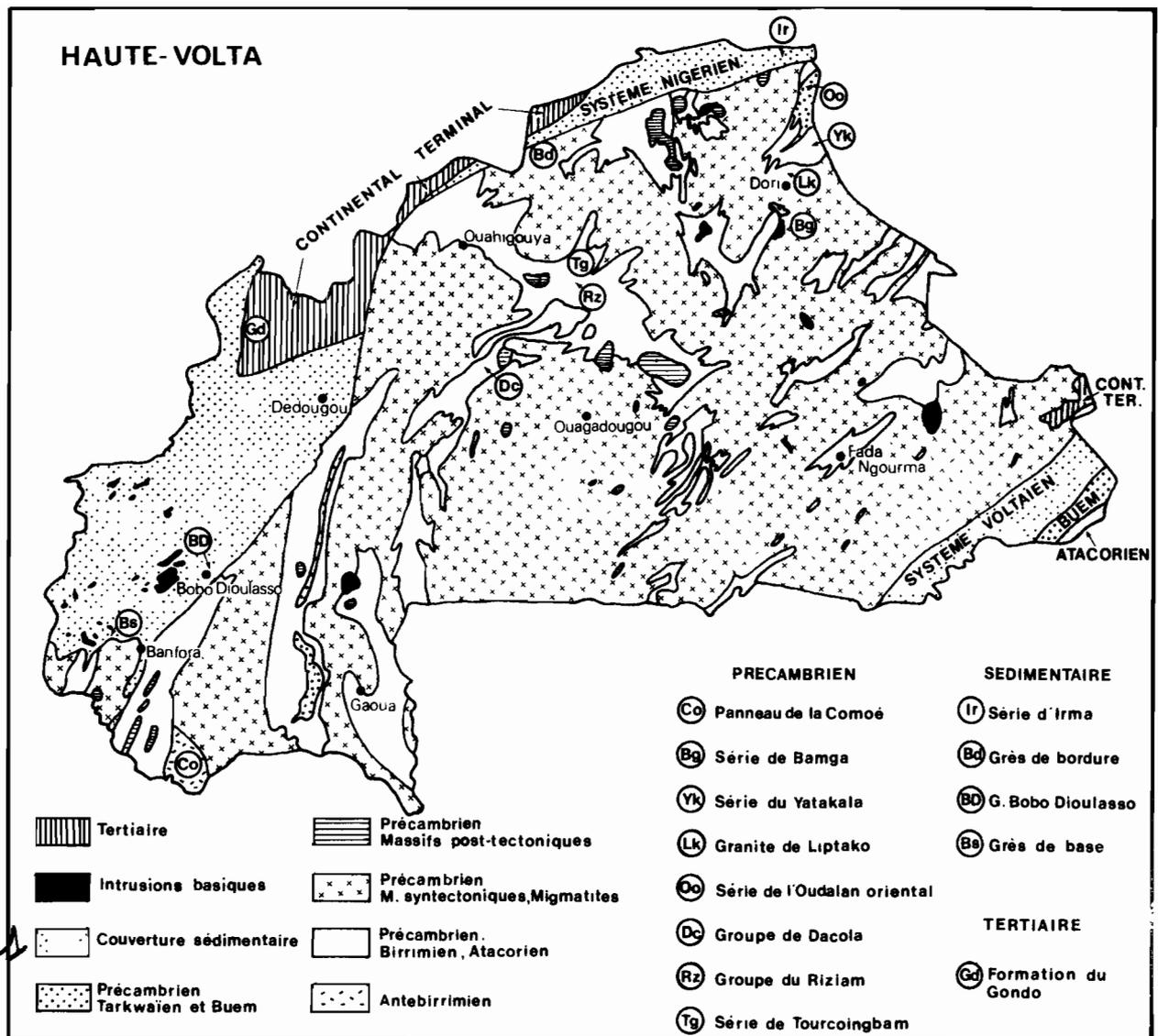


Fig.2 - Carte géologique de la Haute-Volta (d'après BONNARD, 1965)

B - LE TARKWAÏEN

En Haute-Volta, le Tarkwaïen est connu par une longue bande étroite, dans la partie sud-occidentale du pays, entre Dédougou et la frontière de Côte d'Ivoire (BOUSQUET, 1965 ; MARCELLIN, 1971). Il est connu également par la série de l'Oudalan oriental, au Nord de Dori (DELFOUR, 1965) et par les petits affleurements de Tourcoingbam (DUCELLIER, 1963).

Dans l'ensemble, ces formations tarkwaïennes sont des sédiments détritiques grossiers, peu ou pas métamorphisés. Ces conglomérats variés sont souvent discordants sur le Birrimien, ce qui les a fait attribuer pendant longtemps au Précambrien supérieur. Des travaux récents de MARCELLIN (1971) ont montré que ces sédiments détritiques sont intraformationnels dans le Précambrien moyen et antérieurs à la phase paroxysmale de l'orogénie éburnéenne. Ils seraient donc d'âge birrimien supérieur.

C - LE BIRRI MIEN

Il n'est pas possible de distinguer, en Haute-Volta, un Birrimien inférieur et un Birrimien supérieur, comme cela a été réalisé au Ghana par KITSON (1928) et JUNNER (1940). Les auteurs ont classé les roches birrimiennes dans différents groupes ou séries de dénomination locale, sans signification stratigraphique, regroupant les roches métamorphiques et les roches cristallines.

1. LE BIRRI MIEN MÉTAMORPHIQUE

On distingue les roches d'origine sédimentaire, qui sont appelées "paramétamorphiques", des roches d'origine volcanique et éruptive, qui sont appelées "orthométamorphiques". On a longtemps supposé que les roches d'origine volcanique étaient plus jeunes que les roches d'origine sédimentaire. Dans une hypothèse géosynclinale (TAGINI, 1966), la différence entre un Birrimien inférieur schisto-gréseux et un Birrimien supérieur volcanique n'est plus admise, des venues volcaniques se produisant tout au long du cycle birrimien.

Le Birrimien métamorphique forme de larges bandes SSW-NNW^F réparties dans le Nord, l'Ouest et le SW du pays (fig.2). Les roches de ces bandes sont plissées et redressées avec un pendage sub-vertical très fréquent. Elles sont injectées de filons et filonnets de quartz contemporains de plusieurs phases tectoniques cassantes.

a) Roches birrimiennes d'origine sédimentaire

Faiblement métamorphisés dans l'épizone, ces sédiments sont le plus souvent pélitiques ou détritiques fins. Ils affleurent sous forme de schistes argileux et de quartzites, composant le groupe de Riziam de DUCELLIER (1963). Il existe également quelques types de roches plus rares (arkoses, grauwackes, schistes manganésifères, gondites, tufs, schistes graphiteux, etc...) qui forment un complexe volcano-sédimentaire avec les schistes et quartzites (ROUTHIER, 1953). La grande abondance des schistes argileux à l'affleurement a permis à certains auteurs comme DUCELLIER (1963) et VAN EYK (1964) d'envisager que ces schistes ne sont pas des roches saines. Ils ne seraient que des formes d'altération de roches basiques ou de séricitoschistes. L'étude de la toposéquence de Dem et des autres toposéquences permettra de reprendre cette question.

b) Roches birrimiennes d'origine volcanique

Il s'agit de roches volcaniques et éruptives basiques ou neutres, métamorphisées dans l'épizone, qui composent le groupe de Dacula de DUCELLIER (1963). Les géologues ont pris l'habitude de les nommer "roches vertes" (ROQUES, 1945) à cause de l'apparition de certains minéraux comme la chlorite, l'épidote, la hornblende verte ou l'actinote. Lorsque ces roches sont basiques ou ultrabasiques, certains auteurs dont DELFOUR (1965) ont parlé de série "ophiolitique". Ces roches vertes sont concordantes avec les schistes du groupe de Riziam et présentent souvent une schistosité commune.

DUCELLIER (1963) a donné une classification très détaillée de ces roches vertes. Cette classification est fondée sur l'étude pétrographique au microscope. Elle comporte la reconnaissance de l'ancienne texture de la roche, quand c'est possible, et à défaut la détermination de l'amphibole présente (Tabl.I).

Les roches vertes forment souvent des massifs étendus, en particulier dans la région de Kaya. Ces grands massifs ne sont pas homogènes. Ils se composent de roches à texture reconnaissable et de roches dont la texture a disparu. Certaines roches sont affectées par le métamorphisme régional épizonal, ce qui se traduit par de très légères transformations des feldspaths et des ferro-magnésiens.

DUCELLIER (1963) a classé les roches non métamorphisées dans un groupe nommé "plagioclasolites", auquel il donne un âge post-birrimien. VAN EYK (1964) pense que la différence entre roches métamorphisées et roches non métamorphisées n'est pas significative. Les deux groupes sont souvent imbriqués et la différence peut provenir de la rétro-morphose ou même de l'altération météorique. Un âge birrimien identique est ainsi donné aux roches métamorphisées et non métamorphisées. Les deux hypothèses seront discutées dans le chapitre VI.

Des roches ultrabasiques ont été mises en évidence au sein du groupe des roches vertes, dans la région de Kaya (VAN EYK, 1964) et dans la région de Houndé (BOUSQUET, 1965). Ces roches sont le plus souvent serpentinisées.

Les toposéquences étudiées dans ce mémoire ont été implantées dans le manteau d'altération des roches volcaniques ou éruptives, qu'elles soient métamorphisées (Sian, Dem, Tankièdougou, Méné) ou non métamorphisées (Kolel).

Tableau I

Classification des roches vertes birrimiennes en Haute-Volta (DUCELLIER, 1963)

Roches métamorphisées à texture originelle reconnaissable			Roches métamorphisées sans texture originelle reconnaissable	
texture grenue	acide	diorite quartzique métamorphisée	sans amphibole	épidotite schiste à séricite et épidote chloritoschiste à épidote
	neutre	diorite métamorphisée		
	basique	<i>gabbro métamorphisé</i>	actinote	épidote à actinote amphiboloschiste
texture micro- grenue	acide	microdiorite quartzique métamorphisée		
	neutre	microdiorite métamorphisée		
	basique	microgabbro métamorphisé	hornblende verte	épidotite à hornblende amphibolite à épidote <i>amphibolite</i> amphibolite à biotite amphibolite plagioclasique
texture ophitique		dolérite métamorphisée		
		gabbro ophitique métamorphisé		
texture micro- litique	acide	dacite métamorphisée	amphiboles et pyroxènes	amphibolo-pyroxénite hornblendite
	neutre	andésite métamorphisée		
	basique	basalte métamorphisé		

2. LE BIRRIMIEN CRISTALLIN

Le Birrimien cristallin regroupe en grande partie les roches de l'ancien granito-gneiss de SAGATZKY (1954). Les différents auteurs ont classé ces granites et migmatites selon le type de gisement et la nature pétrographique.

a) *Les massifs syntectoniques concordants* sont les plus abondants parmi les massifs cristallins. Ils se reconnaissent par les caractères suivants :

- gisement concordant, allongé selon les mêmes directions que les roches encaissantes ;
- grandes dimensions des massifs (plusieurs kilomètres) ;
- structure orientée ;
- composition hétérogène, avec de nombreuses enclaves basiques, panneaux de migmatites rubanées et cortège filonien.

La quasi-totalité de ces massifs syntectoniques est formée de granites calco-alcalins dont la variété est déterminée par les minéraux comme les micas et les ferromagnésiens (biotite, muscovite, amphibole, etc...). Ces granites syntectoniques birrimiens sont souvent appelés "granite type Baoulé" (BODIN, 1951 ; ARNOULD, 1961).

b) *Les massifs post-tectoniques discordants* sont moins fréquents que les massifs syntectoniques. Ils possèdent les caractères suivants :

- gisement discordant de forme arrondie ou ovoïde ;
- petites dimensions des massifs ;
- structure non orientée, texture grenue ;
- composition homogène, sans enclaves, et absence de migmatites.

Ces massifs post-tectoniques ont des compositions plus variées que les ensembles syntectoniques : granites alcalins, calco-alcalins, granodiorites, syénites. Les granites post-tectoniques sont souvent appelés "granite type Bondoukou" (BODIN, 1951).

D - CHRONOLOGIE DU PRÉCAMBRIEN DE HAUTE-VOLTA

Pour situer les roches basiques dans leur contexte voltaïque et montrer leur appartenance à de nombreuses périodes du Précambrien, on peut s'appuyer sur l'essai de chronologie de MARCELLIN (1971)

Tableau II

Essai de chronologie du Précambrien de Haute-Volta méridionale (d'après MARCELLIN, 1971)

ETAGE	OROGENIE	AGE M.A.	FORMATION		
PRIMAIRE		250	<i>gabbros-dolérites tholéitiques permienne</i> (glaciation éocambrienne - tillites)		
		600-500	contrecoup de l'orogénie panafricaine		
PRECAMBRIEN SUPERIEUR		?			
		1000	dépôt des sédiments du Précambrien supérieur		
		?1500-1400	<i>dykes doléritiques</i>		
		1800	granites alcalins - syénites		
PRECAMBRIEN MOYEN	Système éburnéen	2000-1850	granite discordant type "Bondoukou"		
		2100	plissement majeur <i>métamorphisme du Birrimien</i> granites concordants type "Baoulés"		
			<i>sédimentation schistes birrimiens</i> et grès tarkwaïens		
		----- discordance -----			
		Birrimien supérieur		2170	magmatisme grano-dioritique
				2300	<i>tufs et cendres</i> effusions volcaniques acides <i>volcano-sédimentaire basique et neutre</i> effusions volcaniques basiques
PRECAMBRIEN INFERIEUR	Système antébirrimien	?2500-2400	formation des sillons birrimiens		
		±2700	métamorphisme et orogénie libérienne		
		?3300-3000	sédimentation arkoses et marnes <i>magmatisme basique et acide</i>		

pour la Haute-Volta méridionale (Tabl.II). Si ce tableau peut être modifié ou complété par des études plus récentes (BESSELES, 1977), il indique bien la succession des différentes formations et la présence de roches basiques depuis l'Antébirrimien jusqu'au Primaire.

III - LA GÉOMORPHOLOGIE

En dehors des zones sédimentaires, la Haute-Volta présente un modelé de pénéplaine mollement ondulée (DRESCH, 1953). Quelques collines surplombent la plaine de 200 m au maximum, et de nombreuses buttes cuirassées ont une hauteur de commandement de 10 à 40 m. L'altitude moyenne du plateau est de 300 m environ. Elle varie entre 250 et 350 m pour le socle granito-gneissique (75% de la surface) et entre 350 et 500 m pour les roches birrimiennes et sédimentaires (25% du territoire). Les régions élevées se situent surtout à l'Ouest du pays où les toposéquences ont été creusées. Elles se raréfient en allant vers l'Est.

A - LE MODELÉ

Les roches granito-gneissiques déterminent des modelés faiblement ondulés, à pente de 1% environ, avec de longs interfluves de forme légèrement convexe et des thalwegs peu marqués et larges. Les affleurements sont rares et apparaissent généralement à la rupture de pente ou près des thalwegs

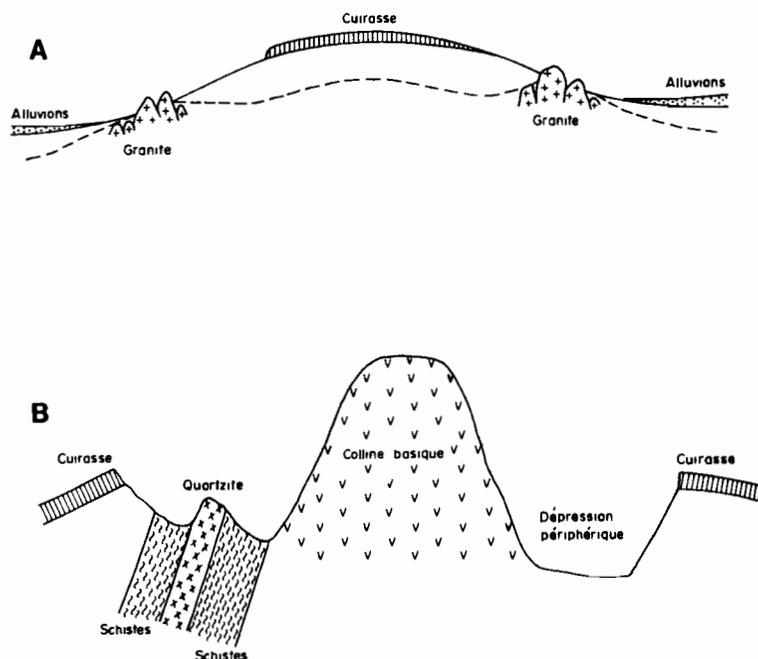


Fig.3 - Modelé des zones granitiques (A) et des zones basiques (B) de la Haute-Volta

(fig.3). Exceptionnellement, il existe des inselbergs importants dominant la plaine de quelques dizaines de mètres ; ce sont généralement des roches alcalines, granites ou syénites. Le réseau hydrographique forme une maille hexagonale, les alvéoles sont plus ou moins fermées et la maille irrégulière.

Les roches birrimiennes, surtout celles d'origine volcanique, forment des reliefs accentués qui sont parfois coiffés par une cuirasse tabulaire. Ces reliefs sont constitués de collines dont la succession est appelée "chaîne birrimienne". Une des chaînes les plus importantes est située dans la région de Kaya et forme un arc de cercle de 80 km de longueur. Quatre toposéquences (Dem et Sian) ont été creusées dans cette chaîne. Le réseau hydrographique s'articule à partir des reliefs ; il est dense et se ramifie par dichotomie dans les parties amont. Ce modelé, caractéristique des massifs volcaniques du Birrimien, a été décrit par de nombreux géomorphologues en Haute-Volta. DAVEAU, LAMOTTE et ROUGERIE (1962) présentent une description du massif de Pilimpikou au Nord de Koudougou et du mont Koyo au SE de Gaoua.

Les schistes affleurent mal, à l'exception de ceux qui sont protégés par des bancs de quartzite. Dans ce cas, les quartzites forment l'ossature de collines à relief accentué et les schistes les pentes abruptes.

Les dolérites post-birrimiennes, qui recourent toutes les autres formations, forment de petits reliefs dominant la plaine d'une dizaine de mètres.

Dans l'ensemble de la Haute-Volta, le modelé est donc fonction de la nature des roches. Il subit cependant une différenciation latitudinale. Dans la partie nord du pays, les formes sont planes ; des cordons dunaires et des voiles de sable accentuent la régularité de la topographie. Dans la partie sud, le paysage est plus vallonné, avec une légère tendance à la formation du modelé en demi-orange caractéristique des régions humides.

B - LES CUIRASSES

1. MORPHOLOGIE DES RÉGIONS CUIRASSÉES

En dehors des formes définies par les affleurements, le modelé de la Haute-Volta est réglé par la distribution des cuirasses. Ces cuirasses constituent les reliefs saillants de la majeure partie du pays. Elles sont réparties en plusieurs niveaux d'importance variable : les niveaux supérieurs sous forme de buttes témoins réduites, les niveaux inférieurs couvrant une grande partie des paysages. Les surfaces fonctionnelles au sens de BOULET (1970), composées du réseau hydrographique actuel, entaillent les niveaux inférieurs et ne présentent pas de cuirassement. On peut donc penser que les cuirasses ne sont pas actuelles.

De nombreux auteurs ont tenté la reconstitution historique de l'étagement des différents niveaux cuirassés d'Afrique Occidentale. Trois études récentes approfondies fournissent la bibliographie de ce sujet et présentent des synthèses génétiques : MICHEL (1969) au Sénégal et en Guinée, BOULET (1970) en Haute-Volta, GRANDIN (1973) en Côte d'Ivoire. Les résultats de ces travaux peuvent être schématisés dans un tableau où les niveaux cuirassés sont datés, d'une manière relative, à l'aide des correspondances entre cuirasses et terrasses fluviales (Tabl.III).

Les deux premières surfaces d'aplanissement ne sont pas représentées en Haute-Volta. Les deux suivantes, surface bauxitique et relief intermédiaire (VOGT, 1957), forment les points hauts du paysage dans les régions de collines birrimiennes. BOULET (1970, 1974) a décrit minutieusement les faciès caractéristiques de ces deux cuirasses et leur position spécifique sur les roches basiques.

Les cuirasses des niveaux inférieurs, haut et moyen glaciaire, forment l'essentiel des zones cuirassées. La séparation en deux niveaux distincts est parfois possible, surtout dans les régions granitiques, mais elle est souvent impossible, surtout dans les régions schisteuses. Les faciès des deux niveaux sont semblables, la distinction se fonde sur l'altitude et l'épaisseur de la cuirasse.

Les études de LEPRUN (1972) et ses travaux en cours aboutissent, dans ces régions, à un schéma fort différent des précédents. En Haute-Volta, les cuirasses "quaternaires" épousent un seul et unique modelé, déjà ondulé à l'origine. Les points hauts de ce modelé sont localisés sur les roches basiques, les points bas sur les roches acides. Une entaille postérieure détermine les différents étagements, en laissant des buttes témoins de faciès et d'épaisseur variables selon la nature lithologique de la roche sous-jacente. L'entaille s'effectue, soit dans les zones de flexure sur la plus grande pente, soit dans les zones où la cuirasse est mince. Une étude récente (BLOT, LEPRUN et PION, 1976), à Kondokho au Sénégal Oriental, confirme l'influence de la nature de la roche mère sur l'épaisseur du cuirassement. De part et d'autre d'un contact lithologique entre granite et dolérite, la cui-

rasse continue est épaisse de 1 m sur la roche acide et de 3 m sur la roche basique.

Dans le chapitre X, grâce à l'étude des toposéquences des régions sahélo-soudaniennes et aux enseignements d'une mission de reconnaissance dans le Sud de la Haute-Volta, ce problème de la morphologie des cuirasses sur les roches basiques sera repris. Je montrerai que les arguments en faveur de la lithodépendance se vérifient en Haute-Volta.

2. ÉVOLUTION DES RÉGIONS CUIRASSÉES

Les cuirasses constituent un élément essentiel des paysages de Haute-Volta, mais le rôle qu'elles jouent n'est pas uniquement statique. Il est clair que ces cuirasses ont protégé de l'érosion des niveaux d'altération très épais et fragiles, formés presque uniquement de matériaux argileux. Et de nombreux auteurs ont insisté sur le caractère ancien de ces altérations, en particulier MAIGNIEN (1960) et BOULET (1974), par opposition aux altérations actuelles ou subactuelles. Mais si les cuirasses sont protectrices des altérations sous-jacentes, elles évoluent et ont évolué depuis leur formation. LEPRUN (1971, 1977) a montré qu'elles peuvent se démanteler sur place, perdant ainsi leurs caractères spécifiques d'étagement aussi bien que de dépendance lithologique. NAHON (1976) a montré qu'elles peuvent s'enfoncer, soit sur place, soit latéralement, à travers les anciens profils d'altération épais. Enfin, l'érosion mécanique s'attaque aux régions cuirassées qu'elle transforme en paysage de "cuesta" avec falaises abruptes, buttes témoins et formes tabulaires. Ce modelé résulte de la très grande résistance des cuirasses par rapport aux altérites sous-jacentes. Lorsque la dalle protectrice que constitue la cuirasse est érodée, les niveaux inférieurs meubles sont décapés rapi-

Tableau III

Chronologie relative des surfaces cuirassées en Afrique Occidentale

SENEGAL et GAMBIE (MICHEL, 1969)		HAUTE-VOLTA SEPTENTRIONALE (BOULET, 1970)		
Age	Surface	Régions granitiques et schisteuses	Régions schisteuses	Régions de collines basiques
Jurassique moyen	1ère surface aplanissement			
Crétacé (Albien)	2ème surface aplanissement			
Eocène inférieur	3ème surface aplanissement			Surface bauxitique
Pliocène	Relief intermédiaire			Surface à cuirasse ferrugineuse pisolitique
Quaternaire ancien et moyen (Interglaciaire Mindel/Riss)	Haut glacis	Glacis supérieur à cuirasse conglomératique	Glacis polygénique	Glacis à cuirasse conglomératique (supérieur) Glacis polygénique
Quaternaire moyen (Interglaciaire Riss/Würm)	Moyen glacis	Glacis inférieur à cuirasse conglomératique		Glacis à cuirasse conglomératique (inférieur)
Quaternaire récent	Bas glacis	Surface fonctionnelle		

dement. Il peut cependant subsister des "racines" des anciens niveaux d'altération, qui seront reprises dans les altérations plus récentes.

Dans l'étude qui suit, je tenterai de fixer la part qui revient à chacune des altérations et de reconstituer l'évolution des profils complexes rencontrés dans les toposéquences.

IV - LE CLIMAT

A - LE CLIMAT ACTUEL

La Haute-Volta est soumise à un climat tropical à deux saisons contrastées : une saison des pluies de trois à cinq mois, appelée improprement "hivernage", et une saison sèche de sept à neuf mois. La saison des pluies est commandée par le déplacement du front intertropical (f.i.t.) qui est la limite entre les masses d'air équatoriales et tropicales. Ce front remonte progressivement vers le Nord, depuis les latitudes basses 5 à 7° en janvier, jusqu'aux latitudes 20 à 25° en août. Cela explique que la saison pluvieuse commence fin avril dans le Sud du pays et début juin dans le Nord. La saison sèche est caractérisée par une absence quasi totale des précipitations et un très fort ensoleillement. Les marigots et même les rivières importantes tarissent rapidement. La végétation herbacée se dessèche aussi vite. L'humidité atmosphérique devient très faible durant cette longue partie de l'année.

Le climat a été défini par AUBREVILLE (1949) comme "sahélo-soudanais". Il est caractérisé par des températures moyennes de 26 à 31° avec un minimum en janvier et en août et un maximum en avril-mai, un indice pluviométrique de 400 à 1200 mm et une variation considérable d'humidité entre la saison des pluies et la saison sèche. Une classification plus précise de RICHARD MOLLARD (1949) s'applique parfaitement à la Haute-Volta. Elle permet de distinguer trois grandes zones au sein de ce climat sahélo-soudanais. Les zones climatiques suivantes ont été établies d'après les variations des précipitations, des humidités et des températures.

- La zone de climat sahélien, au Nord du 14ème parallèle, pluviosité inférieure à 650 mm.
- La zone de climat nord-soudanien, entre 14° et 11°30 de latitude nord, pluviosité comprise entre 650 et 1000 mm.
- La zone de climat sud-soudanien, située au Sud de 11°30 de latitude nord, pluviosité supérieure à 1000 mm.

Les toposéquences étudiées se situent dans les trois zones précédentes : Kodel en climat sahélien, Dem, Sian et Méné en climat nord-soudanien et Tankièdougou en climat sud-soudanien.

Les stations météorologiques fournissant des données complètes sont peu nombreuses en Haute-Volta. Cependant, l'ASECNA (1966) a publié, pour une période de 14 ans et parfois de 30 ans, les moyennes des principales grandeurs climatiques. Une monographie hydrologique de l'ORSTOM (MONIOD, POUYAUD et SÉCHET, 1977) fournit ces valeurs moyennes pour une période de 25 ans, englobant la sécheresse récente.

1. LA PLUVIOSITÉ

La pluviosité est le facteur prépondérant pour l'étude des phénomènes d'altération météorique. Elle conditionne l'alimentation des nappes souterraines, l'humectation, l'hydrolyse des minéraux et le départ des éléments dans les différents niveaux des profils.

Les isohyètes annuelles moyennes (fig.4) sont alignées E-W, avec une inflexion dans le SW du pays à partir de l'isohyète 1000 mm passant par Boromo et Dièbouyou.

La répartition des pluies (Tabl.IV) sur une moyenne de 10 à 30 ans montre des variations considérables entre l'année à pluviosité maximale et l'année à pluviosité minimale. Le rapport varie du simple au double. On doit noter, cependant, que l'étude des toposéquences s'est effectuée durant une période de sécheresse pour les pays soudaniens et sahéliens. Les années 1970 à 1973 sont fortement déficitaires par rapport aux moyennes du tableau IV. Pour l'année 1971, RENARD (1975) indique une pluviosité de 200 mm à Gorom-Gorom, ce qui est le minimum absolu, et 481 mm à Ouahigouya.

2. LES TEMPÉRATURES

Les variations entre les valeurs des températures diurnes et nocturnes sont très importantes. Les écarts peuvent atteindre 30° en climat sud-soudanien et 40° en climat nord-soudanien et sahélien. Ces écarts moyens entre les maxima et les minima varient selon la latitude, mais également selon les saisons, avec les écarts les plus forts en région sahélienne durant la saison sèche (Tabl.V). Les moyennes annuelles des températures varient peu avec la latitude, malgré cette amplitude considérable des variations quotidiennes. Ainsi, la moyenne des températures est de 27°5 au Sud pour 28°5 au Nord.

Tableau V

Températures extrêmes en Haute-Volta (ASECNA, 1966)

Climat	Saison sèche		Saison des pluies	
	Maximum moyen	Minimum moyen	Maximum moyen	Minimum moyen
Sahélien	41°	16°	34°	24°
Nord-soudanien	37°	22°	32°	23°
Sud-soudanien Est	37°	21°	31°	21°
Sud-soudanien Ouest	35°	20°	31°	21°

3. AUTRES FACTEURS CLIMATIQUES

L'humidité relative de l'air est faible durant toute la saison sèche, particulièrement dans les zones sahéliennes. Les minima sont de l'ordre de 10% dans la journée et de 50% le matin. Pendant la saison des pluies et la nuit, les teneurs augmentent et peuvent atteindre 80 à 100%.

Les vents sont liés à la position du front intertropical. Au cours de la saison sèche, les vents soufflent du NE, amenant de l'air sec et chaud ; c'est l'harmattan qui est générateur des vents de sable dans les zones sahéliennes et des brumes sèches en zones soudaniennes. Au cours de la saison des pluies, les vents soufflent du SW ; c'est la mousson chargée d'air humide. Le changement d'une saison à l'autre s'effectue irrégulièrement, avec des vents parfois violents soufflant en tornade.

L'insolation est plus importante dans le Nord du pays que dans le Sud. Elle est en moyenne de 3500h en climat sahélien et de 2600h en climat sud-soudanien. L'évaporation mesurée à l'évaporomètre "PICHE" est intense. Elle est nettement plus accentuée dans le Nord (3380 mm de moyenne annuelle) qu'elle ne l'est dans le Sud (2100 mm par an).

B - LES CLIMATS ANCIENS

1. LE QUATERNAIRE RÉCENT

Les climats anciens ont varié en Afrique Occidentale, soit dans un sens plus humide, soit dans un sens plus aride que le climat actuel. De nombreux auteurs apportent des preuves de ces oscillations climatiques (HUBERT, 1920 ; URVOY, 1942 ; AUBREVILLE, 1962 ; TRICART, 1963). Mais les études détaillées, avec des datations absolues au C¹⁴, ne concernent que les quarante derniers millénaires. Elles se situent loin de la Haute-Volta : au Tchad, au Sénégal et en Mauritanie.

A l'Est, les variations des rivages des grands lacs quaternaires ont donné lieu à une stratigraphie fine; PIAS (1958) définit les transgressions du lac Tchad, FAURE (1966) décrit l'évolution des

grands lacs sahariens, SERVANT (1970, 1973) établit la stratigraphie et la chronologie précise des sédiments quaternaires de la cuvette tchadienne (fig.5).

A l'Ouest, les variations des rivages marins ont permis la datation des principales transgressions océaniques et des pluviaux qui leur sont associés. ÉLOUARD (1966), HÉBRARD (1966), ÉLOUARD et FAURE (1967) retrouvent une échelle chronostratigraphique qui, bien que moins complète que celle du Tchad, montre une bonne corrélation avec les phases définies par SERVANT (1973). MICHEL (1967) propose une chronologie climatique de la morphogénèse des bassins du Sénégal et de la Gambie.

Les paléoclimats du Quaternaire récent sont bien connus et affectent probablement les régions étudiées en Haute-Volta. Il n'en est pas de même pour les climats antérieurs à 40 000 ans B.P. dont on ne connaît que peu de chose.

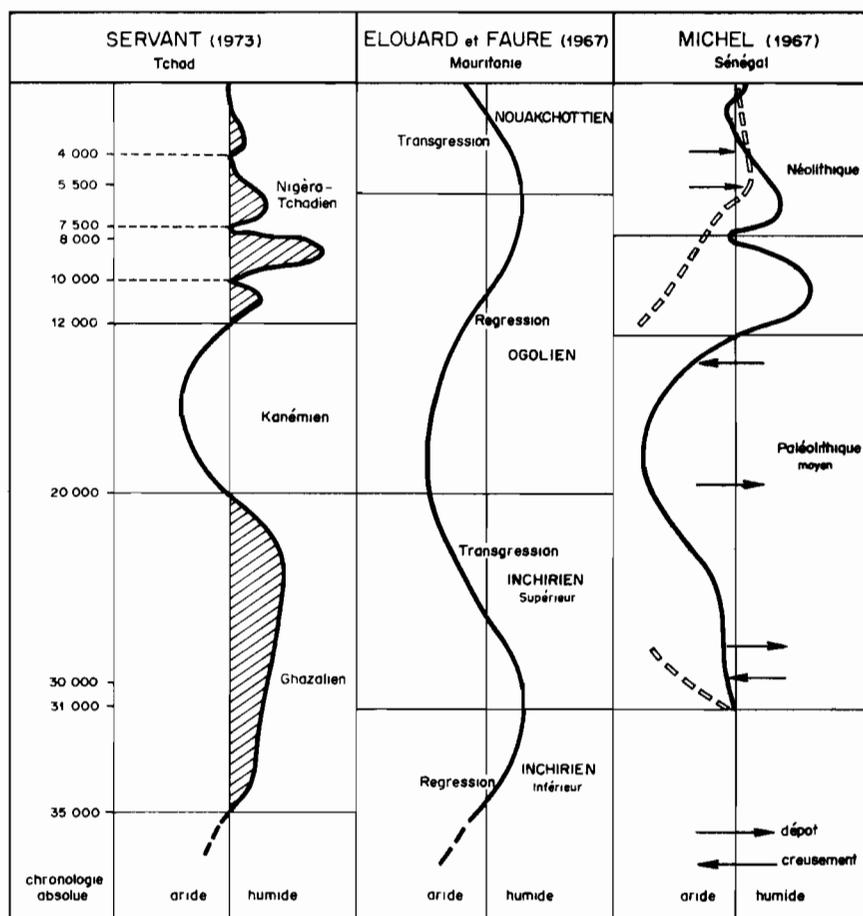


Fig.5 - Les épisodes arides et humides en Afrique Occidentale au Quaternaire récent

2. LES CLIMATS ANCIENS ARIDES

Les périodes arides ont laissé au Nord de la Haute-Volta des formations dunaires importantes que l'on peut suivre jusqu'au Niger. GAVAUD (1967), étudiant la pédologie de ces ergs, reconnaît trois formations distinctes. BOULET (1967) réussit, grâce au réseau hydrographique, à replacer ces ergs dans la chronologie du Quaternaire.

- Remaniement éolien subactuel, vers 3 000 B.P.
- Erg récent, 12 000-20 000 B.P. ; c'est l'Ogolien ou Kanémien.
- Erg ancien, avant 40 000 B.P. ; c'est l'Inchirien inférieur.

D'autre part, BOULET (1974) a montré que les ergs recourent et protègent des formations pédologiques qui leur sont antérieures. Des voiles de sable ou "jupes sableuses" recouvrent un manteau kaolinique ancien par l'intermédiaire d'un niveau détritique à quartz et débris de cuirasse. La vieille altération est donc antérieure à l'erg.

3. LES CLIMATS ANCIENS HUMIDES

Les périodes humides n'ont laissé que peu de traces en Haute-Volta, si ce n'est les témoins parfois importants de cuirassement et d'altération ferrallitique dans les zones sahéliennes. Ces profils d'altération épais, dans des régions où la pluviosité est de l'ordre de 500 mm, ne s'expliquent que par des paléoclimats plus humides. Mais on ne peut savoir s'il faut faire intervenir une période à forte pluviosité ou une période très longue à pluviosité moyenne pour expliquer ces altérations reliques (BOULET, 1974).

Les conclusions climatologiques tirées des études géomorphologiques doivent être examinées avec prudence. En effet, les reconstitutions paléoclimatiques sont basées sur les étagements des cuirasses et les processus de formation de celles-ci. Or les phénomènes qui individualisent une cuirasse sont pratiquement inconnus, et plusieurs théories s'affrontent au sujet de l'étagement des différents niveaux cuirassés.

L'assimilation des cuirasses aux terrasses fluviales conduit MICHEL (1969) à dater trois grandes périodes humides cuirassantes : Inchirien, 31 000 à 40 000 B.P. ; Ajourien, 200 000 à 300 000 B.P. ; Tafaritién, 700 000 à 800 000 B.P. Mais si les cuirasses sont indépendantes des terrasses fluviales et si elles épousent un modelé antérieur, elles sont plus anciennes et probablement tertiaires selon les hypothèses de LEPRUN (1972, 1979).

4. CONCLUSION

Tous ces paléoclimats ont naturellement provoqué des altérations. Nombre de ces altérations relictuelles sont encore accessibles, parce qu'elles ont été protégées par les cuirasses ou recouvertes par des formations dunaires. D'autres altérations, bien que tronquées, conservent encore leur partie inférieure ou leur racine. Elles peuvent avoir subi plusieurs phases climatiques successives.

En étudiant les profils d'altération sur les massifs de roches basiques, on peut distinguer schématiquement :

- des profils anciens souvent épais et surmontés ou non d'une cuirasse,
- des profils récents minces et contenant des débris de roche inaltérée,
- des profils mixtes où les altérations climatiques se sont succédé.

L'étude des profils d'altération épais ne permet pas de caractériser les nombreuses oscillations climatiques, mais permet uniquement de déduire les changements prépondérants qui se sont succédé. Les climats humides laissent leurs empreintes dans les manteaux d'altération, beaucoup plus profondément que les climats secs.

C - LE CLIMAT ET LA VÉGÉTATION

La division de la zone d'étude en trois zones climatiques délimitées par les isohyètes annuelles moyennes 1000 mm et 650 mm ne correspond pas entièrement aux variations de la végétation. Une zone de transition existe entre la végétation soudanienne et la végétation sahélienne. On peut emprunter à BOULET (1974) la description et les limites des différentes formations végétales.

- *La savane arbustive, au Nord de l'isohyète 550 mm*, est définie par une végétation à épineux et par un tapis herbacé discontinu, laissant le sol à nu en certains endroits. La végétation est très spécifique, c'est un excellent indicateur de la nature du sol.
- *La savane arborée claire, entre les isohyètes 550 et 650 mm*, possède une végétation de transition où les épineux deviennent plus rares et les espèces végétales plus abondantes. Le tapis herbacé est presque continu. Située dans une zone climatique sahélienne, cette végétation possède déjà de nombreux caractères soudanien.
- *La savane arborée, entre les isohyètes 700 et 900 mm*, comprend la végétation soudanienne type, avec de grands arbres isolés et un tapis herbacé continu. L'action anthropique, dans ces régions très peuplées, a favorisé la création de "savanes parcs" et la préservation de certaines espèces

(*Parkia biglobosa*, *Adansonia digitata*, *Tamarindus indica*, *Butyrospermum parkii*, etc...).

- La savane boisée, au Sud de l'isohyète 900 mm, possède déjà la végétation de forêt claire qui apparaît en bordure des cours d'eau et dans des flots résiduels. Elle marque l'apparition des influences guinéennes plus méridionales.

En résumé, la végétation de la Haute-Volta septentrionale et centrale indique les gradients climatiques d'une manière plus précise que les isohyètes moyennes. Il faut toutefois noter qu'à l'intérieur des différents domaines climatiques, la nature du substratum détermine des associations végétales qui obéissent aussi à des facteurs non climatiques et sont appelées "groupements édaphiques".

V - L'HYDROLOGIE

On a vu précédemment, dans l'étude du cadre climatique, qu'un certain nombre de données sont utilisables pour définir le régime hydrique de la zone étudiée : pluviosité, humidité, évaporation, etc... Malheureusement, d'autres paramètres sont mal connus en Haute-Volta : perméabilité, évapotranspiration, ruissellement, etc... Toutes ces variables interviennent selon la topographie et la végétation pour définir le bilan de l'eau dans les altérations et les sols.

A - RÉGIME HYDRIQUE DES ALTÉRATIONS ET DES SOLS

On dispose des mesures directes effectuées dans les stations agronomiques expérimentales de Saria, Gompéla, Gonsé et Niangoloko. Ces mesures proviennent des cases lysimétriques et des cases de lessivage oblique. De plus, BOULET (1974) et LEPRUN (1979) ont fait des mesures de profils hydriques dans les zones étudiées. Enfin, on peut employer des formules empiriques mises au point dans des régions semblables. Les formules de THORNTHWAITE (1948), TURC (1961), HÉNIN et GODARD (1944) et AUBERT (1946) donnent des valeurs calculées qui sont utilisables dans les régions où on a pu vérifier qu'elles concordent avec les valeurs mesurées. Dans les autres secteurs il est préférable d'utiliser les rares mesures dont on dispose.

1. RUISELLEMENT ET ÉROSION

Une certaine quantité d'eau de pluie ne pénètre pas à l'intérieur du sol et des niveaux d'altération. Elle ruisselle en surface et devient l'agent de l'érosion superficielle. Dans les régions sahélo-soudaniennes le ruissellement est faible, en particulier sur les sols recouverts par la végétation.

BIROT et GALABERT (1970, 1971) mesurent, dans la région de Ouagadougou, un ruissellement de 24% sur sol nu à Gompéla, de 8% sous couvert forestier à Gonsé et de 4% sur un sol à végétation herbacée. Dans la région de Ouahigouya, le G.E.R.E.S. (groupement européen de restauration des sols) indique un ruissellement de 20% sur les pentes fortes et de 3 à 4% sur les pentes faibles. Ces valeurs sont confirmées par les études des hydrologues sur des bassins versants de grande superficie : 8 à 30% dans le Sud de la Haute-Volta à Manga, 5 à 6% dans le Nord de la Côte d'Ivoire à Korhogo.

Le pourcentage d'eau de ruissellement sous végétation est assez faible dans les zones à climat soudanien. On peut admettre une valeur moyenne de 4 à 8% environ. Pour les zones à climat sahélien avec une végétation discontinue, les coefficients de ruissellement sont plus élevés. A Kaoura au Niger, sur sol nu et avec une pluviosité de 342 mm, le ruissellement maximal atteint 45% sur les versants (BIROT et GALABERT, 1971).

L'érosion mécanique produite par ce ruissellement a été estimée ou mesurée dans un certain nombre de cas. Les valeurs sont très variables selon le type de sol, la pente du versant et surtout le couvert végétal. ROOSE et BIROT (1970) mesurent, à Gonsé près de Ouagadougou, des ablations qui vont de 5 à 15 t/km²/an sous végétation jusqu'à 270 t/km²/an sur sol nu. Il est délicat d'utiliser des

valeurs calculées comme celles données par la formule de FOURNIER (1960), dans ces pays à longue saison sèche. En effet, l'une des variables est la pluviosité mensuelle maximum, ce qui, dans les régions étudiées, fournit des érosions calculées qui sont jusqu'à dix fois supérieures aux érosions mesurées.

En conclusion, le ruissellement et l'érosion sont fonction de la végétation et de la pente des versants. Ils deviennent plus importants au fur et à mesure qu'on se déplace vers les climats sahé-liens. Dans l'étude qui suit, l'utilisation de ces données sera qualitative. *Les toposéquences étudiées sont couvertes de végétation et le ruissellement global sera inférieur à 10 %*. Mais les pentes sont fortes et par conséquent, dans les zones amont des toposéquences, les profils seront moins alimentés que ce que laisse attendre la pluviosité. En revanche, les zones aval seront suralimentées en eau en raison du ruissellement venu des parties hautes.

2. HUMECTATION ET ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

Les mesures effectuées par BIROT et GALABERT (1970, 1971) montrent que dans la région de Ouagadougou, pour une pluviosité de 810 mm, l'eau de gravité atteint une profondeur de 120 cm sous végétation et de 70 cm en sol nu, durant la saison des pluies. Cette eau est reprise intégralement par l'évapotranspiration à la saison sèche, et les profils ne sont pas humectés au-dessous de 70 et 120 cm. BOULET (1974) mesure dans la région de Dori, pour l'année 1971 à pluviosité déficitaire de 426 mm, une humectation par l'eau de gravité de 50 cm sur les versants de ses toposéquences et de 70 cm dans les bas-fonds. En revanche, dans les régions sud-soudaniennes de Garango, ses profils sont entièrement humectés pour une pluviosité de 913 mm.

Dans la zone des toposéquences de cette étude, *une grande partie des profils d'altération n'est pas humectée chaque année*.

Pour les mêmes régions, les quantités d'eau représentant l'évapotranspiration potentielle (TURC, 1961) atteignent des valeurs très fortes (Tabl.VI). On voit que la pluviosité annuelle moyenne présente un déficit important par rapport à la demande climatique en E.T.P. La hauteur des précipitations n'est supérieure à l'évapotranspiration potentielle que durant un mois à Dori et trois mois à Boromo. Dans les régions sahélo-soudaniennes, *la puissance de l'évapotranspiration est telle que les quantités d'eau dans le sol sont faibles durant la majeure partie de l'année*.

Tableau VI

Evapotranspiration potentielle en Haute-Volta (ASECNA, 1966)

	Pluviosité P. mm	Evaporation PICHE mm	ETP (TURC, 1961) mm	Mois où P > ETP
Dori (Kolel)	539	3359 3018*	2296 2303*	Août
Ouahigouya (Méné)	734	2872	2144	Juillet Août
Ouagadougou	859	2882 2720*	1926 2091*	Juillet Août Septembre
Boromo (Tankièdougou)	1010	2096 2143*	1795 1980*	Juillet Août Septembre

* valeurs publiées par LEMOINE et PRAT (1972)

3. DRAINAGE PROFOND DANS LES SOLS ET LES ALTÉRATIONS

Les eaux de pluie se divisent, en atteignant le sol, en plusieurs fractions dont le comportement est différent. Une partie ruisselle en surface ou subsurface comme décrit précédemment. Une partie réhumecte le sol ; elle sert à nourrir la végétation et alimente l'évapotranspiration. Enfin, une dernière partie s'infiltré ; elle circule soit obliquement, soit verticalement dans le profil. C'est cette eau qui percole à travers les sols et les altérations qui constitue le drainage profond.

Les mesures directes du drainage s'effectuent en case lysimétrique pour le drainage vertical, en case de lessivage oblique (ROOSE, 1968) pour le drainage oblique. Dans la région de Ouagadougou, à Gonsé, les mesures de ROOSE et BIROT (1970) sur des sols peu perméables ont donné les résultats suivants :

- le drainage vertical est nul ;
- le drainage oblique est très faible ou nul.

Les valeurs calculées (TURC, 1961 ; AUBERT, 1946) conduisent à surestimer le drainage dans la région considérée. Une estimation peut être tentée en supposant que l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle durant les mois où la pluviosité est supérieure à l'E.T.P. (BOULET, 1974). Les formules empiriques aussi bien que l'estimation sur les mois pluvieux donnent les drainages suivants : 40 mm à Dori, 130 mm à Ouahigouya, 220 mm à Ouagadougou et 340 mm à Boromo.

En conclusion, on peut dire que le drainage profond réel de la zone étudiée est compris entre ces valeurs théoriques, qui représentent 7 à 25% de la pluviosité, et les valeurs faibles ou nulles mesurées.

4. CONCLUSIONS

Les valeurs climatiques et les données hydriques sur les altérations et les sols fournissent les enseignements suivants.

- La pluviosité est faible. Elle est comprise entre 500 et 1100 mm dans les régions étudiées.
- Le ruissellement est très variable. Il est compris entre 4 et 8% en zone soudanienne, quand il existe une végétation continue. Il peut être plus important en zone sahélienne à végétation discontinue.
- L'évapotranspiration potentielle est considérable, entre 1800 et 2300 mm. De plus, une partie de l'eau sert à réhumecter les profils après la saison sèche.
- En conséquence, il ne reste pas d'eau pour le drainage profond. L'unique possibilité de drainage est celle où de fortes pluies donnent assez longtemps : la pluviosité amputée du ruissellement est supérieure à l'évapotranspiration potentielle.

Le bilan hydrique ainsi schématisé est approché. Il peut être contrôlé et complété, en particulier pour le drainage profond, par les études hydrologiques des bassins versants.

B - HYDROLOGIE DE SURFACE

1. LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Les toposéquences étudiées se situent sur les bassins versants de trois cours d'eau qui sont la Volta Noire, la Volta Blanche et le Béli, qui est un affluent de rive droite du Niger. La seule rivière permanente est la Volta Noire. Les autres cours d'eau s'assèchent après l'hivernage et ne gardent que quelques mares résiduelles durant la saison sèche. Il existe également, dans la région étudiée, un certain nombre de lacs et de mares permanentes qui indiquent le caractère endoréique d'une partie du pays. Dans la zone sahélienne (mares d'Oursi, Yomboli, Markoy, etc...), ce sont les dunes qui empêchent les eaux de s'écouler normalement. Dans la zone soudanienne (lacs de Sian, Dem, Bam, etc...), ce sont des fractures et accidents tectoniques qui ont formé les zones déprimées où se trouvent les lacs.

2. DÉFICIT D'ÉCOULEMENT

Les mesures effectuées par les hydrologues à l'exutoire des bassins versants ont montré un déficit d'écoulement très fort par rapport à la pluviosité des régions étudiées.

En région soudanienne, on dispose de nombreuses études en Haute-Volta et dans les pays voisins. Il faut citer les travaux de MONIOD, POUYAUD et SECHET (1977) dans le bassin des Volta, ceux de LELONG (1966) au Dahomey et ceux de GIRARD et CHOURET (1965) en Côte d'Ivoire. La plus grande partie de l'eau de pluie est reprise par l'évaporation, soit directement, soit d'une manière différée après avoir percolé dans les niveaux d'altération. Une faible partie s'écoule et rejoint les exutoires.

- LELONG (1966) établit un bilan hydrologique pour la zone de Parakou au Dahomey. Pour une pluviosité de 1200 à 1300 mm, il trouve que 50% de l'eau sont repris par l'évaporation directe, 20 à 30% sont repris par l'évaporation différée et seulement 20 à 30% s'écoulent.
- MONIOD, POUYAUD et SECHET (1977) mesurent des écoulements très faibles aux exutoires d'un bon nombre de bassins voltaïques (Tabl.VII).

En régions sahéliennes, les mesures sont plus rares. Presque tous les bassins versants présentent des écoulements nuls.

Tableau VII

Mesures de l'écoulement aux exutoires des bassins des Volta
(MONIOD et al., 1977)

Localisation	Volta Blanche		Volta Noire			Volta Rouge
	Pwalagu	Yarugu	Lawra	Boromo	Nwokry	Nangodi
Superficie km ²	63 350	41 550	93 000	62 000	14 800	11 570
P en mm	837	795	906	850	1 062	917
Déficit mm	773	735	871	831	992	851
Écoulement mm	64	60	35	19	70	66
%	7,6	7,5	3,9	2,2	6,6	7,2

3. CONCLUSION

Les mesures d'écoulement aux exutoires de nombreux bassins versants permettent d'établir un bilan hydrologique global pour les trois zones climatiques étudiées. La quantité d'eau mesurée à l'écoulement représente la somme du ruissellement et du drainage profond, quand celui-ci existe. Les déficits d'écoulement représentent l'évaporation directe de l'eau dans les niveaux d'altération et les sols. Les résultats sont les suivants.

- En climat sahélien, le déficit égale la pluviosité et l'écoulement est nul.
- En climat nord-soudanien, le déficit représente 94,2% de la pluviosité et l'écoulement 5,8%, soit 53 mm par an.
- En climat sud-soudanien, le déficit est égal à 80% de la pluviosité et l'écoulement à 20%, soit 200 mm par an.

Si l'on considère que les valeurs moyennes du ruissellement sont de 10% pour l'ensemble des trois zones climatiques, on voit immédiatement que le drainage profond ne peut exister dans les zones sahéliennes, qu'il ne peut être que très faible ou nul dans les zones nord-soudaniennes et qu'il existe obligatoirement dans les zones sud-soudaniennes.

C - HYDROLOGIE SOUTERRAINE

Une faible partie de l'eau pénètre dans les sols et les altérations. Comme on l'a vu précédemment, ce phénomène peut, en première approximation, être limité aux régions sud-soudaniennes. L'étude des nappes phréatiques concerne donc principalement ces régions. Dans les zones sahéliennes et nord-soudaniennes, il n'existe le plus souvent pas de nappes dans les manteaux d'altération des roches basiques.

1. NATURE DES NAPPES PHRÉATIQUES

Les nappes qui existent se rencontrent dans les zones basses où l'altération est épaisse et s'accompagne d'une forte porosité. Cette porosité des formations d'altération est très variable selon la roche altérée. Les études de LELONG (1963) et de BIROT et GALABERT (1970, 1971) portent sur des roches granitiques et des migmatites. La porosité totale est alors de 40 à 45%, mais la porosité utile n'est que de 5%. Pour les roches basiques, la porosité totale est sensiblement la même, mais la porosité utile est encore plus faible.

Cette faible porosité explique les fluctuations annuelles du niveau hydrostatique, que tous les auteurs ont mesurées. LELONG (1966) indique des battements de nappe de 6 à 10 m dans le Nord du Dahomey. BIZE (1966) mesure des variations de 10 m à Korhogo en Côte d'Ivoire. PIRARD (1965) note des fluctuations de 10 à 15 m en Haute-Volta autour de Ouagadougou. GEORGE (1962) trouve des battements de nappe de 5 à 10 m dans le cercle de Boromo, en Haute-Volta. Mes propres mesures, aussi bien en Haute-Volta qu'au Sénégal Oriental dans des régions comparables, indiquent également des variations du niveau de la nappe de 8 à 10 m.

Toutes ces mesures concordantes montrent les caractères particuliers de ces nappes qui possèdent un débit très faible, des réserves très réduites et de fortes variations verticales du niveau hydrostatique. De plus, les mesures géophysiques par sondage électrique montrent que :

- dans aucun diagramme de sondage électrique on ne peut déterminer le niveau hydrostatique,
- la transition entre la nappe phréatique et les niveaux humides au toit de la nappe est progressive.

On peut donc dire que la présence d'une nappe ne détermine pas une discontinuité électrique dans les manteaux d'altération. La quantité d'eau varie très peu entre altérations humides, frange capillaire et nappe d'eau libre.

2. MOUVEMENTS DES NAPPES PHRÉATIQUES

Les nappes des formations d'altération sont donc le siège de mouvements verticaux très importants. Il est nécessaire, pour que ces mouvements existent, que la quantité d'eau reçue annuellement soit suffisante. ARCHAMBAULT (1960) fixe une limite de pluviosité de 400 mm dans la zone sahélienne, en-dessous de laquelle les nappes ne peuvent être alimentées. LELONG (1966) calcule ce seuil de pluviosité en zone soudanienne : il trouve 600 mm en savane et 1000 mm en forêt. Ces seuils sont très élevés, car une grande partie de l'eau reçue sert à réhumecter les terrains au-dessus de la nappe. Pour les régions de savane du Dahomey, l'eau qui sert à cette humectation correspond à un même volume que la porosité utile, c'est-à-dire 5% environ.

La remontée des nappes est brutale en début de la saison des pluies ; elle s'effectue en quelques semaines. La redescente en fin de saison des pluies est moins rapide et dure un à deux mois après la fin de l'hivernage. Le niveau d'étiage est atteint progressivement, d'autant plus lentement que les nappes sont plus profondes.

Les mouvements latéraux dans les nappes d'altération sont difficiles à mettre en évidence. Généralement, en saison sèche, il n'y a plus d'écoulement possible. Pour LELONG et LEMOINE (1968) "les nappes liées aux altérations se présentent probablement souvent sous forme de petites unités indépendantes et dépourvues d'écoulement, notamment à l'époque de l'étiage..." Cette hypothèse est confirmée par les observations effectuées en Haute-Volta et au Sénégal Oriental. A Kondokho (BLOT, LEPRUN et PION, 1976), le socle cristallin est constitué de roches granitiques injectées de dykes de roches basiques, dolérites porphyroblastiques et gabbros; Chacune des roches possède une petite nappe phréatique qui ne semble pas communiquer avec celle de la roche voisine. Le chimisme des nappes est différent et les toits de ces nappes se situent à des profondeurs variables. Sur les granites, les nappes sont entre 5 et 8 m et sur les roches basiques entre 8 et 12 m.

Pour vérifier expérimentalement ces relatives indépendances, nous avons chargé une nappe d'arène doléritique avec du chlorure de sodium (CARN et PION, inédit) et nous avons suivi la diffusion et

l'écoulement de ce sel par mesure des résistivités apparentes au niveau de la nappe. Non seulement la diffusion du sel est très lente, ce qui montre la mauvaise qualité de l'aquifère, mais l'auréole de diffusion reste circulaire et ne se déforme pas. Cette diffusion circulaire prouve que l'eau salée ne circule pas, ou qu'elle circule d'une manière négligeable. La nappe est stagnante durant la saison sèche.

La situation de ces nappes quasi-indépendantes peut changer à la saison humide. En effet, les nappes remontent souvent à la surface du sol et engendrent des sources temporaires, en bas de versant et dans les thalwegs. De plus, une communication latérale peut se produire dans les horizons superficiels, ce qui provoque un écoulement appelé par LELONG (1966) "écoulement à fleur de nappe".

Dans la réalité, les mouvements de l'eau sont compliqués par des facteurs lithologiques ou topographiques divers. On peut citer les cas où la fracturation du socle et son relief tourmenté permettent un écoulement des nappes en profondeur ; et encore les cas où un niveau imperméable, par exemple une cuirasse enterrée, empêche la remontée de la nappe jusqu'aux horizons superficiels.

On doit noter cependant, dans les régions étudiées, que le modèle des nappes stagnantes sans écoulement latéral est en général le plus fréquent.

D - CONCLUSIONS

Les enseignements principaux que fournissent les données hydrologiques sur les manteaux d'altération sont les suivants.

- La majeure partie des profils d'altération n'est pas humectée chaque année dans les régions sahéliennes. L'eau atteint les horizons du haut des profils et concourt à la pédogenèse. Elle n'atteint pas les niveaux profonds qui restent secs et n'évoluent qu'exceptionnellement.
- Le bilan hydrologique global des bassins versants fait apparaître un déficit d'écoulement important dans ces paysages. Il peut être estimé à 100% en région sahélienne, 95% en région nord-soudanienne et 80% en région sud-soudanienne.
- Les mouvements de l'eau dans les manteaux d'altération ont une composante verticale dominante, qui réhumecte l'ensemble des profils sans aboutir à un drainage profond important. Les mouvements latéraux sont extrêmement faibles, excepté peut-être en saison humide dans les horizons de surface.
- Les nappes phréatiques sont rares dans les formations d'altération des régions sahéliennes et nord-soudanienues. Elles sont plus fréquentes dans les formations des régions sud-soudanienues.
- Les nappes phréatiques, quand elles existent, se logent dans une porosité utile extrêmement faible. Cette porosité donne aux nappes des caractères particuliers : battement saisonnier pouvant atteindre 10 m, débit très faible et nécessité d'une forte épaisseur du manteau d'altération pour permettre à l'eau d'échapper à l'évaporation.
- C'est ainsi que l'on doit parler de petites nappes non communicantes, qui sont stagnantes durant la majeure partie de l'année. Ce n'est que durant la saison humide qu'une nappe généralisée peut s'établir dans les horizons poreux superficiels.

CHAPITRE II

LES MÉTHODES D'ÉTUDE

La plupart des méthodes utilisées dans ce travail sont bien connues et employées par tous les géologues et pédologues. Certaines sont empruntées à d'autres disciplines et adaptées au problème spécifique des profils d'altération. Ces méthodes sont ici présentées brièvement.

I - MÉTHODES DE TERRAIN

Les coupes naturelles étant très rares et souvent masquées par des éboulis de pente, l'étude des niveaux d'altération a été effectuée par puits profonds. Ces puits permettent l'examen et l'échantillonnage des différents niveaux sur une même verticale.

A - LES PUIITS

La méthode utilisée est celle des toposéquences de puits, orientés selon la ligne de plus grande pente, depuis un sommet de colline ou un col jusqu'au thalweg. L'emploi de cette méthode de recherches en "catena" ou toposéquence n'est pas nouvelle, son efficacité a été démontrée par BOCQUIER (1971) et BOULET (1974), et la plupart des pédologues travaillent actuellement de cette manière, en Afrique.

Les puits profonds sont creusés à la main selon la méthode indigène. Ils sont de faible diamètre, 80 à 100 cm, ce qui permet des vitesses d'avancement de plus d'un mètre par jour, dans les horizons pédologiques et les niveaux d'altération. Le percement des niveaux cuirassés ou de la roche faiblement altérée en profondeur nécessite l'emploi de la barre de mine ou du burin et est plus lent. L'échantillonnage a été effectué dans les puits fraîchement creusés, tous les cinquante centimètres, sur une même paroi. Les niveaux particuliers, ou les limites qui ne tombent pas dans l'échantillonnage systématique, sont prélevés à part.

La limite de profondeur des puits, lorsque la roche dure n'est pas atteinte, est imposée par le manque d'air et de lumière et les risques d'éboulement. Cette limite est généralement située entre 15 et 20 m, bien que nous l'ayons parfois dépassée (Dem 6 = 24,50 m). Dans le cas d'altérations épaisses surmontées de cuirasses, cette limite est trop faible pour atteindre la roche dure des massifs birrimiens basiques. Ainsi, il s'est avéré nécessaire d'employer d'autres méthodes pour connaître l'épaisseur totale des niveaux d'altération. Il en est de même lorsqu'on atteint la nappe phréatique, où sans moyens de pompage le creusement doit s'arrêter. Heureusement ce cas est rare dans les zones étudiées ; il ne s'est produit que trois fois dans la région de Tankièdougo.

B - LES SONDAGES ÉLECTRIQUES

L'implantation des puits, sans données précises autres que géologiques et géomorphologiques, fait qu'une partie de ceux-ci n'atteint pas la roche saine. Il est indispensable de connaître l'épaisseur des niveaux altérés si l'on veut être assuré d'atteindre la roche dure.

Nous avons fait appel aux méthodes géophysiques de nos collègues du Centre ORSTOM de M'Bour (Sénégal), qui nous ont aidés à mettre au point une méthode de terrain simple, rapide et adaptée à nos besoins. La différence importante de résistivité apparente entre les roches saines du socle birimien et leur altération argileuse et poreuse permet de choisir les techniques du sondage électrique en courant continu. La mise au point de la méthode et de l'appareillage s'est effectuée en deux campagnes (ALBOUY et WACKERMANN, 1969 ; ALBOUY, BOULANGÉ et PION, 1970) et les principaux résultats ont été publiés par ALBOUY, PION et WACKERMANN (1970). Toutes les missions postérieures à 1970 ont bénéficié de campagnes de sondages électriques et parfois de profils électriques pour définir les zones favorables à l'implantation des puits.

Les principaux renseignements apportés par les sondages électriques concernent non seulement la profondeur de la roche saine, mais également la nature des niveaux d'altération traversés. Les résistivités apparentes des terrains varient selon la nature minéralogique des argiles qu'ils contiennent. Ainsi on a pu définir les valeurs limites groupées dans le tableau VIII. Ces limites semblent indépendantes de la localisation géographique et s'appliquent aussi bien au Sénégal Oriental qu'à la Haute-Volta. Il est possible d'énoncer une loi rendant compte de ces résultats obtenus en région soudano-sahélienne durant la saison sèche.

La résistivité apparente des niveaux d'altération smectitiques est toujours inférieure à la résistivité apparente des niveaux d'altération kaoliniques.

Tableau VIII

Résistivités apparentes des altérations en zone tropicale sèche et semi-humide

	Smectites dominantes	Smectites + Kaolinites	Kaolinite dominante	Arène peu argileuse	Roche dure
Résistivités ρ en $\Omega.m$	6 à 14	15 à 25	20 à 30	50 à 100	$\approx \infty$

Les sondages électriques sont étalonnés par les puits. On peut donc vérifier la précision de la méthode. Dans le cas général, il n'existe aucune précision sur l'épaisseur des niveaux de surface. L'épaisseur calculée par sondage électrique est nettement plus faible que l'épaisseur mesurée réellement dans les puits. Cela s'explique par les résistivités très élevées des couches superficielles par rapport aux résistivités faibles des niveaux d'altération sous-jacents. Une partie des formations superficielles est masquée dans la descente brutale des courbes de résistivités, entre la surface et les altérations profondes (fig.6). Ce phénomène n'affecte pas l'estimation de la profondeur de la roche dure.

Dans le cas des roches basiques, les sondages électriques indiquent la profondeur de la roche saine, c'est-à-dire l'épaisseur totale des niveaux altérés, avec une précision de l'ordre du mètre, ce qui correspond pour des puits de 20 m à une erreur relative de 1/20. Dans le cas des roches granitiques, les sondages électriques indiquent la roche saine à des profondeurs qui sont deux fois plus élevées que celles que l'on atteint dans les puits. En effet, les niveaux arénisés, où le creusement manuel s'arrête, réagissent électriquement comme des niveaux altérés. La roche compacte se trouve hors de portée, à des profondeurs beaucoup plus grandes.

La forme des courbes caractérise la roche concernée (DORBATH, FROIDEVAUX, BLOT et CARN, 1975). Les granites présentent une courbe à fond plat. Les roches basiques présentent une courbe à fond aigu, avec des valeurs faibles de la résistivité pour le bas de la courbe (fig.6).

La méthode de sondage électrique utilisée est celle du "quadripôle Schlumberger". Elle suppose que les couches du sous-sol que l'on étudie sont horizontales à l'échelle de la demi-longueur de ligne, c'est-à-dire pour 100 à 150 m. Cela n'est pas toujours le cas, en particulier dans les condi-

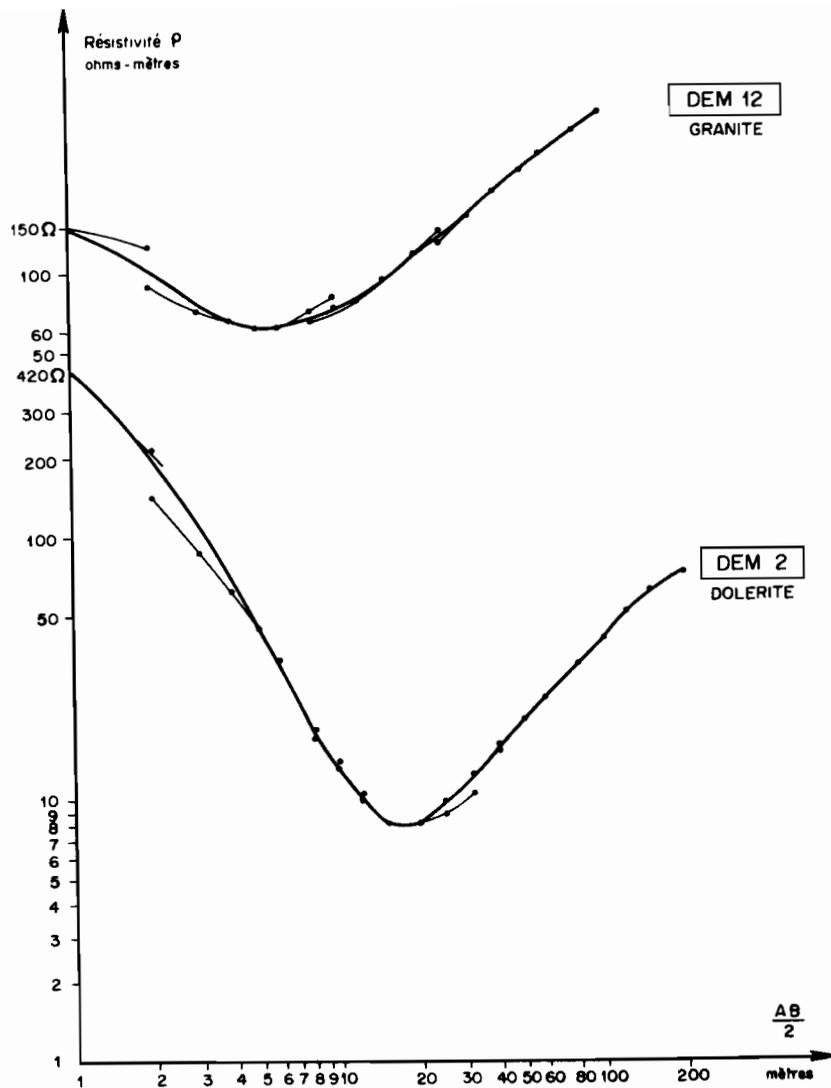


Fig.6 - Courbes types de sondages électriques en Haute-Volta

tions de topographie tourmentée des versants des collines basiques. Cela n'est pas non plus le cas si les terrains étudiés présentent des discontinuités latérales en profondeur : filons ou dykes étroits et redressés, failles et décrochements, contacts lithologiques. Cependant, en effectuant les sondages perpendiculairement à la ligne de plus grande pente, on peut en général assimiler la surface topographique et les différents niveaux d'altération à des plans horizontaux. Dans les régions où cela n'est pas possible (Dem 2, Koussane), les résultats des sondages électriques n'ont qu'une valeur qualitative. Enfin, il faut noter que les nappes phréatiques des manteaux d'altération de la zone tropicale sèche ne sont pas détectables par les sondages électriques.

II - MÉTHODES DE LABORATOIRE

Une partie des études de laboratoire a été effectuée au Centre ORSTOM de Dakar, qui a été équipé au fil des années pour les principales analyses physico-chimiques : granulométrie, humidité, densité, porosité, broyage et séparation des minéraux. Les lames minces pour l'étude pétrographique ont été taillées également à Dakar. L'étude minéralogique aux rayons X s'est effectuée en partie à Dakar, en partie à l'Institut de Géologie de Strasbourg. Les analyses chimiques ont été faites dans plusieurs laboratoires différents : les éléments traces aux Services scientifiques centraux de l'ORSTOM, les éléments majeurs au Centre de Recherches pétrographiques et géochimiques de Nancy et au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg.

A - LES ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES

Les principales grandeurs physico-chimiques ont été mesurées par les méthodes classiques utilisées dans tous les laboratoires, excepté la densité apparente et la densité réelle. La densité apparente a été déterminée à l'aide d'un volumétre à mercure "AMSLER VM-9" et non par la méthode habituelle d'enrobage de l'échantillon à la paraffine. L'étude comparative des deux méthodes a été effectuée par CARN (1971). Le volumétre à mercure se révèle être d'une plus grande précision et d'un meilleur rendement. La densité réelle a été mesurée à l'aide d'un pycnomètre à air "BECKMANN", qui permet de travailler sur le même échantillon en motte que le volumétre.

Les mesures d'humidité à 110° ont été effectuées, soit sur les mottes avant la détermination des densités, soit sur la poudre broyée de l'échantillon préparé pour l'analyse chimique. On constate qu'une reprise en eau s'effectue dans l'échantillon en mottes, au cours de la saison humide, à l'intérieur des sacs plastiques non scellés. En revanche, l'humidité en poudre reste relativement constante durant le stockage en tubes plastiques fermés. Dans ce travail on utilisera donc le plus souvent l'humidité à 110° de l'échantillon en poudre, qui sera l'eau de rétention (H₂O⁻).

B - LA FABRICATION DES LAMES MINCES

Les échantillons des niveaux d'altération meubles ont été imprégnés à l'aide de résines synthétiques, avant la fabrication des lames minces pétrographiques. Les méthodes utilisées à Dakar ont varié au cours des années, selon la qualité des résines que nous pouvions importer et leur conservation sous climat tropical. Une revue provisoire des méthodes a été faite (PION, 1970), mais de nouvelles résines ont été employées postérieurement. Les imprégnations ont été réalisées avec du "Stratyl" ou du "Norsodyne". Ce dernier produit a donné de meilleurs résultats en raison de sa faible viscosité. L'échantillon est ensuite collé sur la lame porte-objet avec de "l'Araldite" qui résiste mieux au climat que le baume du Canada. Les lames ne sont pas recouvertes d'une lamelle couvre-objet. L'observation s'effectue sous une goutte de glycérine qui tient lieu de lamelle.

C - LES ÉTUDES AUX RAYONS X

L'extraction des fractions argileuses inférieures à 2 μ et des limons de 2 à 40 μ a été effectuée en cuve thermostatée "Rivière", selon la méthode du laboratoire des sols du C.N.R.A. - Versailles (ROBERT et TESSIER, 1974). Les échantillons d'argiles et de limons ont été saturés à l'aide du chlorure de magnésium, MgCl₂. Ces deux fractions ont été étudiées par diffraction des rayons X sur un diffractomètre "RIGAKU, Geigerflex 2031".

Tous les minéraux phylliteux, y compris les smectites et la kaolinite, se présentent souvent en cristaux de la taille des limons dans les manteaux d'altération. Leur étude s'est effectuée en

agrégats orientés, de la même manière et avec les mêmes traitements, pour la fraction argile et pour la fraction limon. Cette étude normale est la suivante :

- enregistrement du diffractogramme de l'agrégat orienté,
- enregistrement après vaporisation de glycérol sur la lame,
- enregistrement après chauffage de la lame à 550°.

Les traitements particuliers, saturation, extraction du fer ou de l'aluminium, échange des cations interfoliaires, sont ceux de ROBERT et TESSIER (1974). Ils n'ont pas été modifiés.

Des diffractogrammes de poudres désorientées ont été enregistrées pour la détermination des minéraux non phylliteux. Cela est nécessaire, en général, pour la détermination des minéraux primaires résiduels provenant de la roche mère. Des diffractogrammes ont été enregistrés directement à partir de la lame mince pétrographique, lorsqu'un minéral est abondant mais de petite taille, pour confirmer les observations au microscope polarisant.

La détermination des plagioclases a été réalisée sur diagramme de poudre, selon la méthode de SMITH (1956). Dans la série continue albite-anorthite, un certain nombre de pics varient, en position et en intensité, en fonction de la quantité de calcium contenue dans le plagioclase. Il est possible de construire des abaques représentant le déplacement des pics entre l'albite et l'anorthite (WEBER, 1977, inédit). Ces abaques sont établis en utilisant les pics caractéristiques de dix-huit plagioclases de compositions connues ; publiés dans A.S.T.M. (1974), SMITH (1956), SMITH et GAY (1958), VAN DER PLAS (1966). Les raies qui présentent la plus grande variation entre les pôles albite et anorthite sont les suivantes : $20\bar{1}$, $1\bar{1}1$, $11\bar{1}$, 130 , $1\bar{3}1$, 131 , 132 , $24\bar{1}$ et 241 (fig.7).

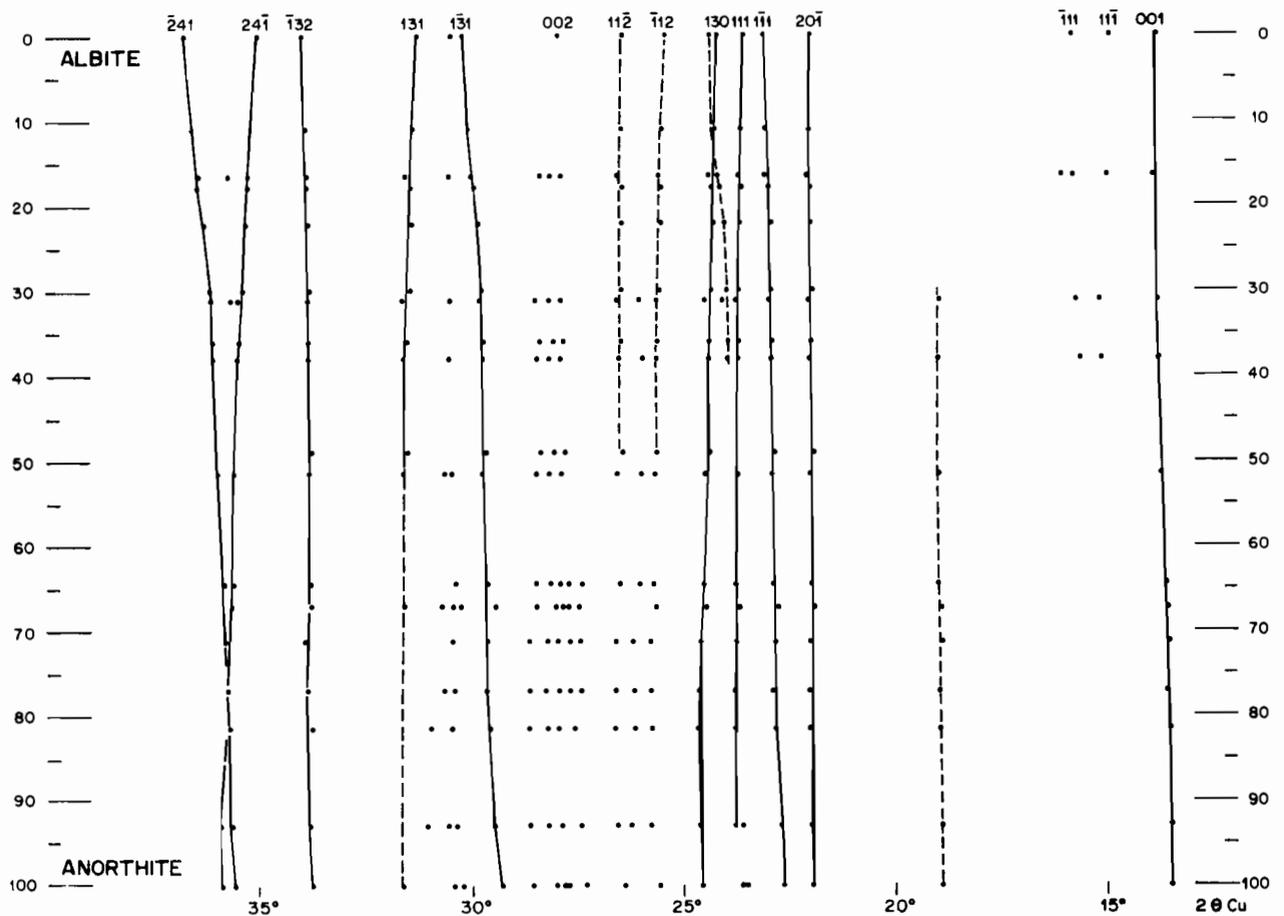


Fig.7 - Abaques de détermination rapide des plagioclases

On compare les abaques à un diagramme de poudre désorientée, enregistré à une vitesse de 1°/mn. On peut déterminer très rapidement la composition en pourcentage d'anorthite d'un plagioclase. Cette méthode est utilisable lorsque les cristaux sont fractionnés et que la détermination optique au microscope pétrographique est impossible. Une comparaison des méthodes optiques et diffractométriques nous montre que la précision est sensiblement la même dans les deux méthodes. Dans la pratique, ma détermination de la composition chimique des plagioclases s'effectue avec une erreur inférieure à 5%.

Le dosage quantitatif du quartz, des feldspaths et des carbonates a été réalisé selon la méthode d'analyse de WEBER et LARQUÉ (1973), au Centre de Sédimentologie et de Géologie de la Surface de Strasbourg. Cette méthode très sensible permet de doser les minéraux cités avec une précision de l'ordre de 3% en valeur absolue.

D - LES ANALYSES CHIMIQUES

Les échantillons broyés et homogénéisés à Dakar ont été expédiés au C.R.P.G. de Nancy pour l'analyse des éléments majeurs (GOVINDARAJU, 1965, 1966) et aux S.S.C. de l'ORSTOM à Bondy pour l'analyse des éléments traces (PINTA, 1962). Quelques niveaux particuliers, nécessitant des étalonnages spéciaux en éléments majeurs et traces, ont été analysés au C.S.G.S. de Strasbourg (ATAMAN, 1963 ; ATAMAN et BESNUS, 1965 ; BESNUS et ROUAULT, 1973).

Pour harmoniser les résultats, toutes les analyses ont été recalculées selon la méthode de Strasbourg, en pourcentage d'oxydes de l'échantillon séché à 110°. Dans ce cas, la perte au feu corrigée correspond pratiquement à l'eau de constitution (H_2O^+) ; c'est la perte entre 110° et 1000°. L'eau de rétention (H_2O^-) est la perte entre la température ambiante et 110°, que l'on a appelée humidité de poudre.

Les analyses des éléments traces ont été effectuées au Laboratoire de Spectrographie de Bondy, par une méthode de dosage semi-quantitative. Les résultats doivent être examinés avec prudence, en particulier dans les niveaux sains ou peu altérés. En effet, la méthode qui ne comporte pas de fusion préalable est sensible à un effet de matrice. Cela amène à sous-estimer les teneurs dans les échantillons des altérations riches en minéraux primaires.

Le prébroyage effectué à Dakar, à l'aide d'un broyeur à galet "RIETSCH", a causé une légère pollution des échantillons par le chrome. En effet, le galet et l'assiette du broyage utilisés sont composés d'un acier spécial au chrome. Lors du broyage d'échantillons riches en quartz, donc spécialement abrasifs, une pollution par Fe et Cr se produit systématiquement. Des tests effectués à Strasbourg sur des sables purifiés ont montré que la pollution par Fe peut être négligée. La pollution par Cr atteint 90 à 150 ppm au maximum. Les échantillons de l'étude qui sont hypersiliceux ont été corrigés de cette pollution.

CHAPITRE III

LA TOPOSEQUENCE DE KOLEL

Le massif de gabbro de Kolel se situe dans le cercle de Gorom-Gorom, au Nord de la Haute-Volta (longitude 0°26' Ouest, latitude 14°33' Nord). Ce massif a été décrit par DUCELLIER (1963) et DELFOUR (1965) au cours de leur cartographie régionale et étudié par NEYBERGH (1970) durant la prospection minière de la région d'Oursi. Il est d'assez grande taille (12 km sur 4 km au maximum) et forme la bordure est du synclinal birrimien de Gouba (fig.8).

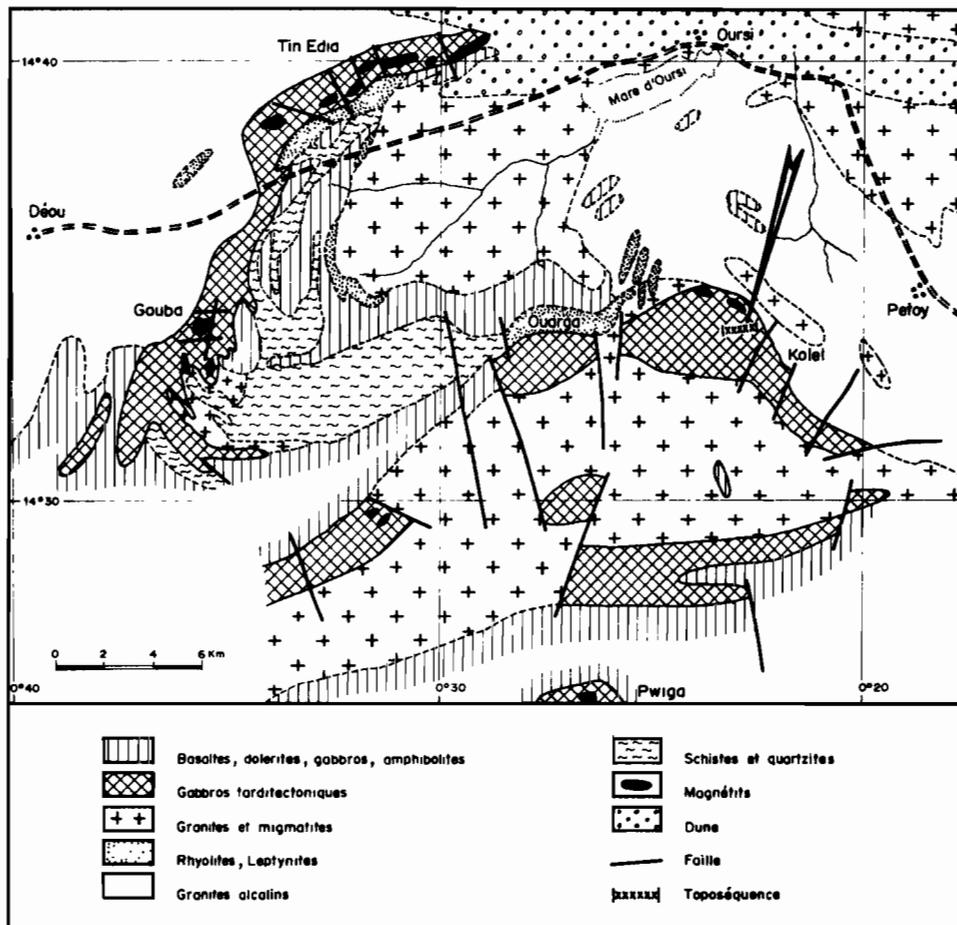


Fig.8 - Esquisse géologique de la région de Kolel (NEYBERGH, 1970)

Ce synclinal est formé de gabbros de type Tin Edia, considérés comme tarditectoniques. Ces gabbros présentent les caractères particuliers suivants.

- Ils ne sont pas métamorphisés.
- Ils sont intrusifs dans le Birrimien, tout en restant concordants dans leur orientation générale avec les formations encaissantes.
- Ils ont souvent des racines dans les formations basiques volcano-sédimentaires du Birrimien, dont ils pourraient être une recristallisation.
- Ils présentent une orientation visible sur photographie aérienne, due à une variation granulométrique de la roche, à la présence de grains de magnétite disposés en bandes parallèles et à des passées de pegmatitoïdes gabbroïques.
- Ils semblent recouper les granites et migmatites du Birrimien. Ils possèdent, sur le flanc nord-est, deux filons de magnétite massive, parallèles à l'orientation générale des collines.

La pétrographie des gabbros de Kolel et des massifs voisins est assez homogène. Il s'agit en fait d'une norite ou d'un gabbro noritique, le rapport augite sur hypersthène étant variable. La composition minéralogique peut se schématiser de la manière suivante.

- Les *plagioclases* sont des labradors ou des andésines automorphes. Ils possèdent les macles polysynthétiques de l'albite ou de l'albite-Carlsbad.
- Les *pyroxènes* sont l'hypersthène et l'augite. Ils forment les grains interstitiels entre les plagioclases. Ils sont rarement transformés en amphiboles sur leurs bordures (ouralitisation).
- Les *minéraux accessoires* sont rares. Ce sont des micas noirs (biotite), de l'apatite et de la calcite.
- Les *minéraux opaques* sont essentiellement de la magnétite titanifère, associée aux minéraux ferromagnésiens en quantité très variable.

A l'échelle du versant de la toposéquence, on peut distinguer deux ensembles de roches de faciès différents, que nous citons dans l'ordre d'importance des affleurements.

- Une norite à gros grain composée de labrador et d'hypersthène ; l'augite est rare.
- Un gabbro noritique à grain moyen où le plagioclase est de l'andésine-labrador et le pyroxène dominant de l'augite.

La norite est une roche massive, très dure, de couleur brune à la cassure et à patine sombre de couleur brun-chocolat. Elle s'altère en blocs arrondis. Toute la colline est couverte de ces boules dont les dimensions atteignent parfois plusieurs mètres cubes. Certains blocs ont gardé des débris du cortex d'altération en forme d'écaillés. Ces morceaux d'écorce ont une patine rougeâtre.

I - LE Puits KOLEL 3

Situé au tiers inférieur de la montagne de Kolel (fig.14 et Pl.V), le puits KO-3 correspond au sommet d'un petit contrefort. A une profondeur de 13 m, il n'atteint pas la roche saine, mais une roche déjà altérée. Les différents horizons rencontrés dans ce puits sont décrits brièvement de haut en bas.

- 0-10 cm - Horizon humifère argilo-limoneux et caillouteux brun-rouge, à structure polyédrique moyenne (2-4 cm).
- 10-150 cm - Sol brun bien structuré, polyédrique en grand (10 cm), à débit prismatique et faces lissées obliques. Il se développe entre des *boules* de toutes dimensions. Ces boules forment un chaos et ne possèdent pas de cortex. Il y a une transition progressive avec le niveau sous-jacent.
- 150-300 cm - Argile bariolée très rougie avec canalicules blancs, nombreux nodules ferrugineux et manganésifères à 250 cm. Les teintes se délavent vers la base de l'horizon.
- 300-400 cm - Roche altérée à structure conservée, avec nombreuses fissures et poches remplies d'argile brune et rouge ; début de bariolage. Réseau de diaclases subverticales.
- 400-900 cm - Roche altérée blanchie, poudreuse. Diaclases ouvertes en forme de dômes et diaclases planes. Pas de boules résiduelles.
- 900-1300 cm - Roche altérée diaclasée, grisâtre. A 1300 cm on distingue entre les diaclases rectilignes, des boules altérées avec leur cortex en place.

Mis à part le niveau à 150 cm, qui présente une transition progressive entre le sol brun et les

argiles bariolées, tous les horizons passent insensiblement de l'un à l'autre et les coupures choisies sont un peu artificielles. Des traces biologiques s'observent très profondément, jusqu'à 400 cm pour les racines et 950 cm pour les alvéoles et galeries de termites.

- Ce profil peut se réduire à trois unités distinctes qui sont, de haut en bas :
- un sol brun subaride à tendance verticale, de même type que ceux décrits par BOULET (1968) ;
 - une altération intense développant un faciès d'argile bariolée au sommet ;
 - une altération ménagée respectant la structure initiale de la roche.

A - OBSERVATIONS AU MICROSCOPE

La roche initiale échantillonnée dans un boulder à 1200 cm est une norite constituée de :

- 55% de labrador (An 55) en cristaux subautomorphes présentant des macles polysynthétiques fines,
- 40% d'hypersthène souvent arrondi,
- 5% de magnétite.

Les hypersthènes sont souvent auréolés d'augite et parfois de hornblende verte poecilitique. Les minéraux accessoires rares sont : l'augite qui accompagne les orthopyroxènes, la magnétite, la calcite, l'apatite et la séricite dans les feldspaths.

1. LES NIVEAUX PROFONDS

Dans les niveaux de 1300 à 900 cm, la roche initiale est bien reconnaissable.

Les pyroxènes sont fracturés, et l'altération se propage par les cassures et à la périphérie des cristaux. Une auréole jaune-rouge se développe parfois, soulignée par des lits de granules opaques. Les morceaux intacts d'hypersthène présentent une accentuation très forte du clivage fin g^1 (010). Les pyroxènes sont transformés en amphiboles, soit légèrement pléochroïques comme la hornblende, soit incolores et fibreuses comme la trémolite-actinote. Ce phénomène d'ouralitisation est très général. Il respecte parfois des morceaux de pyroxène initial au centre des cristaux.

Les plagioclases sont brisés, mais non déplacés, en très petits morceaux qui s'éteignent tous ensemble selon l'orientation du cristal automorphe initial. Les fractures sont remplies d'un agrégat microcristallin argileux à très faible biréfringence (plasma). Lorsque les débris sont petits, les cassures se produisent aussi selon les directions des macles et le plagioclase n'est plus déterminable.

La magnétite devient poreuse. Les grains perdent leurs contours nets et se transforment en hématite à la périphérie. Des filaments s'anastomosent dans les fissures à partir des grains de magnétite.

2. LES NIVEAUX INTERMÉDIAIRES

Dans les niveaux entre 900 et 400 cm, la structure de la roche est conservée. Les différents cristaux se transforment en phyllites qui sont souvent de petite taille et apparaissent cryptocristallines au microscope.

Les pyroxènes ont disparu totalement. Une partie, transformée en amphibole, s'altère en chlorite. Une partie s'altère directement en goéthite.

- Entre 900 et 600 cm, une altération rouge orangé progresse par les bordures des hypersthènes et par les cassures, d'une manière centripète. Il reste souvent un noyau sain au centre des cristaux initiaux. Sinon tout le cristal est transformé en une trame réticulée de goéthite et d'hydroxydes de fer mal cristallisés. Les anciens minéraux sont parfois soulignés par une auréole étroite de produits phylliteux à biréfringence très faible. Ces phyllites sont déterminées aux rayons X comme de la kaolinite.
- Entre 600 et 400 cm, le clivage fin des hypersthènes s'accroît selon le plan (010). Les bordures des cristaux résiduels s'exfolient. La réfringence diminue et il apparaît un pléochroïsme très net (brun-jaune à jaune clair), parfois anormal. Il y a formation de chlorite. Ces chlorites se décolorent rapidement. Au sein des fibres, il apparaît des cristaux phylliteux enchevêtrés incolores, à biréfringence moyenne. Il s'agit de smectites, comme l'étude aux rayons X l'a confirmé.

Les plagioclases ont presque complètement disparu, remplacés par des agrégats microcristallins sans orientation préférentielle. On distingue des plages de grande taille de kaolinite flexueuse et

empilée à biréfringence faible et à extinction ondulante. A l'intérieur des "fantômes" de plagioclases, on trouve des amas d'épidote et de quartz. Ce phénomène de saussuritisation des plagioclases apparaît déjà dans les niveaux profonds. Il est encore plus développé dans les niveaux intermédiaires. Les agrégats de quartz et de calcédoine qui accompagnent les épidotes sont rares. Les grains de quartz ont un habitus spongieux, limité par des faces planes.

3. LA PARTIE SUPÉRIEURE DES NIVEAUX INTERMÉDIAIRES

Dans la partie supérieure des niveaux intermédiaires, entre 400 et 300 cm, il y a mélange entre des plages à structure conservée et des plages, plus rares, à structure pédologique. Cette organisation particulière, qui possède encore en de nombreux endroits les caractères de la roche initiale, correspond au début des *argiles bariolées*.

Des traces d'activité biologique sont très abondantes : canaux racinaires, tubulures et poches argileuses des édifices termitiques. Ces organisations pédologiques seront décrites avec les niveaux sommitaux. On doit noter cependant la présence de nombreux liserés colorés en brun-rouge à jaune clair, qui entourent ces formations (argilo-ferranes).

Les plages à structure conservée présentent une organisation particulière. On distingue de grandes fissures verticales de 100 à 300 μ de large, qui étaient d'ailleurs visibles à l'oeil nu. Ces fissures sont bordées par des hydroxydes de fer et contiennent parfois des grains de quartz au centre. De chaque côté de ces fissures on distingue un réseau polyédrique de cristallites fibro-radiées de smectites. Ce réseau polyédrique est très étiré dans le même alignement que les fissures. Les smectites, à biréfringence moyenne à forte, recourent les fantômes de plagioclases et s'arrêtent sur les amphiboles ou les contournent. Il se développe, grâce surtout aux fissures larges, une "fausse schistosité" (WACKERMANN, 1975) quartzo-phylliciteuse qui se surimpose à la structure grenue de la norite.

4. LES NIVEAUX SOMMITAUX

Dans les niveaux de 300 cm à la surface, il se développe des structures particulières à organisation pédologique. On peut décrire ces organisations à l'aide de la terminologie micromorphologique de BREWER (1964) et de BISDOM (1967), résumée par BOULET (1974). Pour les descriptions des horizons pédologiques ont été utilisés les termes concernant :

- *le plasma*, fraction fine essentiellement composée d'argiles et de limons ;
 - *les traits pédologiques*, concentrations ou différenciations au sein du matériel pédologique.
- Le tableau IX réunit les principaux termes employés dans ce travail.

Les horizons sommitaux comprennent, de 300 à 150 cm, un mélange d'argiles bariolées et de plages à organisation pédologique et, de 150 cm à la surface, un sol brun bien structuré qui se développe au milieu des boules de grandes tailles. La transition qui existe entre ces deux niveaux est morphologiquement bien marquée. Elle est en réalité très progressive. Les plages de roche altérée sont de moins en moins abondantes en remontant vers le sol brun vertique. La structure prismatique apparaît ainsi que les faces striées.

a) Horizon 300 à 150 cm, mélange de roche altérée en place et de matériel pédologique

Le squelette est composé de quelques grains de quartz arrondis, d'amphiboles altérées et de nombreux nodules ferro-manganésifères. La porosité est très importante, avec des cutanes qui soulignent les canaux et les gros pores (cutanes de contrainte). Dans les plages de roche altérée on distingue des fantômes d'amphiboles et de plagioclases. Dans les plages à organisation pédologique l'assemblage est porphyroscelique ; le plasma est omnisépique et vosépique avec de nombreux cutanes (argilanes et surtout ferranes).

b) Horizon 150 à 10 cm, sol brun interstitiel argilo-limoneux, compact

Le squelette est composé de quelques grains de quartz arrondis, de morceaux d'amphiboles et de pyroxènes frais et altérés, de petits nodules de fer et de cristallites de calcite. Ces cristallites fins de calcite occupent les bordures des fissures et des canaux. Ce ne sont pas de vrais nodules de vertisols. L'assemblage est porphyroscelique ; le plasma clair ou coloré est omnisépique, avec des plages asépiques floconneuses. La porosité est faible.

c) Horizon 10 à 0 cm, niveau humifère très poreux

Le squelette est composé de grains de quartz arrondis et anguleux moyennement abondants, de grains d'amphiboles parfois inaltérées, de nodules de goethite et d'hématite et de petits minéraux

Tableau IX

Terminologie micromorphologique simplifiée (d'après BOULET, 1974)

Traits pédologiques	concentration ou différenciation du plasma	<i>cutane</i>	argilane
			ferrane
			calcitane
			cutane de contrainte ("stress cutan") parallèle à la surface des grains ou des vides
	concentration ou différenciation du matériel	<i>nodule</i>	concentration indifférenciée
		<i>concrétion</i>	concentration à structure concentrique
<i>papule</i>		concentration d'argile uniforme	
Plasma	assemblage du plasma et du squelette	<i>porphyrosquelique</i>	grains du squelette noyés dans un plasma continu
		<i>aggloméroplasmique</i>	le plasma autour des grains est incomplet et lâche
		<i>intertextique</i>	les grains du squelette sont reliés par des ponts de plasma
		<i>granulaire</i>	pas de plasma
	organisation du plasma	<i>asépique</i>	pas d'orientation du plasma qui est floconneux, extinction ponctuée
		<i>insépique</i>	domaine orienté à extinction striée au milieu de plasma asépique
		<i>masépique</i>	plasma entièrement strié selon une ou deux directions (bimasépique)
		<i>omnisépique</i>	plasma strié d'une manière complexe
		<i>vosépique</i>	plasma strié autour des vides, avec cutanes de contrainte
	<i>squelsépique</i>	plasma strié autour des grains du squelette, avec également cutanes de contrainte	

opaques (magnétite). L'assemblage est aggloméroplasmique ; le plasma clair ou coloré est squelsépi- que avec quelques plages omnisépiques.

5. CONCLUSIONS

L'étude micromorphologique permet de détailler les trois unités définies au cours de l'observa- tion macromorphologique. Chacune de ces unités est le siège de phénomènes différents donnant des transformations minérales spécifiques.

Variations dans les niveaux profonds. Les niveaux profonds sont le siège des transformations où les structures, la forme et la taille des grains de la roche sont respectées. Les pyroxènes se transforment en amphiboles (ouralitisation), les plagioclases se fracturent et se transforment en épidote, quartz, calcite (saussuritisation). La genèse des minéraux phylliteux est faible et ne se produit que dans les diaclases et fractures importantes où la circulation de l'eau est intense.

Variations dans les niveaux intermédiaires. Ces niveaux sont le siège des transformations où l'on voit apparaître les minéraux phylliteux en grande quantité, la structure de la roche étant conservée. Les pyroxènes et les amphiboles donnent soit des smectites, accompagnées ou non de chlorites, soit des kaolinites et des goethites. Les plagioclases continuent à fournir du quartz et de l'épidote, mais se transforment aussi en kaolinite. Dans la partie supérieure de ces niveaux, les fractures subverticales sont remplies de smectites fibro-radiées.

Variations dans les niveaux superficiels. Dans ces niveaux, on voit se former un plasma argileux qui efface la structure originelle de la roche. Le squelette est composé de grains de quartz et de débris de minéraux parfois peu altérés. Le plasma entoure d'une manière continue les grains du squelette, il est en général omnisépique (orienté d'une manière complexe). Les traits pédologiques sont rares et liés à la porosité ou aux chenaux biologiques (cristallisation de calcite, cutanes, nodules ferromanganésifères).

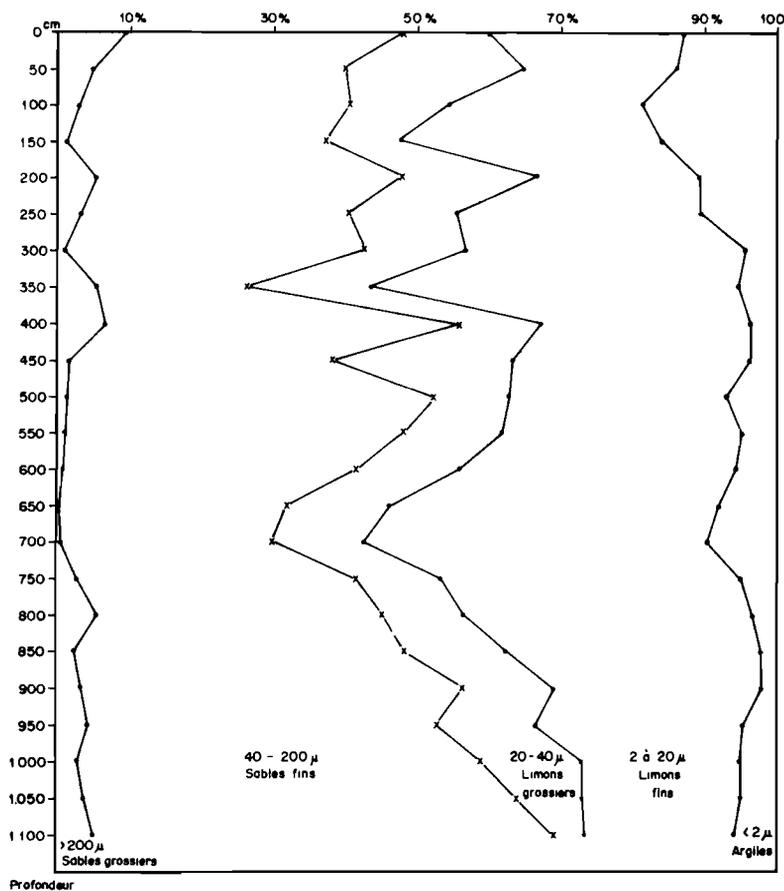


Fig.9 - Granulométrie du puits Kolel 3

B - MESURES PHYSICO-CHIMIQUES

1. LES MESURES GÉOPHYSIQUES

Les mesures géophysiques obtenues par sondages électriques sur le puits Kolel 3 (ALBOUY, BOU-LANGÉ, PION, 1970) sont difficiles à utiliser. La pente accentuée de la colline amène à interpréter les dépressions de terrain comme des zones à forte résistivité apparente, donc à sous-estimer l'épaisseur des altérations lorsque les longueurs de ligne deviennent grandes. Cependant, les résultats obtenus indiquent nettement la présence de deux terrains.

- Un premier terrain de 150 cm d'épaisseur, avec une résistivité de 80 Ω .m, qui correspond parfaitement au sol brun mélangé aux boulders.
- Un second terrain de 1200 cm d'épaisseur, avec une résistivité apparente de 12 Ω .m, qui correspond à une altération à dominante smectique. L'épaisseur de 1200 cm est ici plus faible que dans la réalité, car on est loin d'atteindre la roche dure à cette profondeur.

2. LES MESURES GRANULOMÉTRIQUES

Les mesures granulométriques obtenues sont qualitatives pour de nombreux niveaux (fig.9). En effet, la fragilité des minéraux primaires altérés fait que le moindre traitement mécanique énergique mène à la pulvérisation des fractions grossières et à l'augmentation considérable des fractions argileuses et limoneuses. Les résultats donnés ici sont obtenus après une simple désagrégation sous l'eau dans un agitateur rotatif à bouteille. Ils ne sont pas entièrement reproductibles, en particulier dans les niveaux intermédiaires ayant subi une altération intense.

L'examen de la figure 9 permet de noter la prédominance de deux fractions granulométriques distinctes.

- Les sables fins de 40 à 200 μ , qui sont les fragments des minéraux primaires et les minéraux secondaires formés dans les niveaux profonds (quartz, épidote, talc, chlorite).
- Les limons fins de 2 à 20 μ , qui représentent la taille habituelle des édifices phylliteux formés dans les altérations de ce puits. En effet, les argiles (smectites et kaolinites) sont visibles au microscope polarisant et d'une taille supérieure à 2 μ .
Ce n'est que dans les horizons superficiels que la quantité d'argile de taille inférieure à 2 μ augmente et devient égale à celle des limons fins.

3. LES MESURES DE DENSITÉ APPARENTE

Les mesures de densité apparente, obtenues au volumétre à mercure, confirment les limites des différentes unités définies dans les paragraphes précédents (fig.10).

- Les niveaux profonds ont des densités qui diminuent de bas en haut jusqu'à 900 cm.
- Les niveaux intermédiaires ont une densité extrêmement faible (1,10) entre 900 et 600 cm. C'est une zone où se développent une porosité et une altération très fortes durant la transformation en goethite et kaolinite. Les niveaux entre 600 et 300 cm présentent une densité plus élevée (1,50) lorsque les minéraux formés sont smectitiques.
- Les niveaux superficiels ont tout d'abord des densités variables, entre 300 et 150 cm, qui indiquent le mélange entre les matériaux pédologiques et les matériaux des argiles bariolées. Ils montrent ensuite, entre 150 cm et la surface, des augmentations de densité qui rendent compte de la présence, dans le sol brun, de matériel peu ou pas altéré de la roche mère.

Les limites adoptées lors de l'observation macroscopique et microscopique correspondent ainsi aux changements des paramètres physico-chimiques. Elles reflètent une variation de la densité apparente, selon les niveaux considérés. Les valeurs extrêmement faibles de la densité apparente pour l'ensemble du profil signifient une altération très forte de la roche mère. Si, comme on l'a vu, la structure initiale de la roche est respectée, l'altération se traduit par une perte importante de matière et par la formation de vides.

4. LES MESURES DES HUMIDITÉS

Les mesures d'humidité entre 110° et la température ambiante ont été réalisées au laboratoire, soit sur mottes, soit sur la poudre préparée pour l'analyse chimique (fig.10). Il n'existe pas de variations significatives dans le profil à partir de 1100 cm. L'eau de rétention H_2O^- est comprise entre 8 et 12% du poids total de l'échantillon, excepté dans l'horizon de surface légèrement déshy-

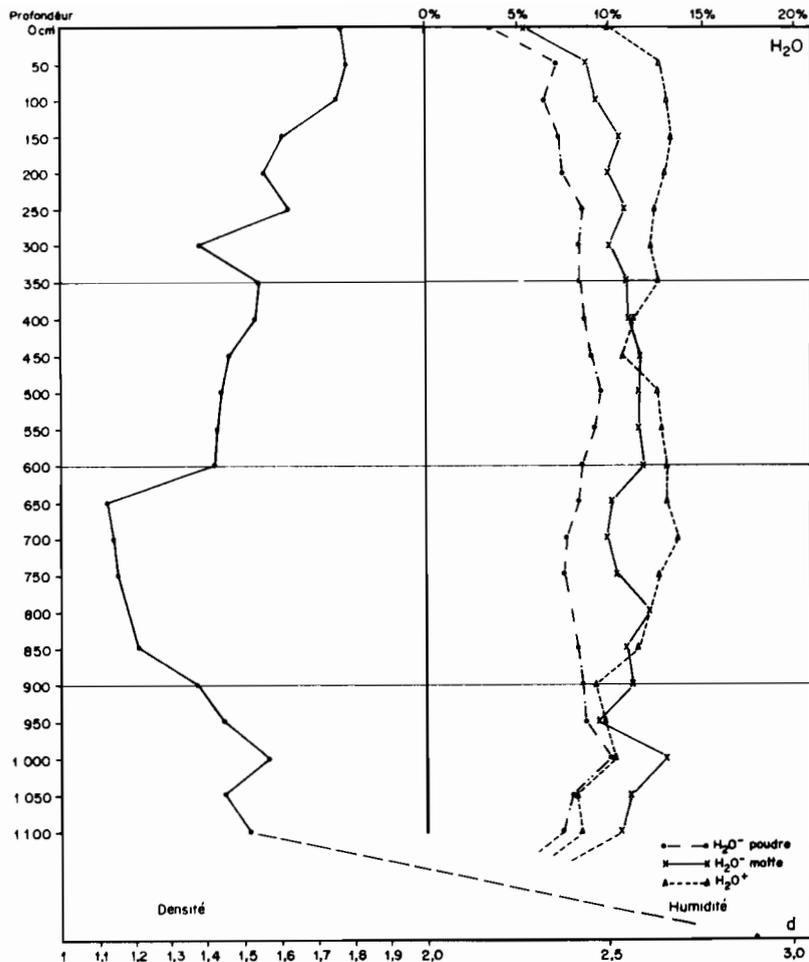


Fig.10 - Densités apparentes et humidités du puits Kolel 3

draté. L'eau de constitution H_2O^+ , comprise entre 110° et 1000°, ne présente pas non plus de variations particulières dans le profil. Sa teneur varie de 10 à 14% avec cependant des teneurs inférieures à 10% dans les niveaux profonds au-dessous de 900 cm.

Les mesures physico-chimiques apportent des preuves complémentaires de la nature complexe de l'altération dans le puits Kolel 3. Cette complexité apparaît encore plus évidente lors de l'étude minéralogique du profil.

C - MINÉRALOGIE

L'analyse minéralogique détaillée de tous les niveaux du puits a été réalisée par diffraction des rayons X sur différentes fractions granulométriques : argiles, limons et sables fins.

1. MINÉRAUX PHYLLITEUX PRINCIPAUX DES ARGILES ET DES LIMONS

Les diagrammes d'agrégats orientés et les traitements habituels au glycérol et au chauffage ont été réalisés systématiquement pour tous les niveaux du puits Kolel 3 (fig.11).

a) Pourcentages de kaolinite et de smectites

Les résultats indiquent une très bonne corrélation des minéraux argileux entre les fractions inférieures à 2μ et les fractions comprises entre 2 et 40μ . Il y a généralement plus de kaolinite dans la fraction grossière que dans la fraction fine, excepté dans les niveaux superficiels où les deux courbes se rejoignent. La kaolinite est alors aussi abondante que la smectite dans les deux fractions. Dans les niveaux profonds et intermédiaires, la kaolinite est donc plus souvent d'une taille de limon que la smectite.

L'évaluation semi-quantitative des pourcentages d'argile, effectuée à partir de la hauteur et de la surface des pics, ne peut être utilisée, si ce n'est pour comparer les variations d'un niveau à l'autre. Les conditions de préparation des échantillons et d'exposition des lames minces aux rayons X sont identiques. Les variations semi-quantitatives des minéraux phylliteux, de bas en haut du profil, sont donc significatives. Les niveaux profonds et intermédiaires sont très riches en smectites, excepté entre 850 et 600 cm où la kaolinite est légèrement dominante. Cette exception correspond aux horizons où les amphiboles se transforment en une trame réticulée rouge orangé de goethite et de kaolinite. Les horizons de sol brun contiennent sensiblement autant de kaolinite que de smectites.

Une étude détaillée du niveau 700 cm, effectuée au laboratoire des sols du C.N.R.A. par TESSIER (inédit) fournit les résultats suivants :

- 55% de kaolinite, par analyse thermopondérale ;
- 37% de smectite, par mesure de la surface spécifique en prenant comme base $270\text{m}^2/\text{g}$ (méthode BET);
- 8% de talc.

Ces résultats sont conformes à l'estimation semi-quantitative du même niveau, réalisée à partir de l'intensité des pics des diagrammes d'agrégats orientés (60% kaolinite, 40% smectite).

Des analyses thermiques différentielles (A.T.D.) ont été effectuées sur les fractions fines des niveaux 500, 650 et 750 cm. Les courbes indiquent, outre la kaolinite, la présence d'une *smectite alumino-ferrifère* (GREENE-KELLY, 1957 ; TRAUTH et LUCAS, 1967 ; CHANTRET et al., 1971). Cette smectite est le minéral phylliteux gonflant que l'on retrouve toujours dans les altérations sur les roches basiques. Elle est plus ou moins ferrifère, sans aller jusqu'au pôle nontronite, comme les chapitres suivants vont le montrer.

b) Hypothèses sur les niveaux kaoliniques entre 900 et 600 cm

On doit noter la présence, entre 900 et 600 cm, d'une zone où la kaolinite est dominante. Cette zone est coïncée entre des niveaux d'altération où la smectite est prépondérante. La présence de cette couche kaolinique au sein des argiles gonflantes est difficile à interpréter.

Le profil d'altération épais, "complet", tel qu'on peut l'observer dans de nombreux puits de la région et tel qu'il est décrit dans la zone de Kaya par LEPRUN (1972, 1979), peut se schématiser de haut en bas de la manière suivante .

- Cuirasse et carapace (goethite + hématite)
- Argile tachetée et argile bariolée (kaolinite + goethite)
- Altérations kaoliniques
- Altérations smectitiques

Dans le profil Kolel 3 on constate un certain nombre de différences par rapport à ce profil complet type et un certain nombre de convergences. Les niveaux profonds, de 900 à 1300 cm, sont composés principalement de smectites. Ils sont plus proches de la roche saine et, dans la séquence d'altération normale, ils se situent également sous les niveaux kaoliniques. En revanche, au-dessus des altérations kaoliniques, les niveaux de cuirasses et de carapaces n'existent pas. On ne trouve que quelques nodules ferrugineux sur la pente et dans le sol brun, qui sont peut-être les restes de la cuirasse démantelée et tronquée. De plus, les niveaux d'argile bariolée de 400 à 150 cm et la partie supérieure des altérations kaoliniques de 600 à 400 cm sont composés actuellement de smectite dominante (fig.11). La partie supérieure du profil Kolel 3, entre 600 et 150 cm, présente donc une altération de la roche en place, qui est anormale par rapport à la succession du profil type.

Deux hypothèses sont possibles pour expliquer ce puits complexe. La première hypothèse consiste à admettre que l'ensemble du puits s'altère en donnant principalement des smectites. Mais dans une zone privilégiée, entre 900 et 600 cm, une altération plus intense et un meilleur drainage ont permis l'évolution vers une altération kaolinique. Dans ce cas on ne peut expliquer les observations morphologiques et microscopiques qui distinguent, dans le haut du puits, des argiles bariolées et un horizon où les nodulations ferrugineuses prennent naissance. Aucune observation ne permet par ailleurs de reconnaître un faciès particulier de la roche, qui explique une altération plus poussée entre 900 et 600 cm. La seconde hypothèse consiste à envisager un ancien profil d'altération complet

avec une épaisse lithomarge kaolinique et des argiles bariolées au sommet. Dans un stade ultérieur, une altération smectitique a modifié le haut du profil en fournissant des argiles gonflantes à partir des minéraux résiduels de l'ancienne ferrallite ou à partir des boulders de la surface

On peut opter pour la seconde hypothèse en raison des observations suivantes.

- Il n'existe aucune preuve d'une zone particulière, entre 900 et 600 cm, pouvant former de la kaolinite.
- Les niveaux de l'ancien profil très évolué ont gardé leur morphologie caractéristique.
- Les nodulations ferrugineuses ne concordent pas avec une altération smectitique et le climat actuel.
- Les minéraux phylliteux qui se forment au contact de la roche dure sont toujours des smectites. Les néogènes actuelles ou récentes sont smectitiques et non kaoliniques (PAQUET, 1970 ; BLOT, CARN, LEPRUN et PION, 1976).

On a supposé que ce sont les minéraux primaires qui fournissent soit la kaolinite, soit la smectite au cours de l'altération. L'hypothèse de la transformation de la smectite en kaolinite, ou l'inverse, n'a pas été envisagée ici. Cette hypothèse sera discutée dans le chapitre VII.

2. MINÉRAUX ACCESSOIRES DES FRACTIONS ARGILES ET LIMONS

Les minéraux accessoires déterminés dans ce profil sont rares (fig.11). Les plus importants sont les suivants.

- Le talc existe dans le profil en quantité variable. Il résiste très bien à l'altération météorologique (BLOT, CARN, LEPRUN et PION, 1976).
- Le quartz est peu abondant. Il se trouve principalement dans les limons. Sa présence dans l'altération d'une roche qui n'en contient pas au départ pose un problème. S'agit-il d'une néogène, s'agit-il d'une variation lithologique de la norite, s'agit-il d'un apport ? Cette question sera reprise dans le cadre de la toposéquence entière.
- Les interstratifiés, en très faible quantité, se trouvent à la base du profil et dans les niveaux 350 et 400 cm. Ils seront étudiés dans les autres puits de la toposéquence, où ils sont mieux représentés.
- Les pyroxènes transformés en amphiboles et les feldspaths se rencontrent uniquement dans les limons de la base du profil. Ce sont des minéraux résiduels de la roche mère. Leur transformation s'observe mieux dans les fractions granulométriques supérieures à 40 μ .

3. MINÉRAUX DE LA FRACTION DES SABLES FINS

La fraction des sables fins (40 à 150 μ) des niveaux 700, 800 et 900 cm et les fractions supérieures à 100 μ des niveaux 300, 550, 850 et 1050 cm ont été étudiées par diffraction des rayons X. Cette étude s'est effectuée après séparation de deux groupes de constituants au séparateur magnétique "FRANTZ". Après élimination à l'aimant des grains contenant de la magnétite, on a trié un groupe de minéraux blancs non paramagnétiques et un groupe de minéraux verts paramagnétiques.

L'examen du niveau 1050 cm, le plus profond, indique que les éléments blancs sont en majorité des plagioclases et les éléments verts surtout des amphiboles et un peu de pyroxènes (fig.12).

Les deux fractions choisies ne sont pas entièrement purifiées au cours de la séparation magnétique. Les résultats de l'analyse minéralogique (fig.12) montrent qu'il existe un fond peu important de phyllites gonflantes dans les minéraux blancs. De même, il existe une petite proportion de quartz et de kaolinite dans les minéraux verts. Ces produits, en très faible quantité, sont sensiblement constants tout le long du profil. On peut, en première approximation, les négliger et étudier les variations des autres minéraux.

Les plagioclases sont bien conservés dans les niveaux profonds. Entre 700 et 800 cm ils sont brutalement remplacés par le quartz et la kaolinite. Le quartz apparaît en petite quantité dans les niveaux profonds. Il peut correspondre au phénomène de saussuritisation des feldspaths qui est visible au microscope. Il devient très abondant à partir de 700 cm et augmente encore vers les niveaux supérieurs. La kaolinite n'existe pas dans les niveaux profonds. Elle apparaît à 850 cm, lorsque les plagioclases diminuent. Elle devient prépondérante à 700 cm, lorsqu'il n'existe plus de labrador.

Les amphiboles de la série de la hornblende verte sont altérées plus rapidement que les plagioclases dans les niveaux profonds. Encore abondantes à 1050 cm, elles deviennent rares à partir de 900 cm et disparaissent entièrement au niveau 700 cm. Elles sont remplacées par un mélange de talc,

de chlorite, de smectite et d'un peu d'interstratifiés. La chlorite et les interstratifiés sont plus ou moins fugaces et toujours en très faible quantité par rapport aux smectites et au talc. La calcite apparaît au niveau 300 cm. Le talc est bien représenté dans tout le profil, sans grande variation dans les différents niveaux.

- En conclusion*, la séparation des constituants en fractions monominérales permet de voir que
- les plagioclases s'altèrent en donnant de la kaolinite et du quartz ;
 - les amphiboles s'altèrent en donnant de la smectite et du talc.

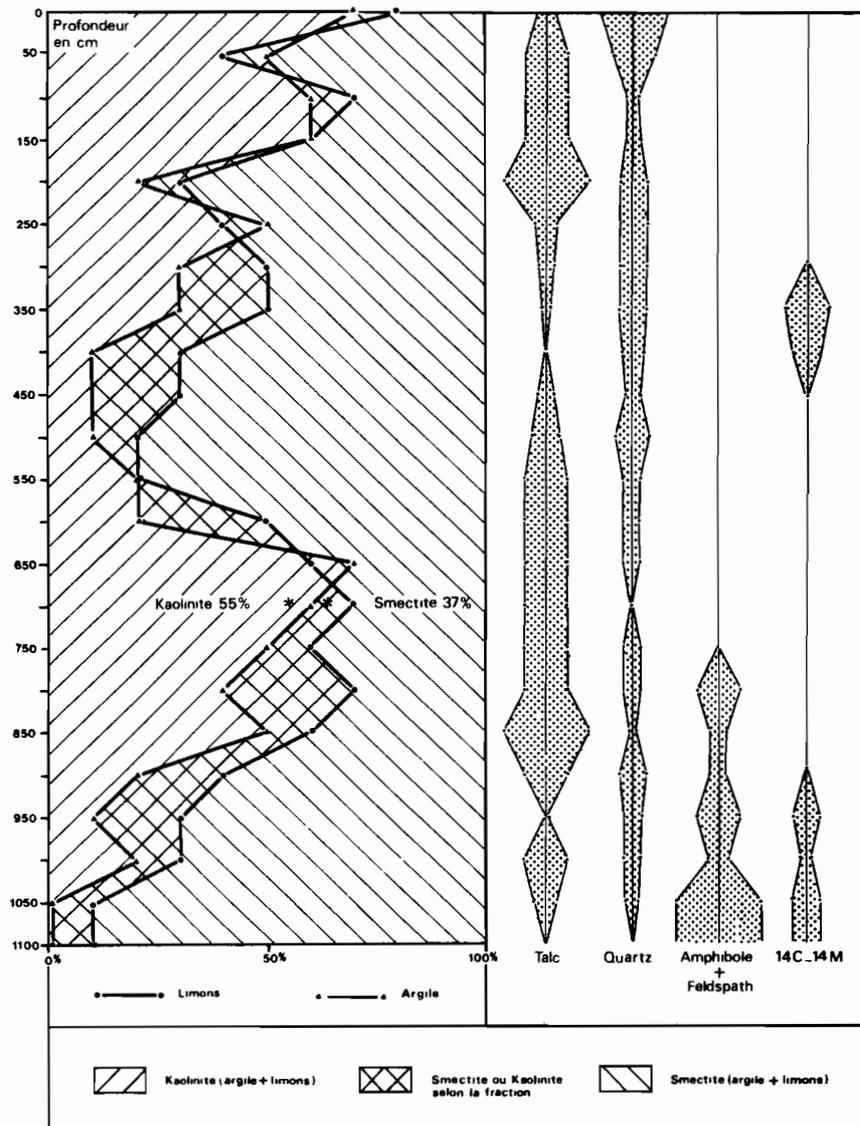


Fig.11 - Minéralogie des argiles et des limons du puits Kolel 3

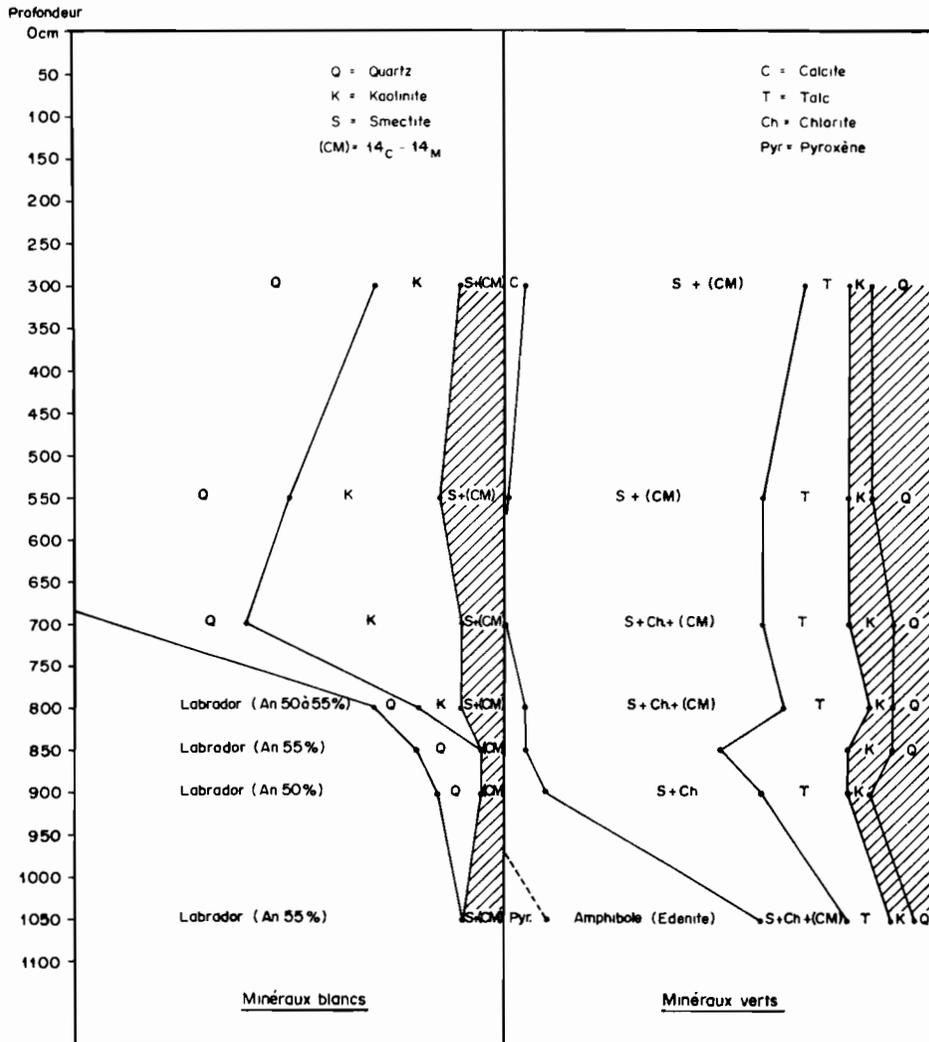


Fig.12 - Minéralogie des sables fins du puits Kolel 3

D - GÉOCHIMIE

Les analyses chimiques des vingt-trois horizons du puits sont exprimées en pourcentages d'oxydes de l'échantillon séché à l'étuve (Tabl.X). Il est difficile de comparer ces résultats bruts entre les différents horizons. Dans ce travail on ne s'est pas attaché uniquement à établir des bilans absolus. Mais on a considéré également les variations relatives des éléments majeurs et traces, de la base du puits jusqu'à la surface. Tous les calculs et raisonnements sont effectués sur les pourcentages en oxydes des éléments majeurs et les teneurs en ppm des éléments traces. Par commodité on parlera d'éléments chimiques.

Tableau X

Teneurs en éléments majeurs du puits Kolel 3
(en pourcentages pondéraux de l'échantillon séché à 110°)

Profondeur cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O*	Densité
0	55,40	18,02	1,26	0,67	12,61	0,32	0,54	0,50	0,31	9,88	1,76
50	48,06	22,79	2,05	0,96	12,23	0,19	0,40	0,26	0,21	12,66	1,78
100	46,96	24,39	2,00	1,04	11,31	0,17	0,38	0,21	0,13	13,04	1,75
150	45,99	24,72	2,00	1,55	11,11	0,13	0,31	0,26	0,13	13,26	1,60
200	47,35	24,54	1,87	1,25	11,12	0,13	0,32	0,22	0,13	13,06	1,55
250	50,77	24,78	2,58	0,88	7,00	0,07	0,18	0,13	0,17	12,50	1,62
300	50,86	24,66	2,75	0,87	6,57	0,11	0,21	0,22	0,35	12,36	1,38
350	50,68	26,32	2,80	1,00	5,90	0,32	0,18	0,13	0,44	12,58	1,54
400	55,10	19,50	3,37	0,93	9,15	0,08	0,28	0,17	0,13	11,19	1,53
450	52,75	21,11	3,85	1,07	8,76	0,09	0,21	0,23	0,30	10,66	1,46
500	49,80	24,46	3,50	1,30	6,64	0,06	0,24	0,13	0,22	12,64	1,44
550	50,11	24,83	3,66	1,05	6,06	0,04	0,21	0,17	0,13	12,87	1,43
600	50,08	26,19	2,95	0,73	5,96	0,04	0,24	0,04	0,13	13,04	1,42
650	47,36	27,40	2,30	0,86	7,66	0,10	0,21	0,09	0,17	13,11	1,12
700	46,60	26,77	2,20	1,12	9,53	0,07	0,22	0,17	0,09	13,69	1,14
750	48,00	25,79	3,49	1,31	8,30	0,07	0,21	0,13	0,13	12,65	1,15
850	50,86	22,54	4,59	1,85	7,73	0,10	0,19	0,44	0,13	11,58	1,21
900	51,80	22,89	3,36	4,27	5,58	0,05	0,22	1,31	0,36	9,26	1,38
950	51,41	24,55	3,20	3,65	4,29	0,05	0,20	1,22	0,58	9,84	1,45
1000	51,11	24,05	2,77	4,61	6,00	0,04	0,14	0,93	0,44	10,31	1,57
1050	51,91	20,78	4,28	5,05	7,49	0,10	0,29	1,42	0,13	8,12	1,45
1100	52,08	20,79	3,93	5,48	6,48	0,13	0,27	1,32	0,18	8,61	1,52
Roche mère	50,44	19,27	8,99	8,99	8,29	0,13	0,18	2,74	0,30	0,15	2,90

1. LES CONCENTRATIONS

De nombreuses méthodes ont été utilisées pour comparer les variations des éléments majeurs selon la profondeur. La plus simple consiste à calculer la concentration d'un élément par rapport à sa valeur initiale dans la roche mère. Dans le rapport x/x_0 , x est la teneur en oxyde d'un élément à un certain niveau et x_0 la teneur en oxyde de cet élément dans la roche non altérée. x/x_0 est inférieur à 1 si l'élément s'appauvrit, x/x_0 est supérieur à 1 si l'élément s'enrichit.

Ce calcul est effectué pour tous les horizons du puits Kolel 3 (Tabl.XI). L'examen de ce tableau indique que les concentrations de chaque élément varient d'une manière régulière d'un niveau à l'autre, bien que certains niveaux présentent des valeurs très différentes de la moyenne générale. Par rapport à la concentration initiale, on peut établir un classement des enrichissements ou des appauvrissements des concentrations pour tous les oxydes des éléments majeurs. On peut donc établir une échelle des *mobilités relatives* dans un profil donné. Pour le puits Kolel 3, la moyenne des concentrations fournit l'échelle de mobilité relative suivante.

- Eléments enrichis : Ti (1,43), Al (1,23).
- Eléments stables : Si (0,99), Fe (0,97).
- Eléments appauvris : Mn (0,86), K (0,76).
- Eléments très appauvris : Mg (0,33), Ca (0,21), Na (0,16).

Tableau XI

Concentrations des éléments majeurs du puits Kolel 3

Profondeur cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
0	1,10	0,94	0,14	0,07	1,52	2,46	3,00	0,18	1,03	65,9
50	0,95	1,18	0,23	0,11	1,48	1,46	2,22	0,09	0,70	84,4
100	0,93	1,26	0,22	0,12	1,36	1,31	2,11	0,08	0,43	86,9
150	0,91	1,28	0,22	0,17	1,34	1,00	1,72	0,09	0,43	88,4
200	0,94	1,27	0,21	0,14	1,34	1,00	1,78	0,08	0,43	87,1
250	1,01	1,29	0,29	0,10	0,84	0,54	1,00	0,05	0,57	83,3
300	1,01	1,28	0,31	0,10	0,79	0,85	1,17	0,08	1,17	82,4
350	1,00	1,37	0,31	0,11	0,71	2,46	1,00	0,05	1,47	83,9
400	1,09	1,01	0,37	0,10	1,10	0,61	1,56	0,06	0,43	74,6
450	1,05	1,10	0,43	0,12	1,06	0,69	1,17	0,08	1,00	71,1
500	0,99	1,27	0,39	0,14	0,80	0,46	1,33	0,05	0,73	84,3
550	0,99	1,29	0,41	0,12	0,73	0,31	1,17	0,06	0,43	85,8
600	0,99	1,36	0,33	0,08	0,72	0,31	1,33	0,01	0,43	86,9
650	0,94	1,42	0,26	0,10	0,92	0,77	1,17	0,03	0,57	87,4
700	0,92	1,39	0,24	0,12	1,15	0,54	1,22	0,06	0,30	91,3
750	0,95	1,34	0,39	0,15	1,00	0,54	1,17	0,05	0,43	84,3
850	1,01	1,17	0,51	0,21	0,93	0,77	1,06	0,16	0,43	77,2
900	1,03	1,19	0,37	0,47	0,67	0,38	1,22	0,48	1,20	61,7
950	1,02	1,27	0,36	0,41	0,52	0,38	1,11	0,45	1,93	65,6
1000	1,01	1,25	0,31	0,51	0,72	0,31	0,78	0,34	1,47	68,7
1050	1,03	1,08	0,48	0,56	0,90	0,77	1,61	0,52	0,43	54,1
1100	1,03	1,08	0,44	0,61	0,78	1,00	1,50	0,48	0,60	57,4
Roche mère	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,0
Moyenne	0,99	1,23	0,33	0,21	0,97	0,86	1,45	0,16	0,76	77,9

Le comportement moyen de tous les éléments ne tient pas compte des fluctuations de la composition chimique dans les différentes unités définies précédemment. Il ne tient non plus compte des variations aléatoires qui proviennent d'une hétérogénéité locale, d'une discontinuité dans l'altération ou même d'une simple erreur d'échantillonnage.

2. LES CONCENTRATIONS CUMULÉES

Une méthode pratique pour visualiser les variations de concentrations à toutes les profondeurs du puits consiste à établir les courbes cumulatives des concentrations dans le profil. On calcule pour chaque niveau la valeur de $\frac{x}{x_0} - 1$. Cette valeur est nulle pour le niveau de référence à la base du profil ($x = x_0$). A partir de cette origine, on représente graphiquement les sommes successives de toutes les valeurs obtenues pour chaque niveau par le calcul de $\frac{x}{x_0} - 1$. La courbe cumulative pour un élément représente un enrichissement lorsque les sommes successives des $\frac{x}{x_0} - 1$ de tous les niveaux prennent une valeur positive. Elle représente un appauvrissement lorsque les sommes obtenues ont une valeur négative. Les courbes cumulatives sont tracées pour le puits Kolel 3 (fig.13).

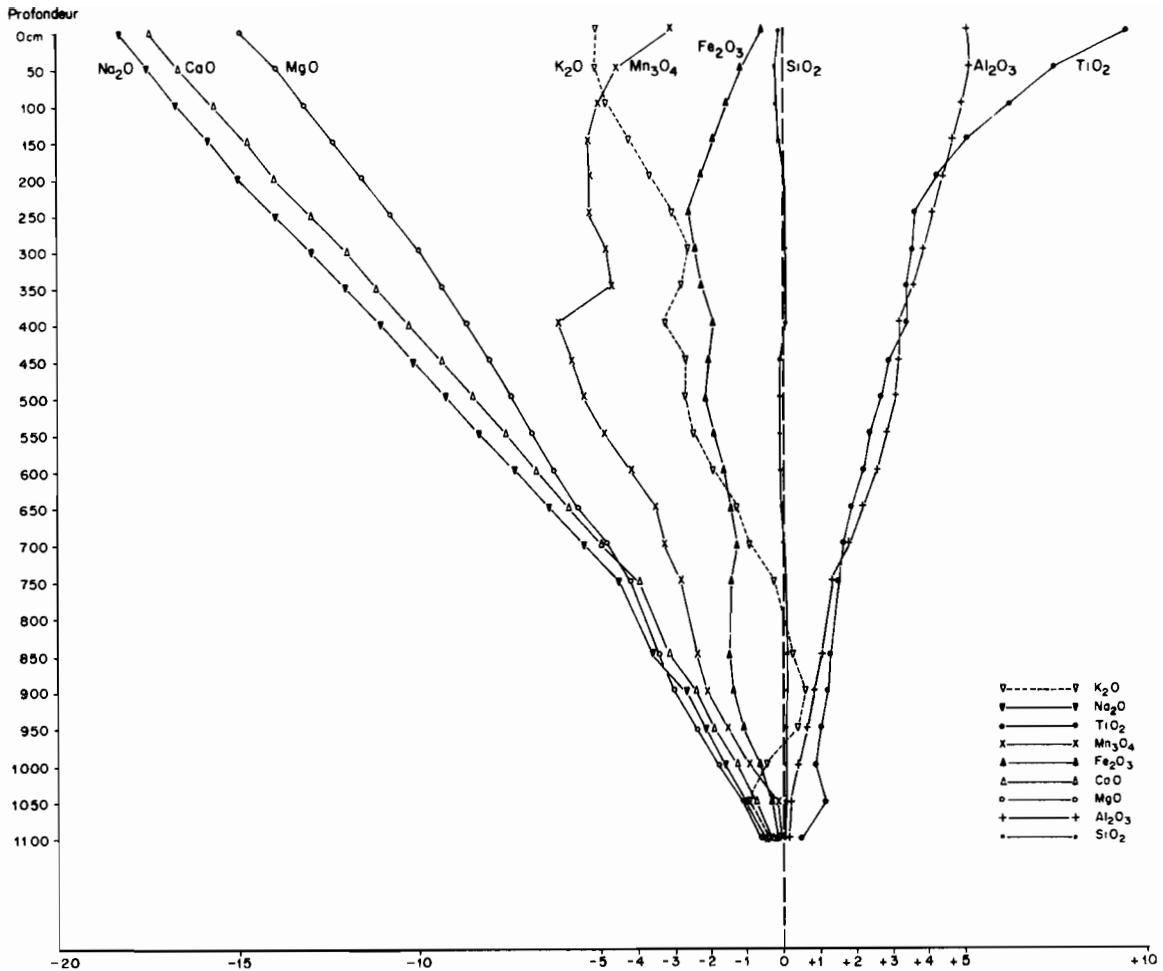


Fig.13 - Courbes cumulatives des concentrations en éléments majeurs du puits Kolel 3

On voit sur cette figure que l'ordre de mobilité relative des éléments majeurs peut varier selon la profondeur. Par exemple, K est enrichi dans les niveaux profonds, avant d'être appauvri dans les niveaux intermédiaires et superficiels. Dans les niveaux à smectite dominante, Si est légèrement enrichi ; il est un peu appauvri dans les niveaux riches en kaolinite et dans les horizons de surface. Mg est plus appauvri que Na et Ca dans les niveaux profonds, il est moins appauvri que ces deux éléments au-dessus de 700 cm. La mobilité relative des éléments chimiques peut donc varier selon la position des échantillons dans le profil. Mais cette mobilité ne peut donner, en fait, que peu de renseignements sur les apports ou les départs en valeur absolue des éléments.

3. LES CONCENTRATIONS A VOLUME CONSTANT

Un bilan des exportations ou des apports peut être tenté à l'aide du raisonnement isovolumentrique (MILLOT et BONIFAS, 1955). Ce raisonnement ne peut être retenu que si les volumes initiaux de la roche sont respectés. On a vu dans les descriptions que la structure de la roche mère est conservée dans la plus grande partie du puits, tout au moins jusqu'au niveau 300 cm. Cette structure est perturbée dans certaines plages des horizons d'argile bariolée (300 à 150 cm), elle disparaît dans les horizons de surface (150 à 0 cm). Dans les niveaux profonds et intermédiaires, les seules variations visibles sont faibles et ne concernent que les diaclases et les passages des racines et des termites. Le reste du matériel doit être considéré comme non perturbé et de volume constant.

Tableau XII

Concentrations à volume constant
des éléments majeurs du puits Kolel 3

Profondeur cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O*
0	0,67	0,57	0,09	0,05	0,92	1,49	1,82	0,11	0,63	40,0
50	0,59	0,73	0,14	0,07	0,91	0,92	1,39	0,06	0,43	51,8
100	0,56	0,76	0,13	0,07	0,82	0,77	1,28	0,05	0,27	52,4
150	0,50	0,71	0,12	0,10	0,74	0,54	0,94	0,05	0,23	48,8
200	0,50	0,68	0,11	0,07	0,72	0,54	0,94	0,04	0,23	46,5
250	0,56	0,72	0,16	0,05	0,47	0,31	0,56	0,03	0,33	46,6
300	0,48	0,61	0,15	0,05	0,38	0,38	0,56	0,04	0,57	39,2
350	0,53	0,72	0,16	0,06	0,38	1,31	0,56	0,03	0,77	44,5
400	0,58	0,53	0,20	0,05	0,58	0,31	0,83	0,03	0,23	39,4
450	0,53	0,55	0,22	0,06	0,53	0,38	0,61	0,04	0,50	35,8
500	0,49	0,63	0,19	0,07	0,40	0,23	0,67	0,02	0,37	41,9
550	0,49	0,64	0,20	0,06	0,36	0,15	0,56	0,03	0,20	42,3
600	0,49	0,67	0,16	0,04	0,35	0,15	0,67	0,01	0,20	42,6
650	0,36	0,55	0,10	0,04	0,36	0,31	0,44	0,01	0,23	33,7
700	0,36	0,55	0,10	0,05	0,45	0,23	0,50	0,03	0,13	35,9
750	0,38	0,53	0,15	0,06	0,40	0,23	0,44	0,02	0,17	33,5
850	0,42	0,49	0,21	0,09	0,39	0,31	0,44	0,07	0,17	32,2
900	0,49	0,57	0,18	0,23	0,32	0,15	0,56	0,23	0,57	29,4
950	0,51	0,64	0,18	0,20	0,26	0,23	0,56	0,22	0,97	32,8
1000	0,55	0,68	0,17	0,28	0,39	0,15	0,44	0,18	0,80	37,2
1050	0,52	0,54	0,24	0,28	0,45	0,38	0,83	0,26	0,23	27,0
1100	0,54	0,57	0,23	0,32	0,41	0,54	0,78	0,25	0,30	30,0
Roche mère	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,0
Moyenne	0,50	0,62	0,16	0,11	0,50	0,46	0,74	0,16	0,40	39,3
Moyenne 350 à 1100	0,48	0,59	0,18	0,13	0,40	0,34	0,59	0,09	0,39	36,9

Tableau XIII

Concentrations isotitane
des éléments majeurs du puits Kolel 3

Profondeur cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O*
0	0,36	0,31	0,05	0,02	0,50	0,81	1,00	0,06	0,34	21,7
50	0,43	0,53	0,10	0,05	0,67	0,66	1,00	0,04	0,32	38,0
100	0,44	0,59	0,10	0,06	0,64	0,62	1,00	0,04	0,20	40,8
150	0,53	0,74	0,13	0,10	0,78	0,58	1,00	0,05	0,25	51,3
200	0,53	0,71	0,12	0,08	0,75	0,56	1,00	0,05	0,24	48,8
250	1,01	1,29	0,29	0,10	0,84	0,54	1,00	0,05	0,57	83,3
300	0,87	1,10	0,27	0,09	0,68	0,73	1,00	0,07	1,01	71,0
350	1,00	1,37	0,31	0,11	0,71	2,46	1,00	0,05	1,47	83,9
400	0,70	0,65	0,24	0,06	0,70	0,39	1,00	0,04	0,28	47,7
450	0,90	0,95	0,37	0,10	0,91	0,59	1,00	0,07	0,86	61,1
500	0,74	0,95	0,29	0,11	0,60	0,35	1,00	0,04	0,55	63,2
550	0,85	1,11	0,35	0,10	0,63	0,27	1,00	0,05	0,37	73,8
600	0,74	1,02	0,25	0,06	0,54	0,23	1,00	0,01	0,32	65,2
650	0,81	1,22	0,22	0,09	0,79	0,66	1,00	0,03	0,49	75,2
700	0,75	1,14	0,20	0,10	0,94	0,44	1,00	0,05	0,25	74,9
750	0,82	1,15	0,33	0,13	0,86	0,46	1,00	0,04	0,37	72,5
850	0,96	1,11	0,48	0,20	0,88	0,73	1,00	0,15	0,41	73,3
900	0,85	0,98	0,30	0,39	0,55	0,31	1,00	0,39	0,98	50,6
950	0,92	1,14	0,32	0,37	0,47	0,34	1,00	0,41	1,74	59,0
1000	1,30	1,61	0,40	0,66	0,93	0,40	1,00	0,44	1,90	88,6
1050	0,63	0,67	0,30	0,35	0,56	0,48	1,00	0,32	0,27	33,5
1100	0,69	0,72	0,29	0,41	0,52	0,67	1,00	0,32	0,40	38,5
Roche mère	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,0
Moyenne	0,77	0,96	0,28	0,17	0,70	0,80	1,00	0,15	0,32	52,8
Moyenne 350 à 1100	0,84	1,05	0,31	0,22	0,71	0,59	1,00	0,16	0,71	64,1

Dans le rapport $\frac{x}{x_0} \cdot \frac{d}{d_0}$, x et x_0 sont les teneurs en oxydes d'un élément dans un niveau du profil et dans la roche mère, d et d_0 sont les densités apparentes correspondantes. Ce rapport exprime la concentration à volume constant. S'il est inférieur à 1 pour un élément, il y a départ de cet élément. Si le rapport est supérieur à 1, il y a apport de l'élément considéré. Les concentrations à volume constant ont été calculées pour l'ensemble du puits Kolel 3 (Tabl.XII). Dans les niveaux superficiels, le raisonnement à volume constant ne devrait pas s'appliquer. Les concentrations entre 300 cm et la surface ont cependant été calculées ; elles n'ont qu'un intérêt relatif.

A partir du tableau XII, les calculs montrent qu'il existe une exportation en valeur absolue de tous les éléments, excepté pour l'eau de constitution (H_2O^+). L'ordre de mobilité de tous les éléments exportés reste le même que dans le calcul des concentrations brutes ; les alcalins et les alcalino-terreux sont les éléments les plus exportés, le titane et l'aluminium sont les plus stables. Le classement moyen des éléments par les concentrations à volume constant est le suivant :

Al et Ti (0,59), Si (0,48), Fe (0,40), K (0,39), Mn (0,34), Mg (0,18), Ca (0,13), Na (0,09)

La valeur moyenne très faible des concentrations à volume constant confirme les observations au microscope qui indiquaient l'augmentation intense de la porosité au cours de l'altération. Le phénomène primordial sur lequel on doit insister est *la formation de vides par départ de matière*. Les éléments les plus stables quittent le profil dans une proportion de 40%, les alcalins et les alcalino-terreux dans une proportion de 90%.

4. LES CONCENTRATIONS A TITANE CONSTANT

Les différents calculs précédents ont montré que le titane et l'aluminium sont les éléments les plus stables. Si la certitude de la conservation des volumes n'est pas établie, on peut considérer que ces oxydes sont invariants (KÖSTER, 1961). Dans ce cas, les évolutions des éléments majeurs sont calculées par référence à un élément stable qui, pour le puits Kolel 3, sera le titane. Ceci permet de conduire le calcul jusque dans les horizons de surface.

Les concentrations isotitane sont calculées selon la formule $\frac{x}{x_0} \cdot \frac{x_0 Ti}{x Ti}$. Dans cette formule, x et $x Ti$ sont les teneurs en oxydes d'un élément majeur quelconque et du titane dans un niveau du profil, x_0 et $x_0 Ti$ sont les teneurs en oxydes des mêmes éléments dans la roche initiale.

Les résultats indiquent (Tabl.XIII), entre 350 et 1100 cm, une exportation des éléments, excepté Al. Cette exportation s'effectue dans un ordre strictement identique à celui que l'on obtient par les concentrations à volume constant (Tabl.XII). Les valeurs des coefficients sont plus élevées, mais le classement est le même dans les deux cas. Pour ces niveaux où le raisonnement à volume constant s'applique on voit donc que le raisonnement isotitane donne des informations légèrement surestimées. Les coefficients sont plus forts dès les premiers niveaux d'altération. Il est probable qu'une faible partie du titane se mobilise dans la zone de départ. Au contraire, dans le reste du profil, les écarts entre les coefficients isovolumétriques et isotitane restent constants. Le titane est donc remarquablement stable dans le reste du puits.

Pour l'ensemble du puits, jusqu'à la surface, le classement moyen des éléments est le suivant :

Al (0,96), Si (0,77), Fe (0,70), K (0,62), Mn (0,60), Mg (0,26), Ca (0,17), Na (0,13)

Les valeurs des concentrations isotitane sont comprises entre les valeurs des concentrations à volume constant et les valeurs des concentrations relatives. Le classement des mobilités est le même dans les trois cas.

5. CONCLUSIONS

Les bilans géochimiques relatifs ou absolus, calculés sur le puits Kolel 3, indiquent une perte des éléments majeurs très importante au cours de l'altération. En valeur absolue, d'après le raisonnement isovolumétrique, il n'y a aucun apport d'éléments extérieurs au profil, si ce n'est l'eau de constitution (H_2O^+). Il y a uniquement une exportation massive de matière qui n'est pas remplacée et qui laisse des vides concrétisés par la très forte porosité. On doit noter que les éléments les plus stables sont exportés du profil dans une proportion deux fois moindre que les alcalins et alcalino-terreux plus mobiles. Le potassium présente un comportement particulier qui en fait un élément assez peu mobile.

II - LA TOPOSÉQUENCE DE KOLEL

La toposéquence de Kolel, longue de 1,6 km (fig.14 et Pl.V), comprend six puits principaux situés sur le versant est de la montagne. La dénivellation totale entre la plaine et le sommet de la colline est de 100 m. Il existe une sous-colline de 30 m de hauteur de commandement, au tiers inférieur de la pente. Les profondeurs des puits sont représentées par une échelle double de celle utilisée pour la topographie.

Le versant de la toposéquence est recouvert de boulders de toutes tailles, qui forment un chaos rocheux grossier. Les blocs les plus importants se trouvent aux ruptures de pente. Un sol brun interstitiel se développe entre les boulders. On observe de nombreux gravillons ferrugineux au sommet et sur le versant de la colline. Ces gravillons font penser qu'il existait peut-être une cuirasse sur le massif de Kolel. Au pied de la colline, un faible recouvrement sableux s'étend face au vent dominant de Nord-Est et forme un voile éolien à la base des reliefs.

L'aspect général de la colline est celui d'un affleurement de roche saine. Mais après creusement, on s'aperçoit qu'il ne s'agit que d'un pavage de roche dure posé sur des altérations épaisses.

A - DESCRIPTION DES PUIITS

La description détaillée de chaque puits serait longue et fastidieuse. On ne donnera en l'occurrence que les caractères principaux des différents profils et les différences avec le puits Kolel 3 décrit précédemment.

Le puits Kolel 1, au bas de la toposéquence

- 0-50 cm - Horizon sableux.
- 50-200 cm - Sol brun subaride au milieu de boulders sans cortex. Il passe à la base à un sol à fentes de retrait de tendance verticale.
- 200-500 cm - Roche altérée, arène à structure conservée.
- 500-1100 cm - Roche altérée avec boules non altérées en place. Ces boules possèdent des écorces d'altération.
- 1100 cm - Roche diaclasée non altérée.

On doit noter dans ce profil, outre l'horizon sableux, la tendance du sol brun à devenir un vertisol. Cet horizon vertical se développe dans les niveaux avec boules, mais aussi en dessous, dans la roche à structure conservée. La roche est moins altérée que dans le puits Kolel 3. Elle comprend de nombreuses boules de roche saine entre 500 et 1100 cm.

Le puits Kolel 2

- 0-40 cm - Horizon humifère brun-rouge.
- 40-150 cm - Sol brun subaride au milieu des boulders. Nombreux nodules ferrugineux
- 150-300 cm - Roche altérée, blanchie, poudreuse.
- 300-800 cm - Roche altérée, diaclasée, grisâtre.
- 800-900 cm - Boules de roche saine en place avec cortex également en place.

Ce profil est semblable à celui du puits Kolel 3, mais il manque les horizons d'argiles bariolées entre le sol brun et la roche altérée poudreuse. La roche saine est atteinte au fond du puits.

Le puits Kolel 4, à mi-pente

- 0-20 cm - Horizon humifère et débris fins.
- 20-150 cm - Sol brun bien structuré, sans boules.
- 150-300 cm - Roche altérée, argileuse, légèrement rougie.
- 300-650 cm - Roche altérée, diaclasée.
- 650 cm - Roche saine à grain fin, débit prismatique.

Ce profil, sur gabbro noritique à grain fin, est celui où la roche saine se trouve le plus près de la surface topographique. Il ne contient pas les horizons de roche altérée poudreuse, ni les niveaux à argiles bariolées. Le grain de la roche ne se prête pas à la formation de boulders.

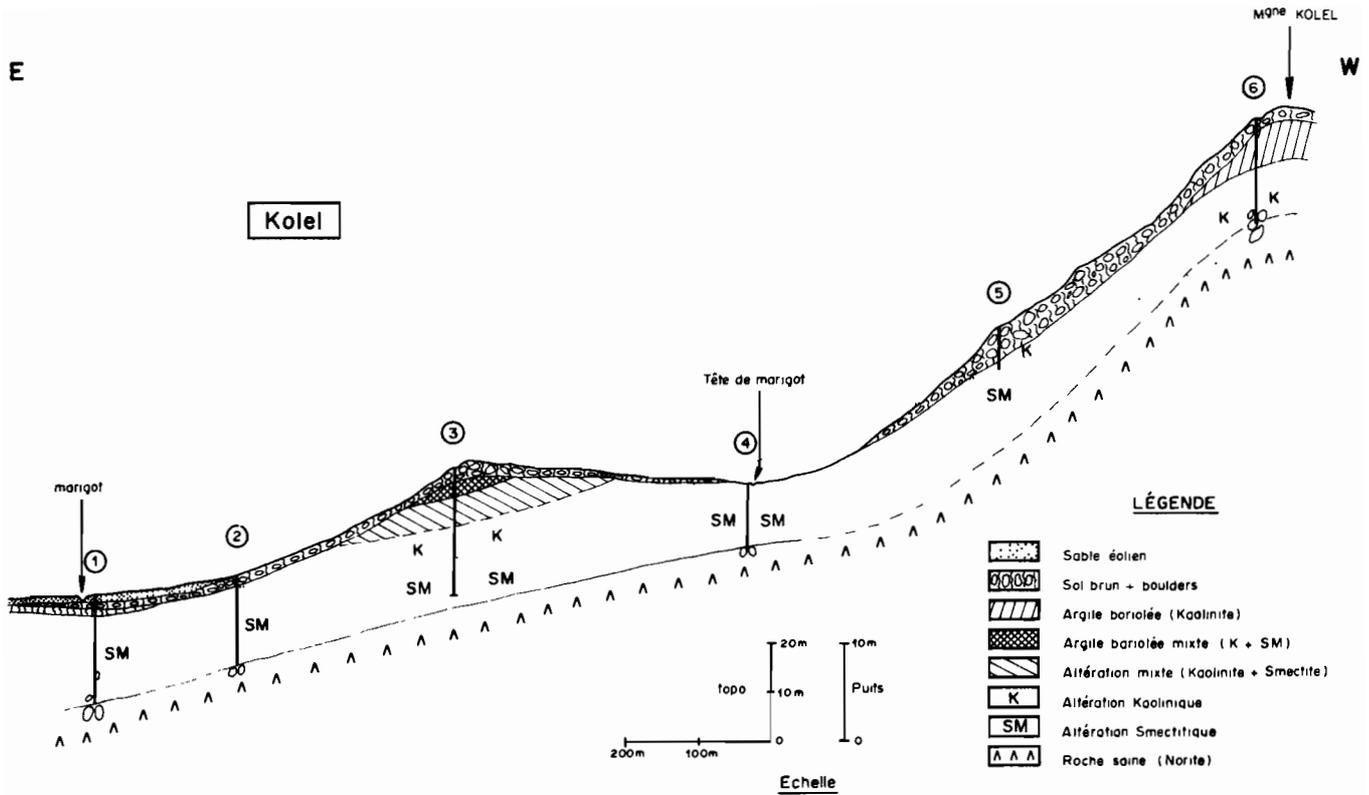


Fig.14 - La toposéquence de Kolel

Le puits Kolel 5

- 0-20 cm - Horizon à débris et gravillons.
- 20-200 cm - Sol brun rouge très structuré, autour d'un chaos de boulders sans cortex.
Nombreux nodules ferrugineux.
- 200-400 cm - Argile blanche autour de boulders sans cortex.
- 400 cm - Boules sans écorces ayant bloqué le creusement.

Ce profil, situé au tiers supérieur de la montagne, présente une accumulation de boules de grandes tailles. Il correspond aux ruptures de pente les plus accentuées, là où le chaos rocheux des horizons superficiels est le plus important.

Le puits Kolel 6, au sommet

- 0-20 cm - Horizon humifère et gravillons.
- 20-150 cm - Sol brun subaride à débit prismatique fin, passant en transition à la base aux argiles bariolées.
- 150-400 cm - Argiles bariolées avec nombreux nodules ferrugineux et manganésifères.
- 400-500 cm - Roche altérée poudreuse, blanchie.
- 500-900 cm - Roche altérée avec nombreuses boules en place et écorces d'altération.
- 900 cm - Boules et cortex en place.

Ce profil correspond à l'extension maximale, sur une épaisseur de 250 cm, des argiles bariolées de la toposéquence. Il passe ensuite à une roche altérée blanchie et rougie, autour de très nombreuses boules de roche dure avec des écorces d'altération en place. Le sol brun de surface ne présente pas de faces striées. Il a une structure polyédrique moyenne et un débit prismatique fin.

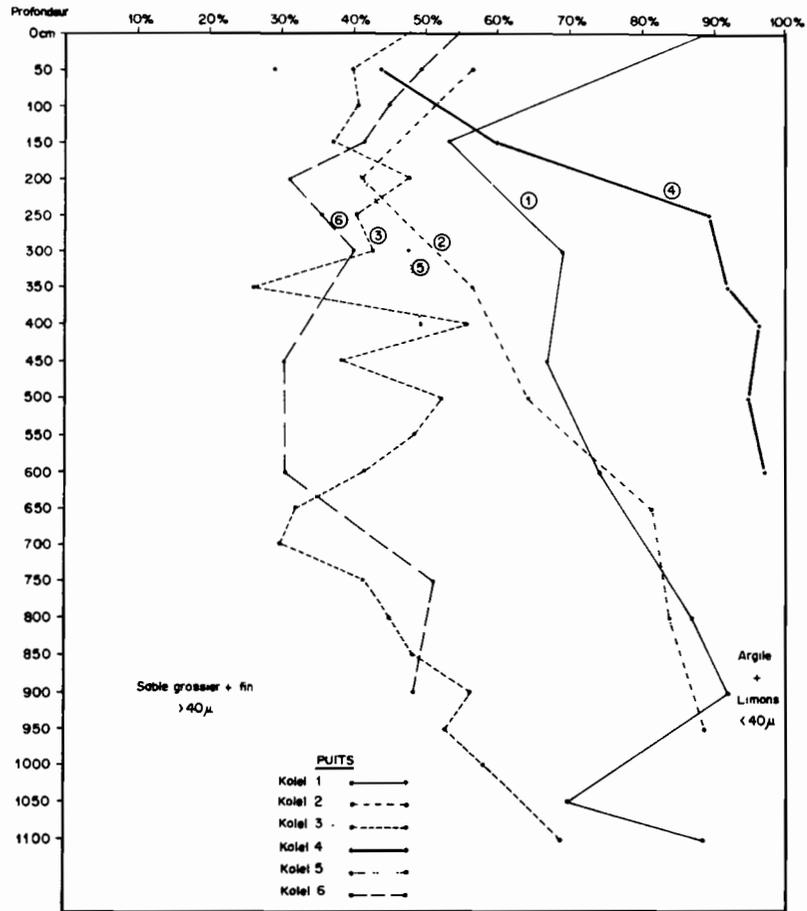


Fig.15 - Granulométrie de la toposéquence de Kolel

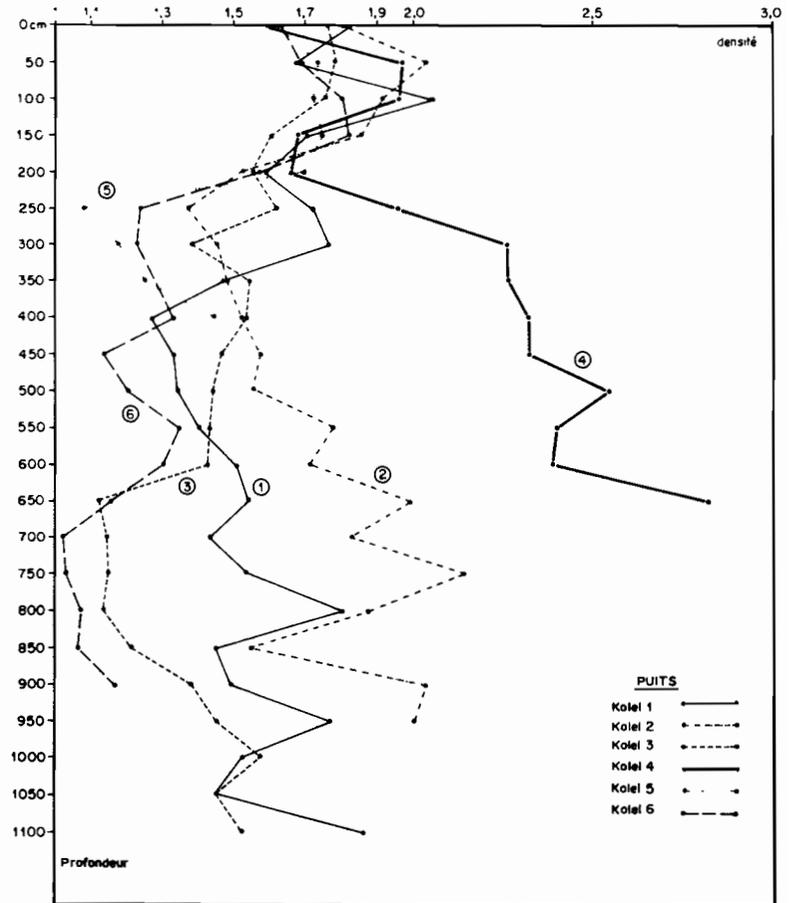


Fig.16 - Densité apparente de la toposéquence de Kolel

Les différents puits de la toposéquence présentent tout ou partie des niveaux d'altération décrits dans le profil Kolel 3. Les puits 1, 2 et 4 atteignent la roche dure et ne montrent pas d'horizons d'argile bariolée. Dans le puits 6, les argiles bariolées et la roche blanchie apparaissent, mais on n'observe pas les altérations grisâtres de la base des autres profils. Le puits Kolel 4, situé sur un gabbro noritique à grain fin, ne possède pas d'horizons superficiels à boulders. La protection du profil par le pavage de blocs non altérés ne peut s'exercer dans ce cas, ce qui explique la position topographique basse et la faible épaisseur des niveaux d'altération.

En conclusion, on peut distinguer trois grandes unités le long de la toposéquence.

- Les sols bruns subarides sont présents sur toute la toposéquence, associés ou non aux boules résiduelles de surface. Ils deviennent de plus en plus vertiques vers le bas de la pente.
- Les argiles bariolées existent sur les points hauts de la toposéquence. Elles sont associées à une altération de la roche en argile blanche poudreuse.
- Les altérations à structure conservée apparaissent dans les points bas du paysage. Elles contiennent ou non des boules de roche saine avec écorces d'altération en place.

D'après l'étude du puits Kolel 3, les altérations épaisses de type argile bariolée et argile blanche poudreuse sont à dominante kaolinique, les altérations ménagées proches du front d'altération sont smectitiques. L'examen de la figure 14 montre que le front d'altération actuel est discordant avec la base de l'ancienne altération kaolinique. Cette base de l'ancienne altération est représentée par la limite entre altération kaolinique et altération smectitique. Il y a changement de pente entre les deux limites, donc rectification de la topographie du bedrock entre les deux altérations. La couverture kaolinique ancienne possédait une limite plus pentée que celle de l'altération smectitique récente. Le changement d'altération correspond également à l'aplanissement de la moitié aval de la toposéquence, tandis que la moitié amont se trouve redressée.

B - MESURES PHYSICO-CHIMIQUES

1. LES MESURES GÉOPHYSIQUES

Les sondages électriques ont été effectués dans la plaine jusqu'au puits Kolel 4. Le versant trop abrupt ne permet pas des mesures correctes pour le reste de la colline. La topographie du front d'altération est dessinée en pointillé pour le tiers supérieur de la toposéquence (fig.14).

Les résistivités apparentes des terrains superficiels n'apportent que peu de renseignements, étant donné la composition hétérogène de ces niveaux et l'abondance des débris non altérés. Les résistivités apparentes des niveaux profonds correspondent par contre aux altérations smectitiques : 9 Ω .m pour Kolel 1, 12 Ω .m pour Kolel 3 et 30 Ω .m pour Kolel 4. La forte valeur obtenue pour Kolel 4 implique une altération faible qui contient encore des minéraux non altérés. En effet, les mesures électriques intègrent l'ensemble des constituants des altérites. La valeur obtenue pour Kolel 1 correspond au puits contenant le maximum de smectites ; c'est la valeur la plus faible.

2. LES MESURES GRANULOMÉTRIQUES

La granulométrie fournit des renseignements sur l'intensité de l'altération dans les différents puits. En choisissant la limite de 40 μ , on peut représenter la fraction grossière (sables fins et sables grossiers) par rapport à la fraction fine (argiles, limons fins et limons grossiers). Les altérations seront d'autant plus intenses que la fraction fine sera plus importante (fig.15).

Les échantillons des puits 3, 5 et 6 sont très altérés, les échantillons des puits 1 et 2 le sont beaucoup moins, les échantillons du puits 4 le sont très peu. Dans les horizons superficiels, les valeurs se regroupent autour de 50%, excepté pour le recouvrement sableux de Kolel 1. La restructuration pédologique correspond à une augmentation de la fraction fine pour les puits où l'intensité de l'altération est faible. Cela s'explique peut-être par une simple microdivision et pulvérisation des minéraux résiduels.

3. LES MESURES DE DENSITÉ APPARENTE

Les densités apparentes précisent et confirment les observations sur l'intensité des altérations. Les puits 6, 5 et 3, qui présentent une altération forte, ont des densités apparentes remarquablement faibles. Les puits 1 et 2, moins altérés, ont des densités qui décroissent progressivement de bas en haut. Le puits 4, peu altéré, conserve des densités fortes jusqu'aux niveaux superficiels (fig.16).

Les courbes mettent en évidence les variations brutales de densité d'un niveau à l'autre des altérations profondes (Kolel 1 et 2). Le tracé irrégulier en "dent de scie" montre que l'altération ne progresse pas d'une manière continue depuis le front d'altération jusqu'à la surface. Elle respecte des passées de roches non altérées ou des boules saines garnies de leurs écorces, au sein des profils. L'altération progresse à partir des diaclases et des fissures, d'une manière centripète. Elle peut isoler des blocs ou des bancs peu altérés qui seront une réserve de minéraux altérables. Ces blocs ou bancs sont identiques à la roche mère initiale et non des variations de faciès de cette roche. Ce sont des *réurrences inaltérées*, qui sont caractéristiques des altérations profondes de type smectitique.

Les niveaux superficiels présentent, entre 150 et 50 cm, un accroissement des densités apparentes pour tous les puits. Cette observation est retrouvée dans toutes les toposéquences. Elle a même un caractère beaucoup plus général (HARRISON, 1933). Les densités apparentes élevées correspondent à la présence de minéraux non altérés, plus abondants dans ces niveaux. La concentration de ces minéraux non altérés en subsurface, de même que la présence de boulders sans écorces dans les horizons de sol brun, posent le problème de l'origine et de la conservation de faciès peu altérés surmontant des altérations intenses.

Les boules et les débris rocheux qui forment le pavage de la colline de Kolel ne subissent plus d'altération. Les phénomènes d'hydrolyse ne peuvent se produire, car la quantité d'eau qui peut agir est insuffisante. Les blocs portés à l'affleurement ainsi que les roches situées dans les horizons où l'eau transite vite et où l'évapotranspiration est intense, ne peuvent s'altérer comme les horizons humectés. A la limite, une boule de surface est pratiquement inerte et n'évolue que très lentement. Il reste à expliquer l'origine de ces morceaux de roche et le mécanisme qui les concentre dans les niveaux superficiels. Cette question sera discutée dans les chapitres VIII et X.

4. LES MESURES D'HUMIDITÉ : L'EAU DE RÉTENTION H_2O^-

Les mesures d'humidité confirment les résultats obtenus avec les densités apparentes, surtout dans les altérations profondes. Lorsque les densités sont fortes dans les réurrences de roche dure, les humidités sont faibles. Lorsque les densités sont faibles dans la roche très altérée, les humidités sont fortes. On ne peut cependant mettre en évidence des différences significatives de l'humidité entre altération kaolinique et altération smectitique.

C - OBSERVATION AU MICROSCOPE

Les roches de départ ont sensiblement la même composition minéralogique, avec cependant une différence entre les norites à gros grains (Kolel 3) et les gabbros noritiques à grains moyens et fins (Kolel 4). La norite est composée de labrador (An 55) et d'hypersthène. Le gabbro noritique est composé d'andésine-labrador (An 48 à 50) et d'augite en petits grains arrondis.

Les transformations visibles dans tous les puits confirment les observations effectuées sur le profil Kolel 3. On peut regrouper les transformations des ortho- et des clinopyroxènes ainsi que celles des différents plagioclases selon des filiations simples. Ces filiations visibles en lames minces pétrographiques sont décrites ici. L'interprétation des phénomènes complexes qu'elles font intervenir sera traitée dans le chapitre VI.

1. TRANSFORMATION DES PYROXÈNES

a) Dans les niveaux profonds des altérations smectitiques, les hypersthènes et les augites évoluent selon plusieurs filiations qui sont souvent bien séparées. Elles peuvent s'observer parfois simultanément dans une même lame pétrographique. En général, les orthopyroxènes se transforment plus rapidement que les clinopyroxènes.

- Les pyroxènes peuvent se transformer en amphiboles diverses, hornblende verte et trémolite, et en talc. C'est le cas le plus fréquent (Pl.I, 1-4). La transformation se développe selon les fissures et le pourtour des cristaux ainsi que par les clivages. Elle respecte la forme et la dimension du cristal initial. Il s'agit donc d'une véritable *pseudomorphose*. L'hypersthène est le premier atteint grâce au clivage fin (010). L'augite peut présenter le même phénomène (Kolel 1 et 4). L'amphibole ainsi formée évolue ensuite vers la smectite dans les niveaux plus altérés (Pl.II, 1-3).
- Les pyroxènes peuvent se transformer directement en chlorite (Pl.II, 4, 5). Celle-ci s'installe de préférence en bordure des cristaux et envahit les fissures les plus importantes. Ces chlorites flexueuses présentent un pléochroïsme anormal brun-jaune à jaune clair. Elles soulignent les limites des anciens pyroxènes en formant des exsudations vers l'extérieur des cristaux. La chlorite évolue très rapidement vers la smectite lorsque l'altération progresse.
- Les pyroxènes peuvent s'altérer directement en smectite. Celle-ci se développe suivant les fractures et autour des pyroxènes en cristallisation fibro-radiée. Une auréole jaune-rouge se développe autour du cristal. La cristallisation des smectites s'effectue en relation avec les canaux de circulation, dans les fissures, et non pas directement au contact du pyroxène comme dans les cas précédents (Pl.II,6).

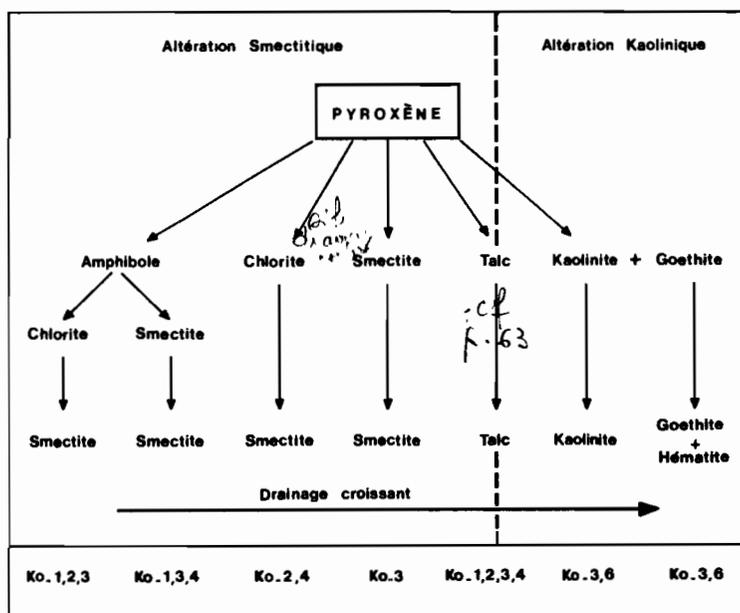
Le stade final d'évolution est la *smectite*. Les amphiboles et les chlorites ne sont donc que des intermédiaires plus ou moins fugaces. Elles sont représentées à des niveaux différents selon la position du puits dans le paysage, la qualité de la fracturation et du drainage, et la variation du grain de la roche. Il n'est pas rare d'avoir, dans un même niveau et pour une même lame pétrographique, une filiation chloriteuse du pyroxène près d'une diaclase et une filiation amphibolique dans la roche non diaclasée.

b) Dans les niveaux profonds des altérations kaoliniques, les pyroxènes évoluent selon une seule et unique filiation. Une altération rouge orangé progresse à partir des bordures, des fractures et des clivages des pyroxènes. Dans le cas de l'hypersthène, le clivage fin (010) devient très apparent. Toutes les fissures se remplissent de goéthite et d'hydroxydes de fer mal cristallisés. Cette trame entoure des morceaux du cristal initial, qui disparaissent rapidement. Au stade final, le réseau ferruginisé se compose de *goéthite* jaune et d'*hématite* rouge en maille bien dessinée entourant des vides. Certains vides et le pourtour du cristal peuvent se remplir d'une masse floconneuse cryptocristalline qui est formée de *kaolinite*. Cette transformation des pyroxènes en goéthite réticulée est caractéristique de l'altération ferrallitique avec un fort drainage interne (DELVIGNE, 1965). On l'observe dans les puits 3 et 6 qui sont les points hauts de la toposéquence (Pl.I, 5 et 6).

Les évolutions des pyroxènes observées au microscope sont schématisées dans le tableau XIV.

Tableau XIV

Schéma d'évolution des pyroxènes dans les puits 1 à 6 de Kolel



En conclusion, l'évolution des pyroxènes est liée au drainage interne de la roche. La transformation en amphibole est observée chaque fois que la roche est sans fissures visibles, cela aussi bien au front d'altération que dans les boules réparties au sein des puits. Si les diaclases existent on observe de la chlorite ou plus rarement de la smectite.

2. TRANSFORMATION DES PLAGIOCLASES

Dans les niveaux profonds des altérations smectitiques, la transformation la plus visible est la *saussuritis*. Au coeur des labradors, des amas de petits grains d'épidote prennent naissance. Ils sont souvent accompagnés de calcédoine et de calcite. Ces néoformations résistent très bien à l'altération, excepté la calcite. Elles se maintiennent jusqu'aux horizons de sol brun. Les amas d'épidote sont abondants au contact de deux plagioclases. Dans quelques cas plus rares on peut observer des diaclases remplies de cristaux d'épidote et de quartz. Une seconde transformation, moins apparente mais peut-être plus abondante, peut s'observer dans les niveaux profonds smectitiques. Les plagioclases subissent une fracturation intense et une microdivision des cristaux. Il se forme de grandes plages d'agrégats cryptocristallins. Des débris du cristal initial peuvent subsister en gardant leurs orientations optiques, alors que le plasma alentour est totalement désorienté. C'est l'*altéroplasmat* décrite par BOULET (1974). Des fissures souvent flexueuses sont remplies de *smectites* incolores. Elles s'organisent en empilement de cristallites qui envahissent et remplacent le plagioclase.

Dans les altérations kaoliniques, les plagioclases disparaissent très rapidement. Ils sont remplacés par une masse cryptocristalline sans orientation préférentielle. On distingue des plages de *kaolinite* empilée "en accordéon" au coeur du plasma. Les cristaux de quartz à habitus spongieux, qui existaient dans les altérations smectitiques, n'apparaissent plus. Le fantôme du plagioclase est bien conservé, sans fracture apparente, remplacé par un plasma argileux homogène. Il s'agit là aussi d'une altéroplasmat avec conservation des volumes.

3. TRANSFORMATION DANS LES SOLS BRUNS

Les transformations pédologiques correspondent à un bouleversement de la structure initiale de la roche, mais sans apport visible de matériaux. Le phénomène principal est une restructuration et une division des constituants minéralogiques. Une porosité fine se développe, liée aux activités biologiques et aux mouvements d'humectation-dessiccation. Le squelette est composé de débris d'amphiboles et de plagioclases et de nombreux grains de quartz dont beaucoup sont éoliens. L'assemblage est porphyroscellulaire et le plasma est omnisépie. Les cutanes sont abondants.

Un autre phénomène important des niveaux pédologiques brun-rouge est la présence de nodules souvent bien individualisés. Ces nodules apparaissent déjà dans la partie supérieure des altérations à structure conservée. Dans les plages à structure conservée des argiles bariolées, LEPRUN (1972) observe l'individualisation des nodules ferrifères. Les nodules ne sont donc pas liés à la restructuration pédologique, mais la nodulation se retrouve dans les sols. Les cutanes argilo-ferrifères qui tapissent les parois des vides et entourent les grains du squelette sont en revanche limités à la formation des horizons de sol brun.

Les variations des épaisseurs du sol brun sont faibles le long de la toposéquence. Il y a une augmentation des tendances verticales vers le bas de la pente, mais sans arriver aux vertisols. Les vertisols lithomorphes n'existent que dans les bas-fonds (LEPRUN, 1977). Les cristallisations de calcite existent dans tous les puits, y compris Kolel 6 qui est entièrement kaolinique. En fait, il ne s'agit pas de véritables nodules calcaires de type vertisol, mais de petits amas finement cristallisés sous forme de "*pseudo-mycélium*", liés aux activités biologiques du sol brun.

4. APPORTS ÉOLIENS

Les horizons sableux qui recouvrent le puits Kolel 1 présentent des caractères éoliens prépondérants. Le squelette est composé de grains de quartz arrondis, de grains de plagioclases et de microclines, de débris de pyroxènes altérés et ferruginisés, de grains d'épidote et de quelques nodules de fer. L'assemblage est granulaire, parfois intertextique. Le plasma est squelsépie et les cutanes s'organisent autour des grains du squelette.

D - MINÉRALOGIE DE LA TOPOSÉQUENCE

Les minéraux des fractions argiles et limons, étudiés par diffractométrie des rayons X, sont les mêmes que ceux déterminés dans le puits Kolel 3. Mais les proportions varient. Les puits 1, 2 et 4 contiennent presque exclusivement des smectites. Les puits 3 et 5 contiennent un mélange variable de smectites et de kaolinites. Le puits 6 contient uniquement de la kaolinite. Les horizons superficiels sont toujours enrichis en kaolinite par rapport aux niveaux sous-jacents.

La composition minéralogique de la toposéquence est estimée à partir de l'évaluation semi-quantitative des pics (Tabl.XV). Le talc est présent dans tous les profils ; il est plus abondant dans le puits Kolel 1. Les amphiboles et les pyroxènes résiduels se retrouvent surtout dans les fractions limons, à la base des puits et dans les sols bruns. Ils sont plus abondants dans tout le puits Kolel 4.

Tableau XV

*Composition minéralogique de la toposéquence de Kolel
(fractions argiles et limons)*

		KO-1	KO-2	KO-3	KO-4	KO-5	KO-6
Minéraux dominants	Kaolinite %	0 à 40	0 à 50	10 à 70	0 à 20	40 à 80	100
	Smectite %	100 à 60	100 à 50	90 à 30	100 à 80	60 à 20	0
Minéraux accessoires (<5%)	Talc	+++	++	++	+	++	+
	Quartz	+	+	+			
	(14 _C -14 _M)	+	++	+	+++		
	Amphiboles + Feldspaths	++	++	++	+++	+	+

+++ : abondant ; ++ : moyen ; + : rare

1. LE QUARTZ

Dans les roches saines, le quartz est rare ou inexistant. Les résultats des dosages quantitatifs par la méthode WEBER et LARQUÉ (1973), sur ces roches mères, sont donnés dans le tableau XVI. Les résultats exprimés en pourcentages de la roche totale indiquent que la norite ou le gabbro noritique ne contient pas ou très peu de quartz. Ces résultats sont conformes aux observations sur lames pétrographiques, qui montrent que le quartz est un minéral accessoire très rare.

Les dosages quantitatifs sur la fraction totale de tous les niveaux du puits Kolel 3 prouvent que le quartz apparaît et devient relativement abondant dans certains horizons (Tabl.XVII). Il aug-

Tableau XVI

*Dosage du quartz dans les roches mères de Kolel
(en pourcentages de la roche totale)*

	Quartz	Plagioclase
KO-1 roche mère	0	73
KO-1 boulder	1	62
KO-1 écorce	2	29
KO-2 roche mère	3	55
KO-3 roche mère	0	80
KO-4 roche mère (650 cm)	0	63

mente régulièrement dans les altérations profondes smectitiques pour atteindre 9% dans le niveau 850 cm. Il oscille autour de 3% dans les altérations à dominante kaolinique, entre 800 et 650 cm. Il atteint 9 à 10% dans les argiles smectitiques intermédiaires, entre 650 et 450 cm, et dans les anciennes argiles bariolées, entre 400 et 150 cm. Dans les horizons superficiels, la teneur croît brutalement pour atteindre 30% en surface. Il s'agit ici d'une pollution par des grains de quartz éoliens.

Dans les niveaux internes du puits, un apport est improbable. Les altérations sont en place et le volume initial de la roche est conservé. De même, une variation lithologique de la roche ne peut expliquer l'augmentation régulière des teneurs entre 1100 et 850 cm, ni les faibles pourcentages présents dans les argiles kaoliniques. L'explication la plus vraisemblable est la néogénèse du quartz au cours de l'altération du type smectitique. D'après les observations au microscope, cette néogénèse pourrait se faire dans les plagioclases.

Pour confirmer cette hypothèse, on a séparé deux fractions de densités différentes dans quelques niveaux des puits Kolel 2 et 4, après extraction de la fraction argileuse ($< 2 \mu$). Dans la fraction supérieure à 2μ , on extrait une fraction légère composée principalement de feldspaths et une fraction lourde composée de pyroxènes et d'amphiboles. Cette extraction s'effectue à l'aide d'une liqueur de densité 2,77 et après centrifugation (BLANCO-SANCHEZ, 1978). Le quartz est dosé dans la fraction argileuse, dans la fraction légère de densité inférieure à 2,77 (Tabl.XVII) et dans la fraction lourde de densité supérieure à 2,77. Les résultats sont les suivants.

- La fraction argileuse des puits Kolel 2 et 4 ne contient pas de quartz, ou très peu, sur toute la hauteur des profils.
- La fraction de densité supérieure à 2,77 ne contient pas de quartz.
- Dans la fraction légère feldspathique du puits Kolel 2, le pourcentage de quartz augmente de 3% à 10% entre la roche mère et le niveau 200 cm. Il atteint 45% avec la pollution éolienne.
- Dans la fraction légère feldspathique du puits Kolel 4, le pourcentage de quartz passe de 0% dans la roche mère à 19% dans l'horizon 250 cm.
- Les pourcentages de feldspaths décroissent de bas en haut des deux puits, pendant que le quartz augmente.

Dans le puits Kolel 6 dont l'altération est uniquement kaolinique, les dosages indiquent des quantités de quartz très faibles. Le pourcentage de quartz est de 2 à 3% entre 900 et 250 cm, il augmente légèrement dans les argiles bariolées, entre 250 et 150 cm, et brutalement dans le sol brun. Les plagioclases sont rares dans tout le profil (Tabl.XVII).

L'examen, au microscope électronique à balayage (CAMECA MEB/07), des fractions de densité inférieure à 2,77 de la taille des limons n'a pas permis d'observer ces néogénèses de quartz. L'habitus très spongieux des minéraux observés ne permet pas de localiser les quartz sur les feldspaths en grains (Pl.III, 1-4). L'examen au microscope à balayage, couplé avec un spectromètre à rayons X, des sections de plagioclases altérés n'a pas permis non plus de distinguer les néogénèses de quartz sur les cartes de répartition de la silice (Pl.III, 5, 6).

Tableau XVII

Dosage du quartz et des plagioclases dans les puits de Kolel

Profondeur cm	Kolel 3		Kolel 2 d < 2,77		Kolel 2 argile		Kolel 4 d < 2,77		Kolel 4 argile		Kolel 6	
	Q	P	Q	P	Q	P	Q	P	Q	P	Q	P
0	31	8									27	4
50	11	8	45	7	1	6					10	5
100	7	8										
150	8	9					8	11	1	5	6	5
200	6	8	10	12	1	5						
250	8	9					19	31	2	4	6	4
300	14	10										
350	8	10									2	6
400	9	10	5	14	1	4						
450	7	13					4	73	0	20	2	5
500	6	14										
550	9	11					6	64	2	18	3	6
600	7	10	5	16	1	1	8	45	3	13		
650	8	13					0	90	0	37		
700	5	12									2	5
750	3	11										
800	2	12	6	28	1	3						
850	9	13									3	7
900	6	24									2	5
950	4	25										
1000	2	30										
1050	1	38										
1100	4	27										
Roche mère	0	80	3	55			0	90				

Q = quartz % ; P = plagioclase % ; d < 2,77 de la fraction > 2 μ ; argile = fraction < 2 μ

En conclusion, des néogenèses de quartz se produisent dans les altérations smectitiques d'une norite qui ne contient pas de quartz au départ. L'altération kaolinique de cette même roche ne donne pas lieu à ces néogenèses. L'évacuation de la silice issue de l'hydrolyse des silicates est probablement trop intense dans ce cas pour que le quartz puisse se former. Les néoformations de quartz se produisent dans les fractions granulométriques supérieures à 2 μ . Ces néoformations se trouvent dans les fractions composées de plagioclases et non dans les fractions composées de pyroxènes et d'amphiboles. Ces quartz de néogenèse n'ont pas pu être observés au microscope à balayage dans les plagioclases altérés. Les pourcentages de quartz augmentent de la base au sommet des profils, pendant que les pourcentages de plagioclases diminuent. Dans les horizons de sol brun il existe une pollution éolienne très importante.

2. LES SMECTITES

Les smectites présentent les mêmes caractères dans toute la toposéquence. Elles sont généralement plus abondantes dans la fraction inférieure à 2μ que dans la fraction limons. Sur 102 diagrammes où la smectite est présente, le pic (001) est compris entre 14,5 et 15,2 Å pour les diagrammes normaux d'agrégats orientés. Il se déplace entre 17,5 et 18,5 Å après saturation au glycérol. Il s'écrase entre 9,6 et 10,0 Å après chauffage à 550°C.

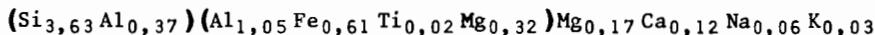
Les diagrammes de poudres désorientées, réalisés sur les niveaux où la smectite est prédominante, montrent que la raie (060) se situe à 1,50 Å selon un pic ou une bande de diffraction (MAC EWAN, 1949). Malgré la difficulté d'utilisation du pic (060) dans le cas des phyllites à structure turbostratique (PÉDRO, 1965 ; TRAUTH, 1974 ; ROBERT, 1975), on peut conclure que la smectite de la toposéquence de Kolel est *dioctaédrique*.

Une saturation de cette smectite au chlorure de lithium (GREENE-KELLY, 1953, 1955, 1957 ; GLAESER et MERING, 1967, 1971 ; SCHULTZ, 1969) permet d'affirmer qu'il s'agit d'une *beidellite* et non pas d'une montmorillonite. Le test au LiCl utilisant l'effet HOFMANN-KLEMEN (1950) peut présenter quelques difficultés d'application (BYSTROM BRUSEWITZ, 1975). Il est indispensable de tester un échantillon de montmorillonite de référence en même temps que les smectites à déterminer. Après saturation au lithium et chauffage à 300°C, la montmorillonite perd son aptitude au gonflement à l'éthylène glycol alors que les beidellites conservent cette faculté et redonnent un pic à 17 Å.

A titre d'exemple on a calculé la formule d'une beidellite (Kolel 2 - 650 cm) qui a la composition suivante (en % d'oxydes) :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
54,1	18,0	4,86	1,7	12,2	0,059	0,36	0,43	0,45

La formule de la demi-maille a été calculée selon la méthode de HARVEY (1943) et de MILLOT (1949). Une difficulté provient de la ventilation du magnésium entre octaèdre et couche interfoliaire. On peut contrôler la quantité de Mg présent dans les couches interfoliaires à l'aide des analyses pédo-logiques de bases échangeables. Pour six smectites de la toposéquence de Kolel il faut admettre que les teneurs en Mg⁺⁺ échangeable, mesurées sur 100 g de terre totale, correspondent à la fois aux argiles et aux limons et non pas uniquement aux fractions inférieures à 2μ . Dans ces conditions, les calculs ont montré que les octaèdres ont une occupation en magnésium voisine de deux (environ 2,06). Ces calculs montrent une légère hyperoctaédrie, alors que les smectites types sont généralement hypooctaédriques. Cependant, le magnésium entre dans l'octaèdre d'une manière importante. Si on considère une occupation de l'octaèdre strictement égale à deux, la formule de la demi-maille est la suivante :



Cette formule de la demi-maille n'est qu'approchée en raison de la présence d'impuretés entrant dans l'analyse chimique globale et en raison de la méthode de ventilation des ions entre tétraèdres, octaèdres et espaces interfoliaires.

Les variations de Fe₂O₃ en fonction du rapport moléculaire MgO/Fe₂O₃ (PAQUET, 1970) permettent de différencier trois domaines parmi les smectites ferrifères. Le nombre d'ions de Fe³⁺ présents par demi-maille dans l'octaèdre est alors pour les différents domaines :

- de 0,3 à 0,5 pour les beidellites Wyoming - beidellites ferrifères,
- de 0,5 à 1 pour les beidellites ferrifères - nontronites,
- supérieur à 1 pour les nontronites.

Pour les beidellites du niveau KO-2 (650 cm), le nombre d'ions de Fe³⁺ dans la formule de la demi-maille calculée est égal à 0,6. Cette valeur place la smectite dans les *beidellites ferrifères*.

3. LES INTERSTRATIFIÉS CHLORITE - SMECTITE (14C-14M)

a) Répartition des interstratifiés

Des interstratifiés apparaissent à certains niveaux des puits, souvent à la base, mais parfois dans les horizons intermédiaires ou superficiels. On trouve un pic à 14 Å sur les diagrammes de rayons X fournis par l'échantillon orienté. Ce pic se déplace entre 16 et 18 Å sous l'action des polyalcools. Il s'écrase à 12 Å après chauffage à 550°C. C'est un comportement d'interstratifié chlorite-smectite. Cet interstratifié est toujours mélangé à la beidellite décrite précédemment. Il est plus rarement accompagné de chlorite vraie dont le pic à 14 Å est stable au cours des traitements.

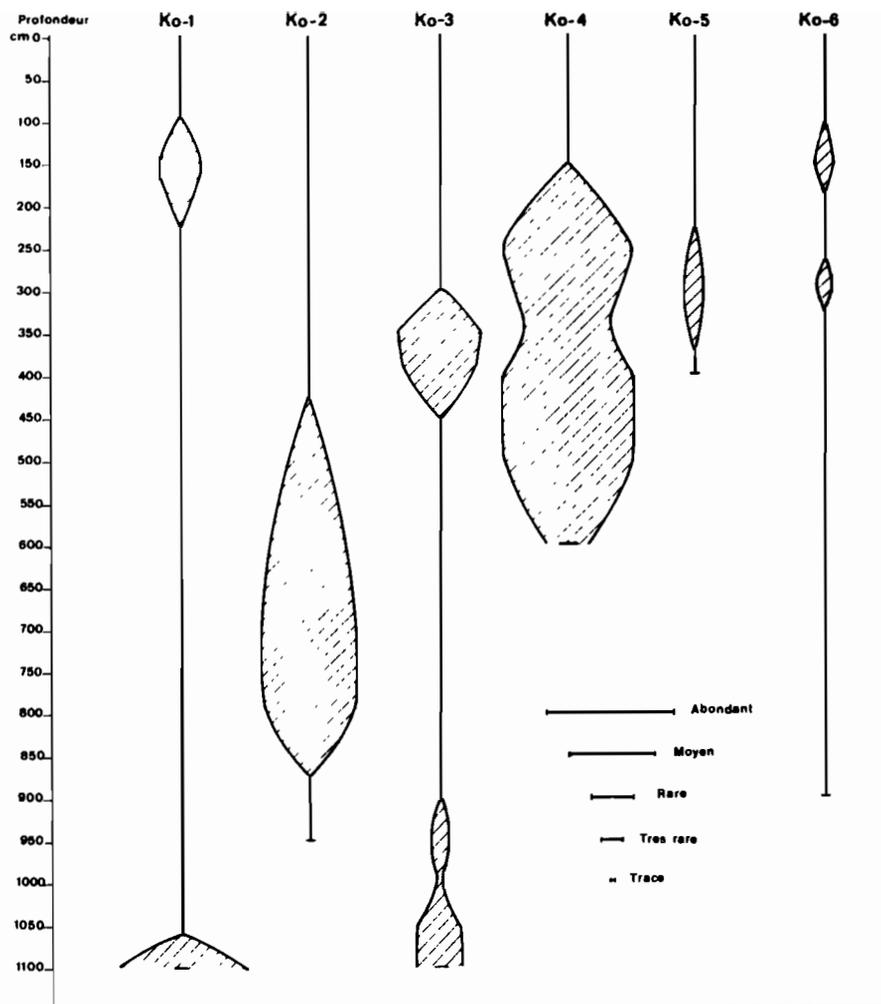


Fig.17 - Répartition des interstratifiés dans la toposéquence de Kolel

La répartition des interstratifiés dans la toposéquence de Kolel (fig.17) montre que ceux-ci sont rares ou inexistantes dans les puits à altération kaolinique (Kolel 3, 5 et 6). Ils sont plus abondants dans les puits à altération smectitique (Kolel 2 et 4). La présence de ces interstratifiés, soit à la base des profils, soit dans les niveaux superficiels, est liée à l'abondance des minéraux résiduels, des amphiboles et des chlorites. Cela a déjà été observé dans le puits Kolel 3. Il s'agit donc d'étapes intermédiaires et fugaces qui apparaissent dans les altérations peu accentuées où demeurent de nombreux silicates inaltérés. Ces interstratifiés se trouvent en majorité dans la fraction limons de 2 à 40 μ .

b) Caractérisation des interstratifiés

Une étude détaillée de ces interstratifiés apporte des précisions sur leur nature et leur comportement. La raie (060) consiste en deux pics ou bandes bien distincts à 1,53 Å et à 1,50 Å. On a donc la présence d'une *smectite dioctaédrique* et d'une *chlorite trioctaédrique*. L'empilement régulier de feuillets dioctaédriques et trioctaédriques ne peut exister (ROSS et HENDRICKS, 1945 ; PÉDRO, 1965 ; ESTÉOULE, 1967). Il s'agit plutôt de deux minéraux différents dont les proportions de l'un par rapport à l'autre varient selon les échantillons.

En revanche, les diagrammes orientés indiquent la présence d'une première réflexion dans les petits angles (fig.18). Les pics de 28 à 30 Å, sur les diagrammes de l'échantillon orienté, et les

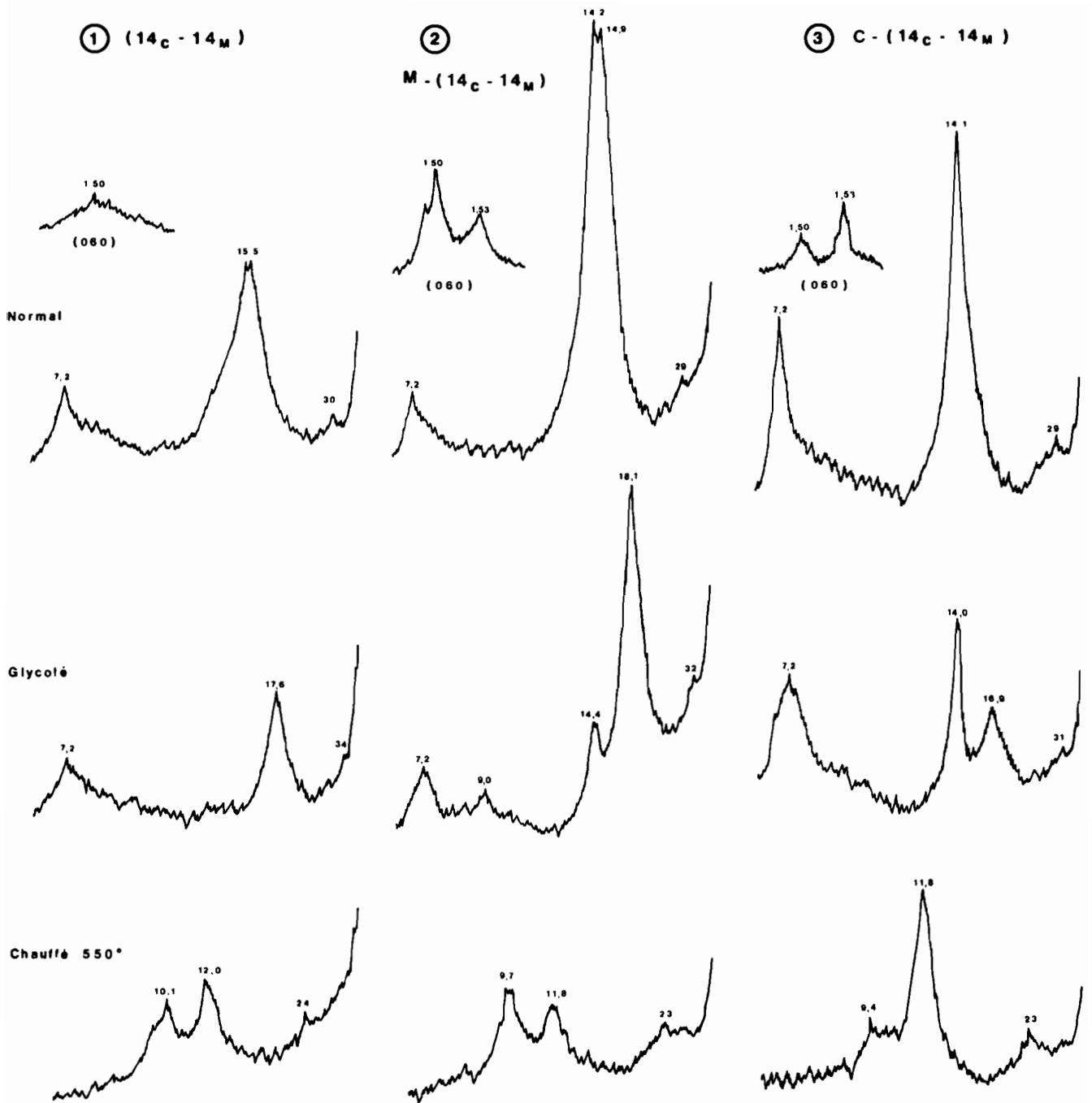


Fig.18 - Diagrammes d'interstratifiés (14_C-14_M)
 ① KO-4 (400 cm) ; ② KO-4 (250 cm) ; ③ KO-1 (1100 cm)

pics de 31 à 32 Å, sur les diagrammes de l'échantillon glycérolé, sont très souvent absents ou douteux. Les pics de 22 à 24 Å après chauffage sont toujours présents bien que souvent mal marqués sous forme de bombements aplanis. Il est à noter que les réflexions formant une séquence régulière telle que 24-12-8-6 Å n'ont jamais été observées dans les diagrammes de l'échantillon chauffé. Seules les toutes premières réflexions sont présentes. Ce phénomène est l'indice d'une interstratification irrégulière (WHITTIG, 1965 ; ROBERT, 1975).

Dans la toposéquence de Kolel, la majorité des diagrammes rend compte d'un mélange en toutes proportions de cet interstratifié irrégulier et d'une smectite (fig.18). D'après la nomenclature de LUCAS (1962), l'interstratifié est noté (14C-14M). Les échantillons représentés dans la figure 18 sont notés de la manière suivante :

- (14C-14M) pour le niveau KO-4 (400 cm),
- C-(14C-14M) pour le niveau KO-1 (1100 cm),
- M-(14C-14M) pour le niveau KO-4 (250 cm).

c) Traitement des interstratifiés

La faible quantité d'interstratifiés dans les mélanges et la mauvaise qualité des diagrammes qui en découlent amènent souvent à douter des déterminations en (14C-14M). D'autre part, la vermiculite ou des minéraux hydroxy-alumineux intergrades sont fréquemment décrits dans les altérations des roches basiques (PROUST, 1976 ; ILDEFONSE, 1978). Il est indispensable de vérifier si de tels minéraux existent également dans les puits de la toposéquence de Kolel. Deux séries d'expériences ont été effectuées sur quelques niveaux choisis, la première en saturant les fractions argiles et limons au chlorure de potassium, la seconde en effectuant une extraction préliminaire au citrate de sodium (TAMURA, 1957).

La saturation au chlorure de potassium de six échantillons contenant des interstratifiés a donné les résultats suivants :

- KCl \longrightarrow pic à 12 Å,
- KCl + chauffage 110° \longrightarrow pic entre 10 et 11 Å,
- KCl + éthylène glycol \longrightarrow pic entre 15 et 16 Å.

Les deux premières réactions indiquent une variation du pic (001) qui correspond à une smectite ou à une vermiculite et non aux intergrades. La troisième réaction correspond au comportement d'une smectite et non à celui d'une vermiculite qui ne gonfle pas à l'éthylène-glycol si elle est saturée en potassium.

Le traitement au citrate de sodium, sur un lot de six échantillons différents des précédents, a donné les résultats suivants :

- citrate + MgCl₂ \longrightarrow pic à 15 Å,
- citrate + MgCl₂ + éthylène glycol \longrightarrow un pic à 15 Å et un pic à 17 Å,
- citrate + MgCl₂ + chauffage 550° \longrightarrow un pic à 10 Å et un pic à 12 Å.

Les diagrammes sont tout à fait comparables à ceux que l'on obtient, avant traitement au citrate, sur l'échantillon saturé au magnésium. La seule différence obtenue est la séparation très nette, après traitement à l'éthylène glycol, entre un pic qui demeure à 15 Å et un pic qui se déplace à 17 Å. Il n'y a pas de différence pour les diagrammes normaux et chauffés à 550°C. On peut donc affirmer qu'il n'y a pas eu extraction d'hydroxydes interfoliaires alumineux ou ferrifères. Les pics (001) sont les mêmes qu'avant traitement. L'amélioration du diagramme et le comportement avec l'éthylène glycol permettent de différencier une smectite et une chlorite altérée (STEPHEN et MAC EWAN, 1951 ; PETERSON, 1961 ; JOHNSON, 1964).

d) Conclusion

L'examen superficiel des diagrammes fait souvent penser à la présence d'un interstratifié voisin de la corrensite (LIPPMANN, 1956) ou à la présence d'un intergrade (JACKSON, 1962). On voit que la juxtaposition de chlorites altérées et de smectites peut donner les mêmes diagrammes et expliquer l'absence de réflexions autres que (001) et (002). L'hypothèse la plus vraisemblable est que les couches brucitiques des chlorites sont désorganisées et ne remplissent qu'incomplètement les espaces interfoliaires (BRINDLEY, 1961). La destruction complète des couches Mg₃(OH)₆ permet la transformation en smectites. Il est à noter que lorsqu'une chlorite vraie existe sur les diagrammes, caractérisée par un pic à 14 Å stable, les pics d'ordre pair disparaissent au chauffage.

Dans ce travail, j'ai appelé interstratifié (14C-14M) une smectite contenant des feuillets de chlorite dégradée en interstratification irrégulière, dès lors qu'il demeure un pic à 12 Å après chauffage. La quantité de feuillets de chlorite est toujours très faible par rapport à la quantité de feuillets de smectite.

4. LES PLAGIOCLASES

Les plagioclases présents dans les puits de la toposéquence sont des labradors dont la teneur en anorthite varie de 50 à 55%. L'altération de ces plagioclases conduit, soit à la kaolinite dans les puits 3, 5 et 6, soit à la smectite dans les puits 1, 2 et 4. Dans les niveaux profonds des puits smectitiques, et seulement dans ces niveaux, il y a apparition d'épidote en petits grains au sein des plagioclases. Cette épidote est accompagnée de quartz, de calcédoine et parfois de calcite. Ces minéraux sont toujours en faible proportion dans le labrador.

L'examen de seize échantillons de labrador au microscope à balayage couplé avec un spectromètre à rayons X et un analyseur multicanal (TRACOR), a permis de suivre l'évolution du calcium et du sodium à divers stades d'altération repérés sur lames pétrographiques. Les résultats indiquent qu'il existe une excellente corrélation entre les deux éléments. Lorsque la raie du calcium diminue, la raie du sodium diminue également (fig.19). Le rapport Ca/Na, qui varie entre 15 et 25 dans les plagioclases peu altérés, est voisin de 30 dans les échantillons très altérés. Le sodium s'élimine donc

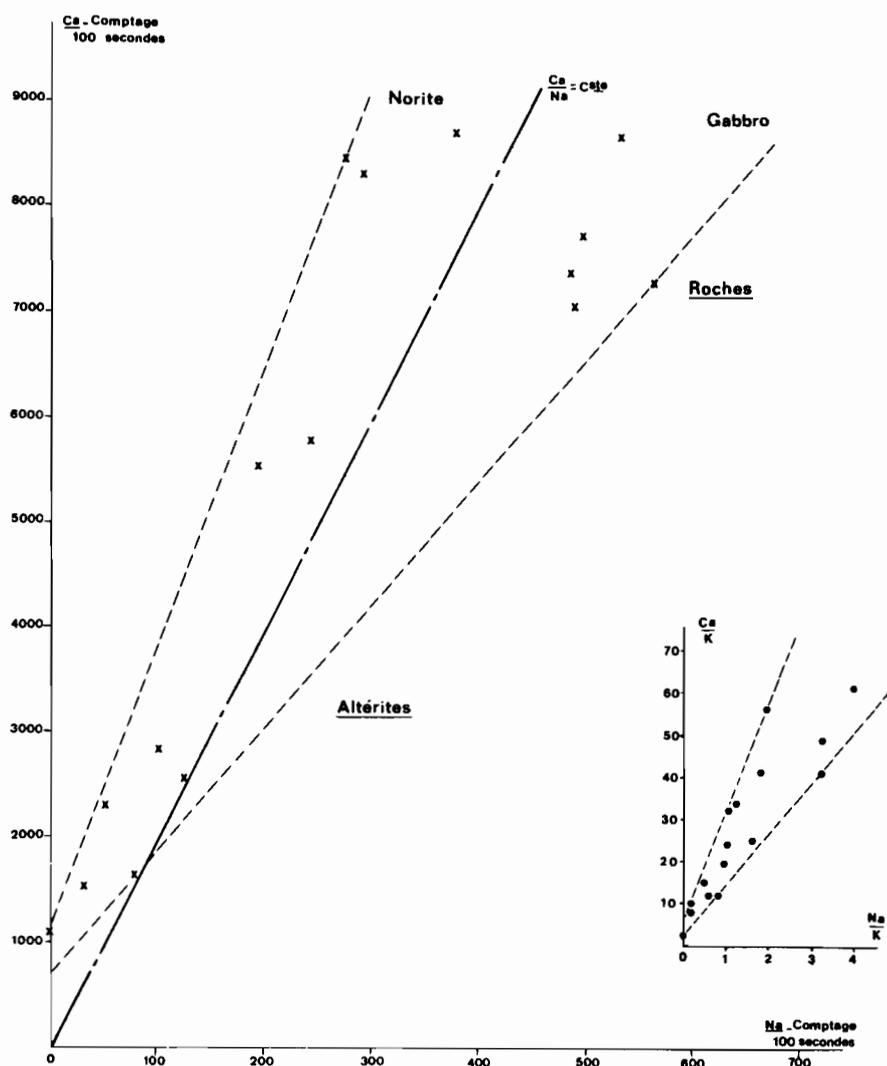


Fig.19 - Evolution de Ca et de Na dans les plagioclases en voie d'altération dans la toposéquence de Kolel

légèrement plus vite que le calcium. Ces résultats confirment les déterminations minéralogiques de la fraction sable fin du puits Kolel 3 (fig.12). On pouvait voir, en effet, dans cette figure, que le plagioclase est toujours du labrador, de la base du puits jusqu'à sa disparition à 700 cm.

On peut conclure que le calcium et le sodium s'éliminent pratiquement ensemble des labradors et qu'il n'y a pas conservation préférentielle du sodium. *Il n'y a donc pas albitisation relative* du plagioclase dans la toposéquence de Kolel. C'est le calcium qui semble être le plus stable des deux éléments et ceci confirme la formation d'épidote.

5. LES PYROXÈNES ET LES AMPHIBOLES

La transformation des pyroxènes de la toposéquence de Kolel suit deux voies bien différentes. Dans les puits à dominante kaolinique à l'amont, les pyroxènes donnent de la goethite et de la kaolinite. Dans les puits à dominante smectitique, les pyroxènes donnent généralement des amphiboles (Tabl.XIV). Ils donnent également du talc, de la chlorite et des interstratifiés (14C-14M), avant de se transformer en smectites.

Il aurait été intéressant de connaître la minéralogie des amphiboles qui sont les minéraux intermédiaires les plus abondants dans la filiation smectitique. Malheureusement, les diagrammes de rayons X ont montré la grande complexité des espèces minérales formées. Si la majeure partie des amphiboles correspond à la famille des hornblendes vertes, il existe tous les mélanges possibles avec la série de l'actinote. Les déterminations des principales raies à l'aide du fichier A.S.T.M. (1974) situent les amphiboles à l'intérieur d'un groupe calcique, entre la trémolite, l'édénite et la pargasite. Les diagrammes ne sont pas identiques d'un puits à l'autre, ni même d'un niveau à l'autre, ce qui entraîne des variations minéralogiques et chimiques aléatoires. Toute classification des filiations devient alors arbitraire. Les amphiboles évoluent ensuite en smectite, soit directement, soit plus rarement en passant par un stade chlorite - interstratifié.

La filiation des pyroxènes directement en chlorite est beaucoup plus rare. Elle se produit dans les zones bien drainées et à l'extérieur des cristaux. Nous avons vu précédemment que ces chlorites sont instables. Elles se transforment très rapidement en smectites.

La filiation des pyroxènes en talc, si elle n'intéresse qu'une faible partie des cristaux initiaux, donne un minéral parfaitement stable au cours de l'altération. Une faible partie du magnésium et de la silice éliminée au cours des transformations en amphibole peut se recombinaison en talc, si le drainage est suffisamment faible pour que ces éléments ne soient pas évacués du pyroxène. Le talc se forme à l'intérieur des anciens cristaux de pyroxène si le drainage est mauvais. La chlorite se forme en bordure du cristal si le drainage est bon. La figure 11 montre bien que le talc n'existe pas ou très peu dans les niveaux du puits Kolel 3 où se trouvent les interstratifiés (14C-14M).

E - GÉOCHIMIE

La composition moyenne des roches mères de la toposéquence est obtenue par l'analyse de sept roches saines prélevées au fond des puits (Tabl.XVIII).

Tableau XVIII

*Composition chimique moyenne du massif de Kolel
(en pourcentages de l'échantillon séché à 110°)*

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Moyenne n = 7	50,00	17,10	8,79	10,49	9,31	0,14	0,34	2,40	0,25	0,78

L'indice de série de RITTMANN (1963) calculé à l'aide de la formule empirique $\sigma = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43}$

donne une valeur voisine de 1 qui place cette roche virtuelle dans la série pacifique calco-alkaline de caractère fort à extrême. Les calculs pétrochimiques, d'après les diagrammes du même auteur, situent cette roche à la limite basalte - andésite à labrador.

1. MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES

Les méthodes de calcul utilisées pour le puits Kolel 3 peuvent s'appliquer à l'ensemble de la toposéquence. Les concentrations à volume constant et les concentrations isotitane apportent des renseignements sur les mobilités relatives des éléments dans les différents puits. Le calcul des concentrations isovolumétriques et isotitane, dans les puits 1, 2, 3, 4 et 6 permet de calculer les concentrations moyennes de chaque élément pour un puits donné. Cette moyenne intègre l'ensemble des niveaux du puits, donc des horizons très dissemblables qui peuvent être à dominante kaolinique ou smectitique. Cependant, il est intéressant de connaître la concentration relative globale d'un profil, qui sera la résultante des différentes concentrations sur une même verticale.

a) Le raisonnement isovolumétrique a été appliqué à tous les niveaux excepté les horizons de sol brun où la structure initiale n'est pas conservée. Les résultats des calculs donnent les concentrations moyennes des cinq puits de la toposéquence (Tabl.XIX).

Tous les puits sont caractérisés par un départ de matière. Les concentrations moyennes sont inférieures à 1, excepté pour quelques valeurs de K_2O , TiO_2 , Al_2O_3 . Les alcalins, les alcalino-terreux et le silicium sont les éléments les plus mobiles. L'aluminium, le fer et le titane sont les éléments les plus stables. Une différence évidente apparaît entre les puits 3 et 6 où il existe de la kaolinite et les puits 1, 2 et 4 uniquement smectitiques.

- Dans les puits à kaolinite, les concentrations moyennes sont très faibles. Certains éléments ont presque totalement disparu (Mg, Ca et Na), d'autres sont très lessivés (Si et K). L'ordre de stabilité de tous les éléments peut se schématiser de la manière suivante :

Al - Ti - Fe - Mn - Si - K - Na - Ca - Mg
 ————— mobilité croissante —————>

- Dans les puits à smectites, les concentrations moyennes sont plus fortes. La différence entre éléments stables et éléments mobiles est moins marquée. L'ordre de stabilité de tous les éléments devient :

K - Al - Ti - Si - Fe - Na - Mn - Mg - Ca
 ————— mobilité croissante —————>

Le comportement de K, Si et Mn diffère selon la nature de l'altération envisagée. Ces éléments sont mobiles dans les altérations kaoliniques et beaucoup plus stables dans les altérations smectitiques. Le potassium en particulier, qui est peu abondant dans la norite initiale, montre une concentration relative supérieure à 1 dans les profils smectitiques. La silice devient plus stable que le fer dans ces mêmes profils.

b) Le raisonnement isotitane a été appliqué à tous les niveaux malgré le fait que dans certains puits, et en particulier les puits à dominante smectitique, le titane ne soit pas l'élément le plus stable. Les concentrations moyennes isotitane (Tabl.XIX) montrent un ordre de mobilité des éléments qui est pratiquement le même que celui obtenu par la méthode isovolumétrique. Les coefficients de concentration sont plus élevés, ce qui entraîne des enrichissements relatifs pour certains éléments (Al, Si, Fe et K) dans les puits à dominante smectitique.

Une hydratation très forte est mise en évidence par les deux méthodes. Les concentrations moyennes indiquent un apport massif en H_2O^+ , qui correspond à la néogenèse des minéraux secondaires hydroxylés. Les puits où l'altération est kaolinique (KO-3 et KO-6) ont les concentrations en eau les plus élevées.

Le même calcul à volume constant ou à titane constant peut s'effectuer en regroupant les niveaux analysés selon leur composition kaolinique ou smectitique, indépendamment des puits. Les différences entre les deux ensembles apparaissent nettement dans les moyennes. Il est plus simple de représenter ces ensembles à l'aide des diagrammes de corrélation entre deux éléments majeurs.

Tableau XIX

Concentrations moyennes isovolumétriques et isotitane dans la toposéquence de Kolel

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
Raisonnement à volume constant	KO-1	0,70	0,59	0,30	0,29	0,59	0,36	0,70	0,37	1,30	47,7
	KO-2	0,70	0,70	0,49	0,41	0,69	0,51	0,63	0,54	0,75	7,1
	KO-3	0,48	0,59	0,18	0,13	0,40	0,34	0,59	0,09	0,39	35,9
	KO-4	0,77	1,00	0,31	0,55	0,64	0,45	1,07	0,80	1,70	3,9
	KO-6	0,38	0,84	0,03	0,04	0,67	0,57	0,79	0,08	0,32	55,2
Raisonnement isotitane	KO-1	1,05	0,94	0,46	0,44	0,93	0,55	1	0,51	1,70	81,1
	KO-2	1,19	1,20	0,79	0,62	1,16	0,83	1	0,85	1,36	14,1
	KO-3	0,77	0,96	0,26	0,17	0,70	0,60	1	0,13	0,62	59,8
	KO-4	0,85	1,08	0,39	0,63	0,68	0,46	1	0,92	1,85	3,9
	KO-6	0,48	1,12	0,03	0,05	0,89	0,75	1	0,10	0,33	74,0

2. CORRÉLATIONS ENTRE DEUX ÉLÉMENTS MAJEURS

Le diagramme entre le magnésium mobile et le fer stable fait ressortir trois ensembles distincts pour les 74 échantillons analysés (fig.20). Sur la figure on distingue un ensemble kaolinique qui comprend également les horizons de surface, un ensemble smectitique dans lequel entrent les roches saines, et un ensemble intermédiaire qui comprend surtout les horizons à mélange de kaolinite et de smectite du puits KO-3. Ces trois unités minéralogiques correspondent à des unités géochimiques séparées. On doit noter que les roches non altérées forment avec les niveaux à smectite un ensemble commun de points. Cela confirme le caractère juvénile de l'altération smectitique dans la toposéquence étudiée. Il existe une corrélation positive significative entre le fer et le magnésium, dans l'ensemble smectitique. Il existe une corrélation négative significative entre les deux éléments, dans l'ensemble kaolinique. Le groupe intermédiaire ne présente pas de corrélation significative.

Des diagrammes ont été dessinés pour d'autres éléments, en particulier pour la silice et le magnésium qui sont tous les deux mobiles. A l'inverse du diagramme précédent, l'ensemble kaolinique présente une corrélation positive entre silice et magnésium (fig.21).

3. CORRÉLATION ROCHE - SURFACE

Dans une étude antérieure (BLOT, PION et WACKERMANN, 1973), nous avons recherché s'il existait une relation entre la roche dure parfois profonde et les horizons d'altération et de sols sus-jacents. Les puits de la toposéquence de Kolel étaient inclus dans cette étude menée à l'aide du coefficient de corrélation de rang de "SPEARMAN" (FLANAGAN - 1957). Les corrélations de rang sont bien adaptées pour traiter les analyses semi-quantitatives des éléments traces dont les teneurs ne sont pas distribuées selon une loi gaussienne. Les conclusions de l'étude étaient les suivantes.

- La géochimie des horizons de surface donne une "image" fidèle de la roche mère, même si celle-ci est recouverte par d'épais niveaux d'altérites.

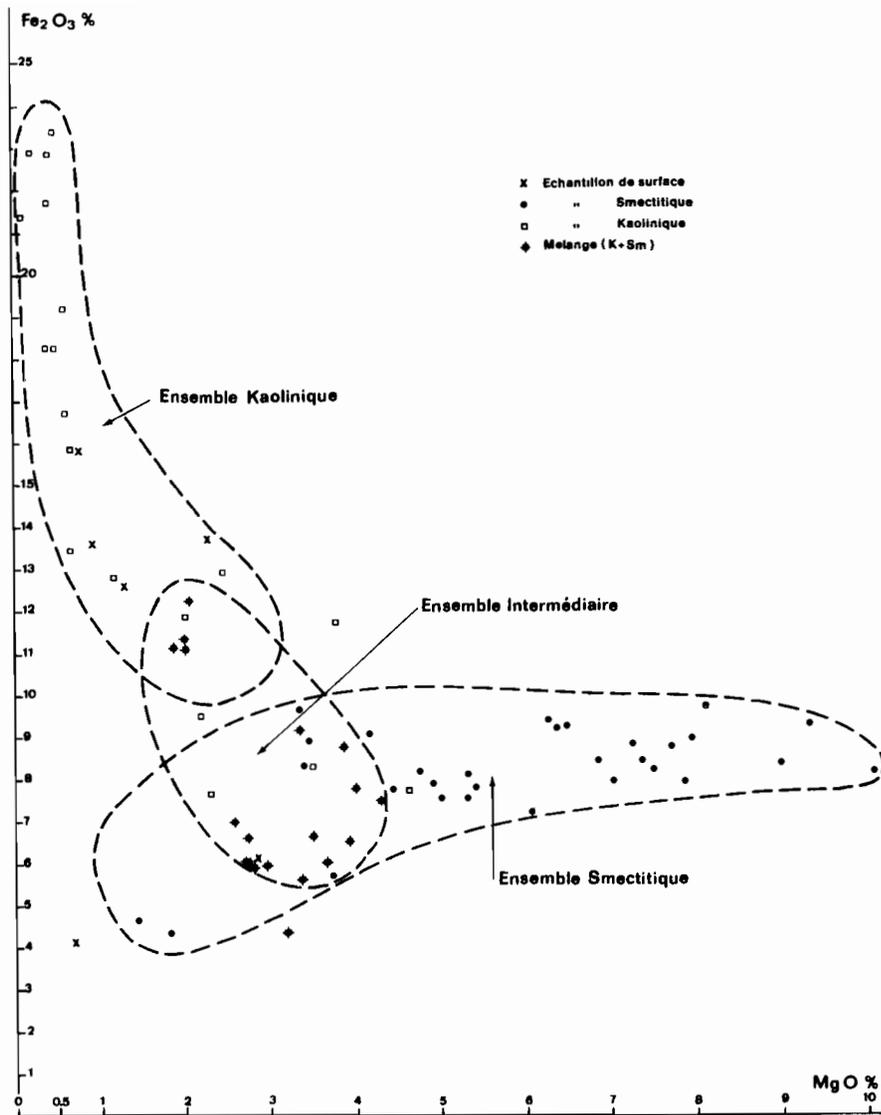


Fig.20 - Corrélation Fe₂O₃ - MgO dans la toposéquence de Kolel

- La corrélation positive surface - substratum est forte pour Fe, Ti, K, Ni et Co. Elle est moyenne pour Si, Mg, Mn, Ca, Cu, Ba, Zr, Pb, V et Sr. Elle est faible pour Na et Li. Il n'existe pas de corrélation pour Al et Cr.
- Les coefficients de corrélation de rang, calculés sur les trente puits présentant les plus fortes différences de rang, indiquent que le puits KO-1 ne possède pas de corrélation significative pour les horizons 0 à 150 cm. Cela confirme que le recouvrement éolien possède une géochimie étrangère à celle du massif.

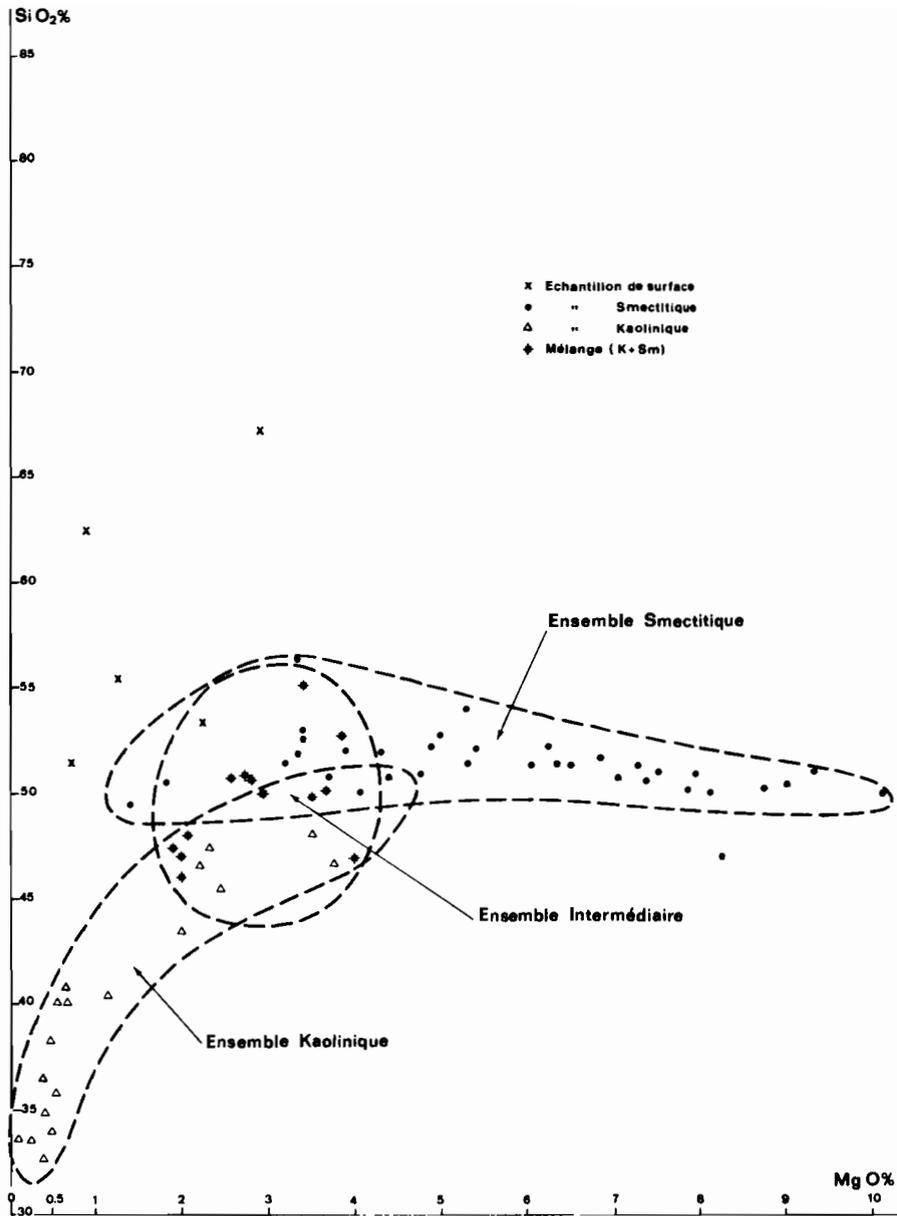


Fig.21 - Corrélation SiO₂ - MgO dans la toposéquence de Koler

Les résultats obtenus avec les corrélations de rang rejoignent ceux de l'étude des concentrations absolues ou relatives. Il existe des éléments très stables dans le profil au cours de l'altération, alors que d'autres éléments majeurs ainsi que la plupart des éléments traces sont plus mobiles.

Cependant, la corrélation positive entre la roche saine et les horizons d'altération montre que quelle que soit la mobilité des éléments, les différents niveaux sont représentatifs de la roche sous-jacente. L'évolution géochimique d'un profil est donc *lithodépendante*, c'est-à-dire fonction de la roche mère.

4. INDICES D'ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE

La comparaison des puits dans une toposéquence nécessite la connaissance du degré d'évolution auquel sont parvenus les différents niveaux des altérites. Pour cela deux méthodes peuvent être appliquées.

- On peut évaluer les différents degrés d'altération à l'aide des observations morphologiques et microscopiques. Cette méthode est riche d'enseignement, elle a été largement utilisée au cours de l'étude de la toposéquence de Kolel.
- On peut tenter une évaluation quantitative de l'évolution d'un puits à l'aide des variations géochimiques de certains éléments.

De nombreux auteurs, depuis HARRASSOWITZ (1926), ont proposé des indices géochimiques capables de définir les processus de l'altération d'une roche quelconque. La plupart ont proposé des représentations graphiques visualisant cette altération (REICHE, 1943) ou définissant des indices d'évolution (SHORT, 1961; RUXTON, 1968; CARVALHO, 1973). Les travaux de PÉDRO (1964, 1966) définissent les processus d'altération par rapport aux produits secondaires formés dans quatre types zonaux fondamentaux : allitique, monosiallitique, bisiallitique et podzolique.

Toutes ces tentatives définissent l'évolution de l'ensemble d'un puits qui, dans le détail, peut être composé de niveaux d'altérites très dissemblables. Les minéraux primaires ne sont pas tous transformés en minéraux secondaires. Les mesures physico-chimiques ont montré que certains horizons sont moins altérés que d'autres. L'altération progresse en laissant des récurrences de roche non altérée au sein des altérites.

Dans une étude récente, WACKERMANN (1973, 1975) définit un modèle d'évolution géochimique en fonction des teneurs en oxydes de certains éléments. Un indice d'altération i est calculé selon le rapport entre quatre éléments stables et deux éléments appauvris dans les profils :

$$i = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{TiO}_2}{\text{MgO} + \text{Na}_2\text{O}}$$

Le rapport i/i_0 , où i_0 représente la roche mère, caractérise les néogenèses formées dans chaque horizon. Ce rapport a été calculé pour un certain nombre de niveaux des puits de la toposéquence (Tabl. XX). L'examen du tableau montre que le rapport i/i_0 caractérise bien les stades d'évolution atteints dans les différents niveaux. Les altérites à smectite dominante (Kolel 1, 2 et 4) ont un rapport i/i_0 compris entre 1 et 5, les altérites à kaolinite dominante (Kolel 3 et 6) ont un rapport i/i_0 supérieur à 5. La nature des minéraux secondaires formés est donc définie par le rapport entre les éléments chimiques stables au cours de l'altération et les éléments les plus appauvris. En fait, dans le cas de la toposéquence de Kolel, la somme des oxydes $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Mn}_3\text{O}_4 + \text{TiO}_2$ peut être considérée comme relativement constante au cours de l'altération. MgO et CaO sont appauvris systématiquement, mais ils peuvent entrer dans la composition de minéraux secondaires comme le talc et les smectites. Seul Na_2O est lessivé des profils. *L'indice d'altération i est donc en majeure partie fonction de l'évolution de Na_2O .*

L'indice d'altération i est lié par une relation simple à deux paramètres importants : la distance de l'échantillon à la roche saine et sa teneur en eau de rétention (H_2O^-). Dans le diagramme $\log i/\text{H}_2\text{O}^-$, les points représentatifs de tous les niveaux d'un puits sont, d'après WACKERMANN (1975), alignés sur une même droite. Pour la toposéquence de Kolel on s'aperçoit que les points sont alignés pour les puits peu altérés (Kolel 4) ou pour les niveaux profonds proches de la roche saine (Kolel 1 et 2). En revanche, pour les niveaux d'altération plus évolués et en particulier pour les mélanges des deux ensembles kaoliniques et smectitiques (Kolel 3), les points représentatifs des échantillons ne sont plus alignés. Il en est de même pour les niveaux de sols bruns et les horizons superficiels où la teneur en H_2O^- n'est pas fonction de l'indice d'altération.

Différents indices d'évolution géochimique ont été calculés : le *WPI* de REICHE (1943), le "weathering index" de SHORT (1961), le rapport moléculaire Ki (PÉDRO, 1966), l'indice de WACKERMANN (1973). Ils apportent des renseignements sur le bilan géochimique global, mais ne peuvent caractériser l'ensemble des niveaux des différents puits de Kolel. Les altérations de chaque puits sont la résultante de plusieurs évolutions géochimiques dissemblables. L'utilisation d'un seul indice ne permet pas de reconstituer les histoires successives des altérites disposées sur une même verticale.

Tableau XX

*Rapports des indices d'altération i/i_0 dans
la toposéquence de Kolel*

Profondeur cm	KO-1	KO-2	KO-3	KO-4	KO-6
0	2,9		7,5		10,4
50		8,6	6,5	5,1	15,1
100			6,9		17,0
150	2,6		6,8	2,9	20,3
200		2,7	7,3		23,1
250			5,0	1,4	
300	1,9		4,5		41,3
350		1,6	4,7	1,9	
400			3,5	2,6	
450	3,2		3,1		31,9
500		1,8	3,6	2,7	
550			3,4		
600	2,8		4,6	1,2	18,9
650		1,2	6,2	1,0	
700			6,4		
750			4,0		25,1
800	1,4	1,3			
850			2,6		
900	1,9		2,6		24,2
950		1,2	2,8		
1000			3,4		
1050	2,3		2,1		
1100	1,6		2,2		
Roche mère	1	1	1	1	1

5. CONCLUSION

La géochimie de la toposéquence fournit des renseignements importants sur l'altération de la norite de Kolel. Les enseignements principaux sont les suivants.

- La mobilité des éléments majeurs est différente entre les puits à altération smectitique et les puits à altération kaolinique. On peut noter que dans les profils kaoliniques, les alcalins, les alcalino-terreux et la silice sont plus mobiles que Fe, Mn, Al et Ti. Dans les profils smectitiques, K et Si sont beaucoup plus stables. Le potassium en particulier, présente un enrichissement relatif dans les niveaux d'altération à smectites. Les deux altérations sont marquées par un apport massif en H_2O^+ caractérisant la néogénèse des minéraux secondaires.
- Les diagrammes de corrélation $MgO - Fe_2O_3$ et $MgO - SiO_2$ mettent en évidence trois ensembles géochimiques distincts : un ensemble kaolinique, un ensemble smectitique et un ensemble mixte kaolinique et smectitique. Ces ensembles géochimiques correspondent à des groupes de niveaux d'altération à l'amont, à l'aval et dans le profil KO-3 de la toposéquence.

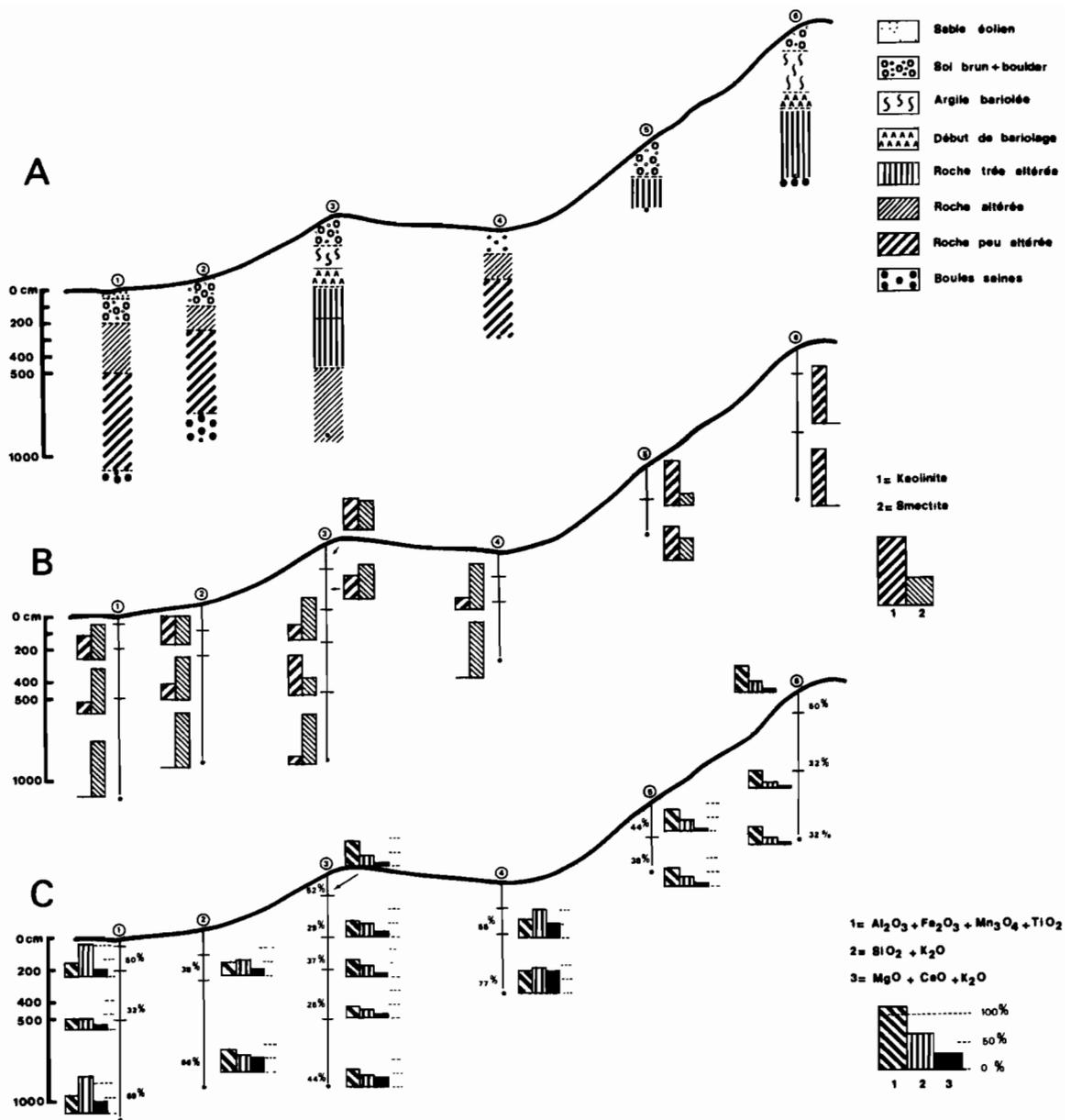


Fig.22 - Schéma morphologique (A), minéralogique (B) et géochimique (C) de la toposéquence de Kodel

- Dans tous les puits, les niveaux d'altérites sont représentatifs de la roche sous-jacente, excepté dans les horizons superficiels sableux. L'évolution géochimique des profils est litho-dépendante.
- Pour le massif de Kolel, un indice d'altération calculé selon un rapport entre les éléments chimiques stables et les éléments chimiques mobiles peut caractériser les altérations kaoliniques et les altérations smectitiques. Cet indice d'altération est dépendant de l'évolution des teneurs en sodium.

III - CONCLUSIONS SUR L'ENSEMBLE DE LA TOPOSÉQUENCE

1. SCHÉMAS SYNTHÉTIQUES RÉSUMANT LA TOPOSÉQUENCE DE KOLEL

La morphologie, la minéralogie et la géochimie de la toposéquence sont résumées intégralement dans la figure 22.

2. VUE D'ENSEMBLE SUR LA TOPOSÉQUENCE

L'étude de la toposéquence de Kolel a montré la complexité des niveaux d'altération formés sur un massif de *roches homogènes*. Les mesures de résistivités apparentes, de granulométrie et de densités apparentes détaillent cette complexité des altérations. Sous un pavage de grosses boules de norites fraîches qui recouvrent la colline de Kolel, on distingue des altérations différentes de l'amont à l'aval de la toposéquence. Les niveaux d'altération à l'amont et sur les points hauts de la toposéquence (KO-3) contiennent beaucoup de kaolinite. Les niveaux d'altération sur les points bas (KO-4) et à l'aval de la toposéquence contiennent surtout de la smectite.

Les niveaux d'altération peuvent également se subdiviser en trois groupes distincts : un groupe kaolinique, un groupe smectitique et un groupe mixte (kaolinite et smectite).

3. TRANSFORMATIONS MINÉRALES ET NIVEAUX D'ALTÉRATION

Les études pétrographiques et minéralogiques mettent en évidence trois types d'évolution des minéraux, deux dans les niveaux smectitiques et un seul dans les niveaux kaoliniques.

a) Les niveaux smectitiques

Dans les niveaux profonds, les minéraux primaires évoluent vers les smectites en passant par des minéraux de transition. Les pyroxènes se transforment en amphiboles et chlorites. Les plagioclases se fracturent et donnent de l'épidote et du quartz.

Dans les niveaux intermédiaires et superficiels, tous les minéraux se transforment en beidellite ferrifère, soit directement à partir des minéraux primaires, soit à partir des minéraux transitaires, amphiboles et chlorites. On distingue souvent un stade intermédiaire composé d'un interstratifié (14C-14M). Cet interstratifié est composé de feuillets abondants de smectite et de seulement quelques feuillets de chlorite.

b) Les niveaux kaoliniques

Dans tous les niveaux kaoliniques, les minéraux primaires évoluent directement en kaolinite et en goéthite, selon une trame qui souligne les contours des cristaux initiaux.

4. LES TROIS GROUPES GÉOCHIMIQUES

Les calculs géochimiques ont permis de mettre en évidence trois ensembles géochimiques qui correspondent à des groupes de niveaux d'altération dans la toposéquence.

- *Le groupe à kaolinite dominante*, dans les puits KO-6 et KO-5, est caractérisé par une exportation de tous les éléments chimiques.
 - 20 à 40% pour Al, Ti, Fe et Mn
 - 60% pour Si et K
 - 90% pour Na, Ca et Mg
- *Le groupe à smectite dominante*, dans les puits KO-4, KO-2 et KO-1, est caractérisé par une exportation plus faible des éléments.
 - 0 à 20% pour K, Al, Ti et Si
 - 30 à 40% pour Fe et Mn
 - 50 à 70% pour Na, Mg et Ca
- *Le groupe à smectite et kaolinite*, dans le puits KO-3, a un comportement compris entre celui des groupes précédents. Les alcalins et les alcalino-terreux sont exportés deux fois plus que les autres éléments, excepté le potassium qui est peu mobile.

Le fait important à retenir est le comportement de Si et de K selon le groupe envisagé. Ces deux éléments sont plus stables dans les altérations smectitiques que dans les altérations kaoliniques. L'étude des corrélations fait ressortir, de plus, la lithodépendance de tous les groupes d'altération par rapport à la roche sous-jacente.

5. LES ALTÉRATIONS SUPERPOSÉES DU PUITTS KOLEL 3

L'étude du puits Kolel 3 fait penser à une histoire polyphasée des niveaux d'altération. Une altération smectitique se serait surimposée à un ancien profil comportant une lithomarge kaolinique et des argiles bariolées. Cette hypothèse est étayée par les faits suivants.

- C'est toujours la smectite qui se forme au front d'altération, aussi bien qu'en bordure des boulders.
- La limite du front d'altération actuel est discordante avec la limite inférieure des argiles kaoliniques.
- Les argiles bariolées du puits Kolel 3 contiennent une forte proportion de smectite.
- Le sommet du puits Kolel 6 contient des cristallisations de calcite qui sont postérieures à la kaolinite.

Tous ces faits suggèrent que l'altération kaolinique a été relayée et prolongée, aussi bien à la base qu'au sommet, par une altération smectitique postérieure. Cette hypothèse sera discutée dans le chapitre VII.

CHAPITRE IV

LA TOPOSEQUENCE DE TANKIEDOUGOU

La zone d'étude de Tankiédougou se situe dans le massif de Ma, cercle de Dano, au SW de la Haute-Volta (longitude 3°24' Ouest, latitude 11°07' Nord). Ce massif appartient aux formations birrimiennes du massif de Houndé (BESSOLES, 1977) qui prolonge vers le Nord le bassin de la Haute-Comoé. Les formations birrimiennes de la zone de Tankiédougou ont été décrites et cartographiées par BOUSQUET (1965). Il distingue un complexe indissociable schisto-volcanique du Birrimien, une série molassique tarkwaïenne discordante et des roches granitiques syntectoniques et post-tectoniques (fig.23).

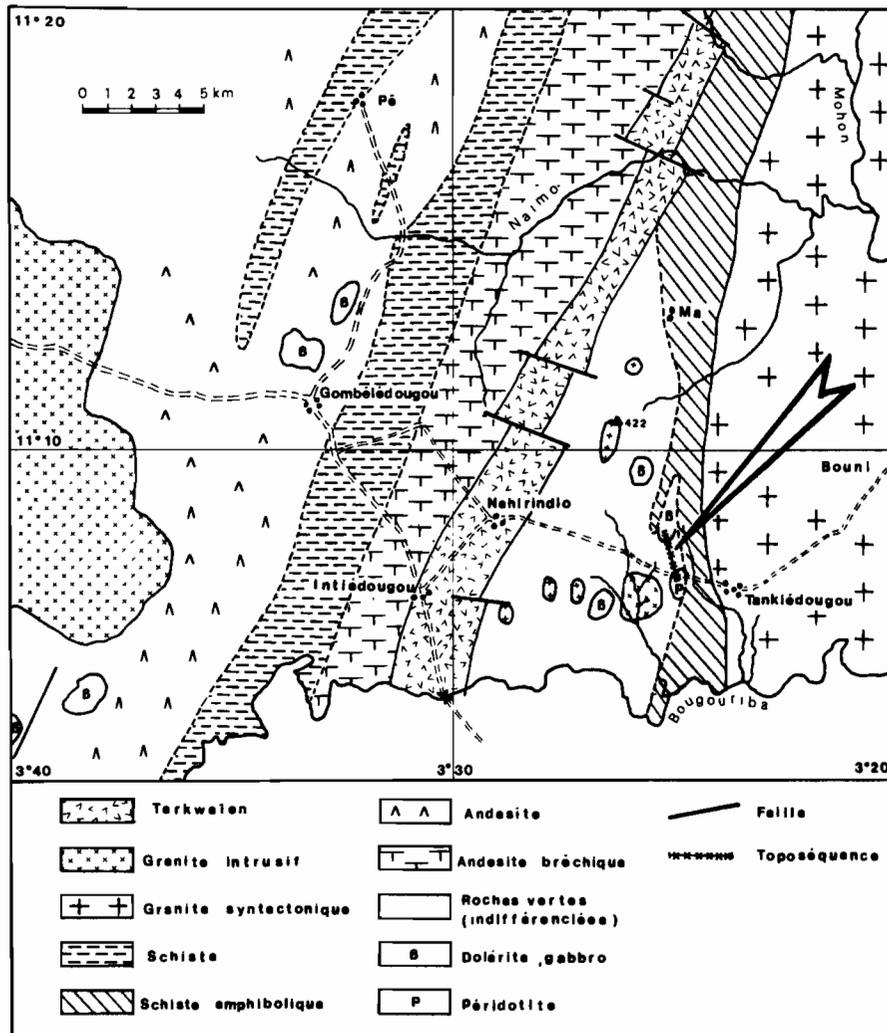


Fig.23 - Esquisse géologique de la région de Tankiédougou (BOUSQUET, 1965)

La toposéquence de Tankièdougou est implantée sur des roches basiques indifférenciées (amphibolites, gabbros, andésites), à l'Ouest du village. Elle recoupe un affleurement de péridotites en bordure de la piste Nahirindio - Tankièdougou. Les roches basiques sont recoupées par de nombreuses intrusions de granites circonscrits post-tectoniques de type Bondoukou. La pétrographie du massif de Ma est complexe, avec une plus grande importance des séries volcaniques (andésites et andésites bréchiques) sur les séries schisteuses. Des changements de faciès apparaissent en quelques mètres dans la série schisto-volcanique. Un métamorphisme régional de faible intensité, ou peut-être un dynamométamorphisme, a conféré aux roches une texture schisteuse généralisée (BOUSQUET, 1965).

Les affleurements qui forment les premiers contreforts de la montagne montrent des roches à grain fin, de couleur vert bleuâtre à la cassure et à patine noire ou brun-rouge. Elles se débitent en petits blocs anguleux ou en plaquettes selon les plans de schistosité verticaux. Les péridotites sont altérées à l'affleurement sous forme d'une croûte poreuse épaisse, de couleur brun-chocolat, à patine sombre. Les filons et filonnets de quartz recouperont tout le massif et sont très abondants.

La montagne de Ma et ses contreforts ne sont pas cuirassés. On trouve cependant des gravillons et des débris de cuirasses sur les pentes et sur les sommets. Une enceinte cuirassée importante entoure d'une manière discontinue le massif. Les cuirasses sont séparées des collines par une plaine très étendue dont la largeur peut atteindre deux à trois kilomètres.

I - LE Puits TANKIÈDOUGOU 6

Le puits Tan 6 est situé au milieu de la toposéquence, au pied du flanc sud de la première colline (fig.28 et Pl.V). Il atteint la roche dure à 750 cm de profondeur. Les principaux niveaux observés sont décrits de haut en bas.

- 0-50 cm - Sol brun eutrophe avec un horizon humifère gris noirâtre et des débris de roches en plaquettes. Entre 20 et 50 cm, transition progressive avec l'horizon sous-jacent.
- 50-200 cm - Roche très altérée, en place. Argile jaune entourant des blocs de roche moins altérée. Schistosité verticale conservée et joints de couleur rouille.
- 200-300 cm - Roche altérée avec diaclases ouvertes et léger débit en boules mal marqué.
- 300-450 cm - Roche peu altérée à structure et schistosité conservées. Diaclases fines avec argiles brunes. Cassure esquilleuse et conchoïdale.
- 450-600 cm - Roche altérée à structure conservée, légèrement friable. Couleur gris-bleu.
- 600-750 cm - Roche dure, débit en plaquettes horizontales.

La transition entre les différents horizons est très progressive. On doit noter la passée dure entre 300 et 450 cm, qui correspond à un faciès plus siliceux de la roche. Celle-ci devient une quartzite à amphibole. En dessous et au-dessus, la roche est plus altérée que dans cette passée siliceuse. L'altération progresse par les diaclases d'une manière centripète et isole des débris anguleux de roche plus dure. Le puits Tan 6 peut se schématiser en trois unités :

- un sol brun eutrophe très mince ;
- une altération argileuse qui respecte la structure initiale et la schistosité de la roche ;
- une passée quartzitique très peu altérée, en place au sein de la roche basique.

A - OBSERVATION AU MICROSCOPE

La roche mère échantillonnée au fond du puits est une amphibolite à structure microgrenue. Cette amphibolite est tectonisée. Il se développe une schistosité de la roche et une faible orientation des minéraux ferro-magnésiens à proximité des diaclases. Au sein des blocs non tectonisés, on distingue des plages où les minéraux ne sont pas orientés et dont la structure est microgrenue aphanitique. Il existe quelques filonnets de quartz et d'épidote orientés selon le litage grossier vertical.

La roche est composée des minéraux suivants :

- 40% d'amphiboles en petits cristaux prismatiques de hornblende verte et de trémolite,
- 30% d'andésine (An 30 à 35) en cristaux xénomorphes,
- 10% de quartz,
- 10% d'épidote en amas ou en filonnets,

- 5% de pyrite en granules et 5% de biotite très altérée en chlorites. Les minéraux accessoires sont des chlorites.

Cette amphibolite à schistosité verticale mal marquée dérive des andésites très abondantes dans la zone étudiée. Tous les intermédiaires existent entre les andésites saines à structure microlitique et les amphibolites. Cette roche peut être nommée *ortho-amphibolite* (DUCELLIER, 1963).

1. LES NIVEAUX PROFONDS

Dans les niveaux profonds, de 750 à 300 cm, la roche initiale est peu altérée. *Les amphiboles* pâlisent et perdent leur pléochroïsme, la biréfringence diminue. Les cristaux gardent leur forme et se fracturent. On voit souvent les bordures des amphiboles prendre des teintes de polarisation anormales, proches des teintes de la chlorite. La transformation de ces amphiboles est très faible et à peine esquissée. *Les plagioclases* qui composent la mésostase n'ont pas de formes cristallisées bien définies. Il n'y a pas de macles apparentes, et l'évolution de ces andésines est difficile à apprécier. Les plagioclases sont engrenés avec de petits cristaux de quartz xénomorphes qui sont inaltérés. *Les biotites* s'altèrent très rapidement, elles perdent leur pléochroïsme intense et s'exfolient. La transformation en chlorite, qui existe déjà dans la roche dure, est totale dès les niveaux profonds. La trace de clivage devient flexueuse et les bordures des cristaux s'ouvrent en éventail. *Les épidotes* ne sont pas transformées. Dans les fissures apparaissent des enduits argileux (cutanes) jaunes à rouille et de la goéthite, mais un canal central est préservé et reste ouvert. Des traînées ferruginisées soulignent la schistosité verticale, mais la pyrite semble encore inaltérée. Les granules de pyrite s'arrondissent cependant sur les bordures.

2. LES NIVEAUX INTERMÉDIAIRES

Dans les niveaux intermédiaires, de 300 à 50 cm, l'altération devient plus importante. Cette altération progresse depuis les diaclases vers le centre des plaquettes, mais n'atteint pas le cœur des blocs. Il reste des morceaux anguleux dont le degré d'altération est faible et identique à celui des niveaux profonds. Dans les parties externes très altérées, *les amphiboles* perdent leur couleur verte et deviennent jaunes à rouille. Elles se fracturent en petits cristaux dont les bordures s'effilochent et s'exfolient. On reconnaît encore les fantômes des cristaux originels et certains conservent une extinction oblique. *Les plagioclases* sont transformés en smectites et en amas empilés d'interstratifiés à biréfringence moyenne (détermination aux rayons X). *Les épidotes* prennent une coloration beige sale et deviennent opaques, les amas commencent à se disloquer. Les fissures, qui étaient ouvertes, sont comblées par des *ferri-argilanes* de couleur jaune, et les bordures des fissures sont recouvertes par de la goéthite et de l'hématite. La ferruginisation progresse par des filonnets et des amas vers le centre des plaquettes d'amphibolite. Ces filonnets proviennent en majorité des granules de pyrite qui s'anastomosent et disparaissent.

Les argiles fibro-radiées se forment à partir des plagioclases et des chlorites, et toujours à proximité des diaclases. La formation des argilanes s'effectue dans les diaclases uniquement.

3. LES NIVEAUX SUPERFICIELS

Dans les niveaux superficiels, de 50 cm à la surface, les structures pédologiques du sol brun dominant et la structure de la roche a disparu totalement. Le squelette est composé de très nombreux grains de quartz anguleux, de morceaux d'amphibolite et de quartzite non altérés, de cristaux d'amphibole et d'épidote souvent ferruginisés et de nodules de fer et d'argilanes arrondis. L'assemblage est porphyroscelique avec des passées aggloméroplasmiques. Le plasma est omnisépique. La porosité est moyenne, en partie liée à la grande taille des éléments du squelette et non au plasma.

4. CONCLUSION

L'observation micromorphologique permet de distinguer des transformations minéralogiques dans les amphibolites du puits Tan 6 et des pédoplasmatations dans les fissures et dans les diaclases.

Les transformations dans les niveaux profonds et intermédiaires concernent les chlorites et les plagioclases qui se transforment en smectites et en interstratifiés. Les épidotes, les amphiboles et le quartz ne sont que peu ou pas du tout altérés. Ces transformations s'effectuent d'une manière centripète, à partir des diaclases qui isolent des plaquettes d'amphibolite. Le centre de ces plaquettes n'est pas transformé.

Les fissures et les diaclases sont remplies par des revêtements de ferri-argilanes et de goéthite. Dans les niveaux profonds, ces revêtements forment des cutanes sur les parois (cutanes de contrainte); ils comblent entièrement les fissures dans les niveaux intermédiaires. La ferruginisation qui envahit les bordures des diaclases et l'amphibolite altérée provient des granules de pyrite. Les granules se transforment en une trame ferrugineuse soulignant la schistosité.

B - MESURES PHYSICO-CIMIQUES

1. LES MESURES GÉOPHYSIQUES

Les sondages électriques à l'aplomb du puits Tan 6 ont donné les résultats suivants.

- Un premier terrain de 85 cm d'épaisseur possède une résistivité de 70 Ω .m. Ce terrain correspond au sol brun, avec une épaisseur légèrement surestimée.
- Un second terrain, de 750 cm d'épaisseur, possède une résistivité apparente de 16 Ω .m.

L'épaisseur totale des altérations mesurée dans le puits est de 750 cm, l'épaisseur des deux terrains calculée par la géophysique est de 835 cm. La géophysique indique la profondeur du front d'altération avec une approximation qui est inférieure à un mètre. La résistivité des niveaux profonds et intermédiaires (16 Ω .m) correspond, d'après le chapitre II, à une altération argileuse à dominante smectitique. La résistivité de 70 Ω .m, dans les horizons superficiels, correspond à un mélange d'argile et de débris rocheux. Cette valeur est voisine de celles des arènes et ne peut servir à définir le sol brun.

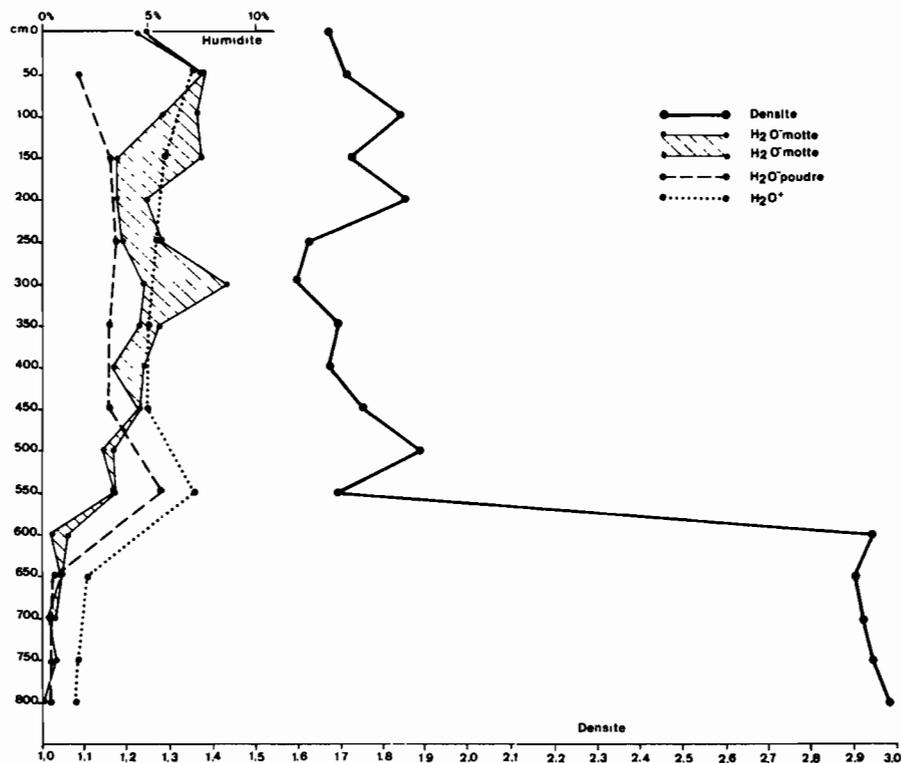


Fig.24 - Densités apparentes et humidités du puits Tan 6

2. LES MESURES DES DENSITÉS APPARENTES

Les densités apparentes décroissent brutalement entre 600 et 550 cm. Dans les niveaux profonds on a une densité voisine de celle de la roche saine ; dans les niveaux intermédiaires, une densité voisine de 1,7 (fig.24). On doit noter que les mesures de densité apparente ne permettent pas d'identifier la passée d'amphibolite quartzique entre 300 et 450 cm. En revanche, les horizons entre 200 et 100 cm montrent des densités supérieures à celles des niveaux sous-jacents. Ces fortes valeurs s'expliquent par les blocs anguleux en place, moins altérés que leur enveloppe.

Le phénomène d'augmentation de la densité dans les horizons superficiels est très général ; il a été décrit dans la toposéquence de Kolel. Il caractérise la présence de minéraux sains dans les niveaux de surface. Ces minéraux résiduels interviennent dans la formation du sol ; ils peuvent servir de réservoirs de cations alcalins et alcalino-terreux au cours de la pédogenèse actuelle.

Les valeurs élevées des densités apparentes, pour tout le puits Tan 6, indiquent une altération de type smectitique qui laisse subsister de nombreux minéraux primaires. La perte de matière est faible et la porosité également.

3. LES MESURES GRANULOMÉTRIQUES

La granulométrie du puits Tan 6 indique la prédominance de la fraction grossière sur la fraction fine (fig.25). Dans la fraction fine, argile et limons, on doit noter la forte proportion des limons fins. Ces limons fins correspondent à la taille granulométrique des minéraux secondaires formés dans les niveaux altérés. La quantité d'argile de taille inférieure à 2μ demeure faible, de l'ordre de 2 à 3%, excepté dans les niveaux superficiels de sol brun. Une augmentation des sables fins est visible au-dessus de 650 cm. Elle correspond à la fracturation des minéraux primaires, amphibole et épidote, et à la baisse brutale de la densité apparente.

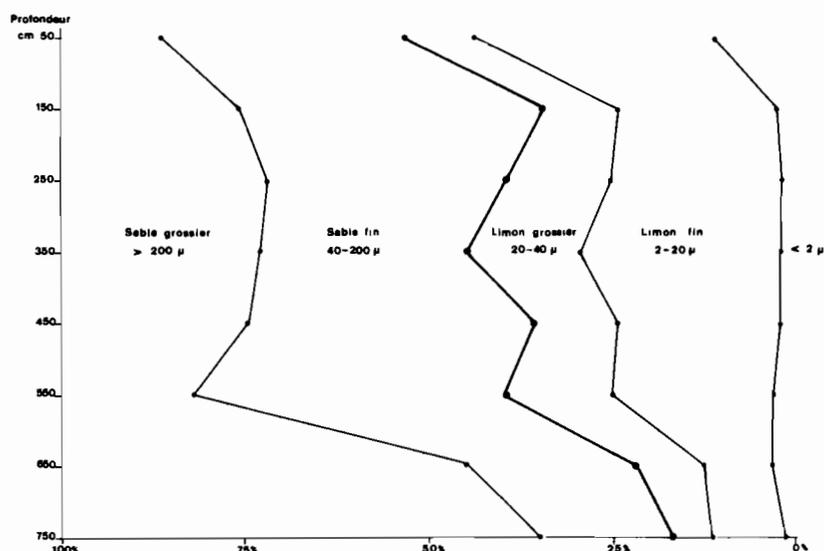


Fig.25 - Granulométrie du puits Tan 6

4. LES MESURES DES HUMIDITÉS

Les mesures de l'humidité (H_2O^-), effectuées sur mottes au moment du prélèvement et après séchage à l'air (fig.24), ont montré des variations assez fortes pour les horizons superficiels et intermédiaires. Les teneurs en eau de rétention (H_2O^-) varient entre 4 et 7%. Une déshydratation naturelle s'est effectuée au moment du stockage, ce qui indique que le profil était relativement humide durant la saison sèche. Les teneurs en eau de constitution (H_2O^+) sont voisines de 6% en moyenne,

dans les niveaux altérés. Elles indiquent une proportion de minéraux secondaires hydroxylés très faible dans ce profil.

5. CONCLUSION

Les mesures physico-chimiques indiquent une altération faible du puits Tan 6. Cette altération est caractérisée par la présence d'une forte proportion de minéraux primaires non altérés, dans le profil. Les densités apparentes sont fortes, les humidités faibles, la granulométrie correspond aussi bien à la fracturation des minéraux primaires qu'à la genèse des minéraux secondaires.

C - MINÉRALOGIE

1. LES MINÉRAUX PHYLLEUX PRINCIPAUX

L'étude diffractométrique a été effectuée sur les fractions argile et limons du puits Tan 6 (fig.26). L'évaluation semi-quantitative des pourcentages de minéraux argileux est faite sur les diagrammes d'agrégats orientés. Les niveaux superficiels et intermédiaires sont composés de kaolinite et de smectites. Les niveaux profonds en dessous de 550 cm sont composés principalement d'amphiboles et de feldspaths et d'une faible proportion de kaolinite et de smectites.

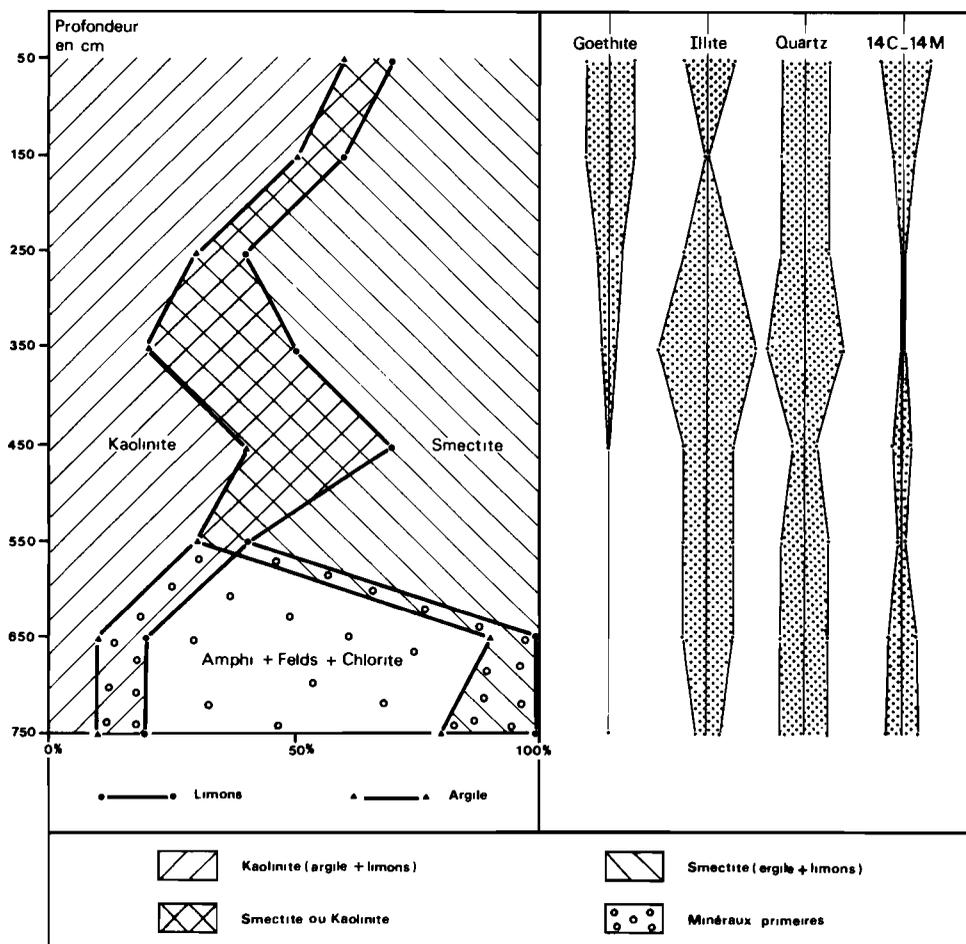


Fig.26 - Minéralogie des argiles et limons du puits Tan 6

La kaolinite est systématiquement plus abondante dans la fraction granulométrique des limons que dans la fraction argile. La kaolinite est donc d'une taille supérieure à 2 μ , plus fréquemment que ne l'est la smectite. Les niveaux superficiels contiennent 40% de smectite et 60% de kaolinite. Les niveaux intermédiaires contiennent 60 à 70% de smectite et 30 à 40% de kaolinite. Les niveaux profonds ne contiennent que 10 à 20% de smectite et autant de kaolinite, le reste est constitué de minéraux primaires non altérés.

Les différents niveaux du puits contiennent tous de la kaolinite, y compris les niveaux profonds où la roche est peu altérée. La présence d'un fond de kaolinite a été décrite au cours de l'étude micromorphologique. Il s'agit des cutanes jaunes qui tapissent les parois des diaclases et qui comblent parfois entièrement les fissures. Ces argilanes sont reliées à la schistosité et à la fissuration verticale. On peut les considérer comme étant d'origine illuviale. La position du puits Tan 6 en bas de pente peut expliquer la présence de cette kaolinite, mais la possibilité de formation en place ne peut être négligée. Ce problème sera discuté dans le chapitre VII.

Les illites sont présentes dans l'ensemble du profil en quantité relativement constante. Elles sont plus abondantes dans le niveau 350 cm et décroissent dans les horizons superficiels. Elles sont généralement de la taille des limons et proviennent des biotites non chloritisées.

2. LES MINÉRAUX ACCESSOIRES DE LA FRACTION ARGILE ET LIMONS

La *goethite* existe en faible quantité dans les niveaux intermédiaires du puits Tan 6. Elle augmente dans les niveaux superficiels et dans le sol brun. Cette goethite provient en grande partie de la transformation des grains de pyrite et tapisse les parois des fissures et des diaclases. Elle est probablement partie intégrante des ferri-argilanes décrites précédemment.

Le *quartz* est présent dans tout le profil. Il présente un maximum dans le niveau 350 cm qui correspond aux amphibolites quartziques.

Les *interstratifiés* (14C-14M) sont rares. Ils apparaissent à la base du puits et dans les niveaux superficiels. Dans les niveaux profonds ils sont constitués de chlorites altérées, la proportion de smectite qui les accompagne est faible. On distingue non pas un pic, mais une bande étalée entre 13 et 15 Å; cette bande se déplace sous l'action des polyalcools entre 15 et 16 Å et elle se situe entre 11 et 14 Å après chauffage. Le test à l'hydrazine (WADA et YAMADA, 1968) permet de distinguer les kaolinites des chlorites à l'aide du déplacement du pic à 7,2 Å après saturation de l'échantillon. Dans le cas des chlorites, le pic reste stable après traitement à l'hydrazine; pour la kaolinite, le pic se déplace à 10,2 Å. Les niveaux 750 et 650 cm ont montré un petit pic stable à 7,2 Å, après saturation à l'hydrazine durant une nuit, ce qui confirme la présence de chlorite dans ces échantillons. Dans les niveaux superficiels, les interstratifiés sont semblables à ceux des horizons équivalents de la toposéquence de Kodel. Ils sont toujours accompagnés de smectites. L'échantillon 50 cm présente, après chauffage à 550°C, un pic à 12 Å et un pic d'ordre supérieur à 24 Å faiblement marqué. La quantité d'interstratifiés (14C-14M) reste faible par rapport à la quantité de smectite.

3. LES MINÉRAUX PRIMAIRES

L'étude des fractions argile et limons indique que les amphiboles et les feldspaths existent dans tout le profil. Ces minéraux sont dominants dans les niveaux profonds, mais ils subsistent également dans le reste du profil, en décroissant progressivement de la base au sommet du puits.

Une étude plus détaillée des minéraux primaires a été effectuée, à l'aide des diagrammes de poudre désorientée, sur les fractions limons et sur les échantillons bruts.

Les *amphiboles* ont donné les diagrammes de hornblende (fiche 21-149, A.S.T.M.) et de trémolite (fiche 13-437, A.S.T.M.), dans la roche saine et dans les niveaux profonds. De nombreux échantillons fournissent des diagrammes intermédiaires en une suite plus ou moins continue entre un pôle à tendance calcique et un pôle plus ferro-magnésien. Les variations d'un échantillon à un autre sont aléatoires. Et on ne peut noter de filiation de bas en haut du profil, ni même d'une classe granulométrique à une autre, dans un même échantillon.

Les *feldspaths* des niveaux profonds du puits ont été déterminés comme de l'andésine (An 35-45) dans les niveaux 750 et 650 cm. La quantité de plagioclases décroît vers le haut du profil, ce qui confirme l'observation microscopique montrant la transformation des plagioclases en smectite. Les plagioclases forment avec le quartz la mésostase cryptocristalline. Cet agrégat de feldspaths et de quartz sans formes définies correspond à une structure de dévitrification par vieillissement (JUNG, 1958). Cette association mal cristallisée s'altère plus vite que les ferro-magnésiens automorphes.

Dans les niveaux intermédiaires, les teneurs en anorthite diminuent. Dans le niveau 350 cm, on trouve l'oligoclase (An 15 à 20). Une albitisation relative semble se produire au cours de l'altération, et les plagioclases s'appauvrissent en calcium plus rapidement qu'en sodium. Cette observation va à l'inverse de ce qui a été décrit à Kolel où le labrador s'altère sans albitisation relative. Il est possible que dans le fond matriciel cryptocristallin de l'amphibolite de Tankièdougou, des plages anorthitiques s'altèrent plus vite que des plages albitiques. Le seul exemple du puits Tan 6 ne permet pas de conclure. Le problème de l'albitisation relative sera repris dans le cadre de la toposéquence complète.

4. CONCLUSION

L'étude minéralogique a montré que le minéral principal formé dans le puits Tan 6 est la smectite. Elle est accompagnée d'une faible quantité d'interstratifiés (14C-14M) provenant des chlorites qui existent déjà dans la roche dure.

La kaolinite existe également dans tout le profil, y compris les niveaux profonds peu altérés. La présence de cette kaolinite est liée aux fissures et aux diaclases, elle pourrait marquer une certaine illuviation autour des altérations à structure conservée.

Le puits Tan 6 présente une faible altération qui laisse subsister une grande quantité de minéraux primaires, feldspaths et amphiboles. On doit noter que les andésines sont plus transformées et évoluent plus vite que les amphiboles. Cette observation de plagioclases s'altérant avant les ferromagnésiens est à l'inverse de ce qui a été décrit dans la toposéquence de Kolel.

D - GÉOCHIMIE

Les analyses chimiques de neuf niveaux du puits Tan 6 sont regroupées dans le tableau XXI. L'examen du tableau indique que la variation des teneurs est en général faible de bas en haut du profil, excepté pour le sodium et à un degré moindre pour le magnésium et le calcium. Les calculs des concentrations relatives entre la roche mère et les différents niveaux du puits montre que les éléments sont peu exportés. Les courbes cumulatives de ces concentrations visualisent la faible amplitude des variations entre la roche et le sommet du puits (fig.27). Les éléments les plus exportés (Na et Mg) ne s'appauvrissent que dans une proportion de 2 à 3 fois, alors que les mêmes éléments s'appauvrissent

Tableau XXI

*Teneurs en éléments majeurs du puits Tankièdougou 6
(en pourcentages pondéraux de l'échantillon séché à 110°)*

Profondeur cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	d
50	43,24	17,60	3,39	6,50	19,34	0,22	2,32	0,33	0,37	7,02	1,71
150	47,66	15,40	4,15	8,16	15,08	0,26	1,92	1,13	0,19	5,73	1,72
250	45,93	15,79	3,69	9,13	16,09	0,24	1,82	0,95	0,23	5,37	1,62
350	51,36	13,85	2,85	9,22	12,64	0,20	1,59	1,71	0,14	4,96	1,69
450	49,48	15,34	4,29	7,52	14,38	0,22	1,90	1,90	0,28	4,76	1,75
550	44,58	16,62	3,76	6,32	18,40	0,26	2,17	1,02	0,32	7,00	1,69
650	49,42	13,89	5,63	8,72	15,28	0,21	1,87	2,00	0,43	2,07	2,90
750	51,14	13,26	5,21	9,84	14,46	0,21	1,72	2,21	0,39	1,63	2,94
Roche mère	48,68	14,12	5,51	8,84	14,74	0,23	1,84	2,30	0,24	1,65	2,98

saient dans une proportion de 15 à 20 fois dans le puits Kolel 3. K est enrichi dans une proportion de 1 à 2 fois. Les autres éléments évoluent entre des coefficients de concentration cumulés compris entre + 0,5 et - 0,5, ce qui peut être considéré comme une variation remarquablement faible.

Les concentrations à volume constant et les concentrations isotitane (Tabl.XXII) permettent de calculer les importations et les exportations dans les différents niveaux et pour l'ensemble du puits.

Le raisonnement isovolumétrique montre qu'il existe une faible exportation de tous les éléments, tandis que l'eau de constitution (H_2O^+) double. De nombreux éléments quittent le profil dans une proportion d'environ 30%, y compris les éléments réputés stables (Al et Fe). Le potassium s'appauvrit de 10%, le sodium et le magnésium de 50%. Le classement des éléments par les concentrations moyennes à volume constant est le suivant :

K (0,87) ; Al et Fe (0,71) ; Ti (0,69) ; Si (0,67) ; Mn (0,66) ; Ca (0,63) ; Mg (0,53) ; Na (0,44)

Les valeurs moyennes de ces concentrations à volume constant sont fortes, ce qui confirme la présence de nombreux cations dans les minéraux secondaires formés et le caractère smectitique des altérations du puits Tan 6. On doit noter le comportement particulier du potassium qui est l'élément le moins mobile dans ce profil.

Le calcul isotitane indique une mobilité relative des éléments identique à la mobilité obtenue par le calcul des concentrations isovolumétriques. Les valeurs moyennes obtenues sont fortes et montrent un enrichissement relatif pour K, Fe et Al. Les autres éléments sont légèrement appauvris. La perte maximale est celle de Mg (0,73) et surtout de Na (0,61).

En conclusion, l'étude géochimique du puits Tan 6 montre une perte de matière faible à modérée de bas en haut du profil. Les éléments majeurs les plus mobiles sont le sodium et le magnésium ; les éléments les plus stables sont le potassium, le fer et l'aluminium. Les différents modes de calcul, absolu ou relatif, indiquent une altération ménagée. Elle correspond à la formation d'altérites smectitiques au sein d'un matériel qui comporte encore beaucoup de minéraux primaires non altérés.

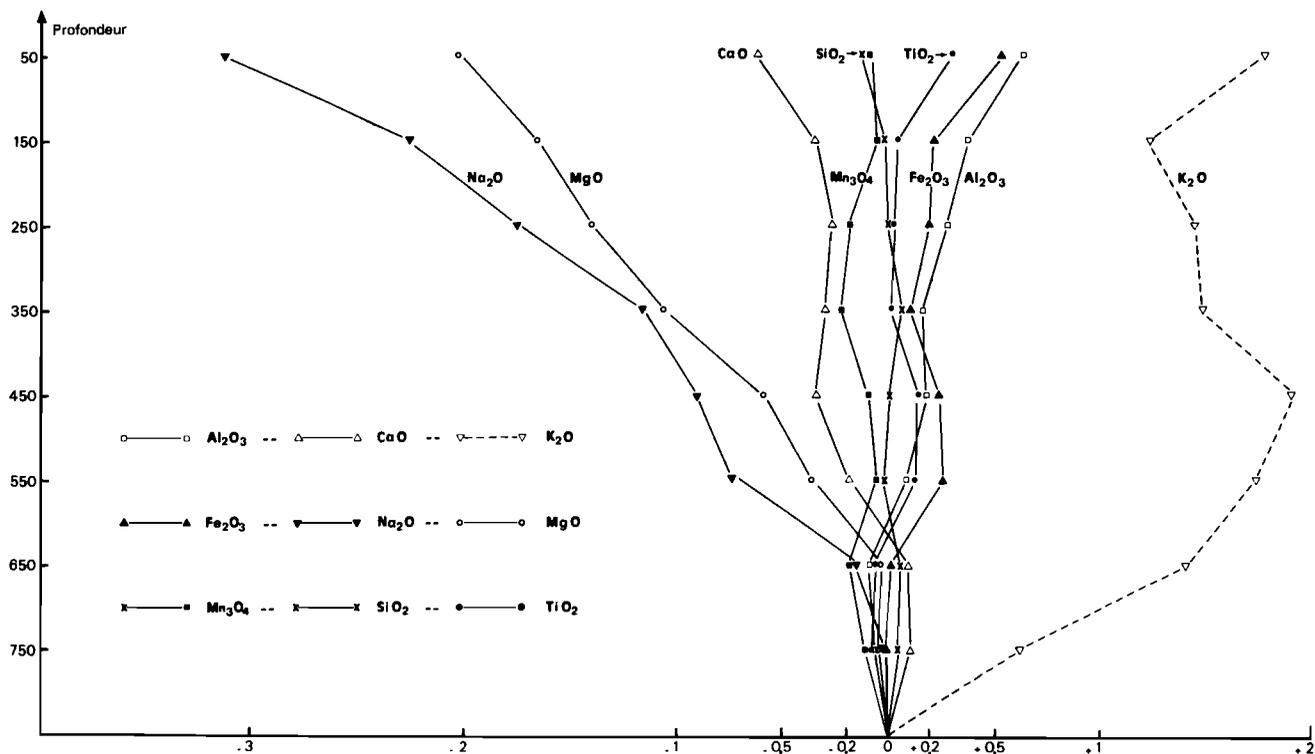


Fig.27 - Courbes cumulatives des concentrations en éléments majeurs du puits Tan 6

Tableau XXII

Concentrations isovolumétriques et isotitane du puits Tankièdoukou 6

	Profondeur cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O*
Concentrations isovolumétriques	50	0,51	0,72	0,35	0,42	0,75	0,55	0,72	0,08	0,88	2,4
	150	0,57	0,63	0,43	0,53	0,59	0,65	0,60	0,28	0,46	2,0
	250	0,51	0,61	0,36	0,56	0,59	0,57	0,54	0,22	0,52	1,7
	350	0,60	0,56	0,29	0,59	0,49	0,49	0,49	0,42	0,33	1,7
	450	0,60	0,64	0,46	0,50	0,58	0,56	0,60	0,49	0,69	1,7
	550	0,52	0,67	0,39	0,40	0,71	0,64	0,67	0,25	0,75	2,4
	650	0,99	0,95	0,99	0,96	1,01	0,89	0,99	0,85	1,74	1,1
	750	1,03	0,93	0,94	1,09	0,97	0,90	0,92	0,95	1,60	1
	moyenne	0,67	0,71	0,53	0,63	0,71	0,66	0,69	0,44	0,87	1,8
Concentrations isotitane	50	0,71	0,99	0,48	0,59	1,04	0,76	1	0,11	1,22	3,3
	150	0,94	1,04	0,72	0,88	0,98	1,08	1	0,47	0,76	3,3
	250	0,95	1,13	0,68	1,04	1,10	1,05	1	0,41	0,97	3,2
	350	1,23	1,13	0,60	1,20	1,00	1,00	1	0,86	0,67	3,4
	450	0,99	1,06	0,76	0,82	0,95	0,93	1	0,80	1,13	2,8
	550	0,78	1,00	0,58	0,60	1,06	0,96	1	0,37	1,13	3,6
	650	1,00	0,96	1,00	0,97	1,02	0,90	1	0,86	1,76	1,2
	750	1,12	1,00	1,02	1,19	1,05	0,97	1	1,02	1,73	1,1
	moyenne	0,97	1,04	0,73	0,91	1,03	0,96	1	0,61	1,17	2,7

II - LA TOPOSÉQUENCE DE TANKIÈDOUGOU

La toposéquence de Tankièdoukou comprend neuf puits principaux situés dans les contreforts sud de la montagne de Ma (fig.28 et Pl.V). Elle est longue de 2,4 km et s'étend depuis le petit affleurement de péridotite près de la piste jusqu'aux deux collines d'amphibolites au Nord, qui surplombent la plaine de 30 et de 50 m. Il n'y a pas trace de cuirassement sur ces collines, ni sur le pointement de roche ultrabasique.

Des affleurements existent aux deux extrémités de la toposéquence, ils sont absents dans la plaine, entre les puits 3 et 6. Les puits 3 et 4 sont creusés sur les péridotites serpentinisées décrites par BOUSQUET (1965). Le puits 5 est situé sur une granodiorite qui n'affleure pas. Les puits 6, 7, 8, 10 et 12 recourent des amphibolites identiques à celles décrites précédemment. Le puits 9 est creusé sur un contact entre granite et amphibolite. Les granites des puits Tan 5 et Tan 9 ont des contacts francs avec les roches basiques encaissantes. Ils font partie des intrusions du granite circonscrit post-tectonique de type Bondoukou, qui sont abondantes dans la zone étudiée. La limite des roches ultrabasiques et des amphibolites n'a pas été observée, elle est déterminée approximativement par la géophysique.

Un placage sablo-limoneux peu épais est visible dans les points bas de la plaine, entre les puits 5 et 6. Il correspond à une zone d'inondation réduite de la cuvette durant l'hivernage.

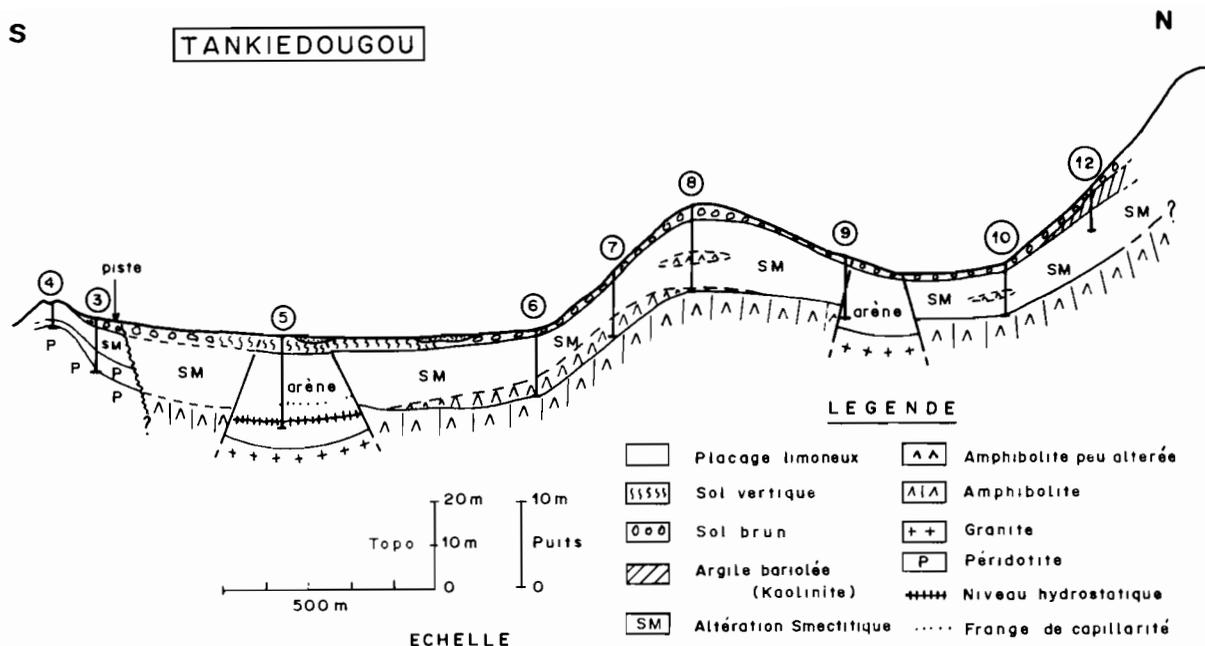


Fig.28 - La toposéquence de Tankièdougou

A - DESCRIPTION DES PUIITS

Les puits creusés sur les amphibolites sont décrits brièvement par comparaison avec le puits Tan 6. Les puits sur les péridotites et sur le granite sont étudiés plus en détail.

Le puits Tankièdougou 3, à l'aval de la toposéquence.

- 0-20 cm - Horizon humifère brun-noir, mélangé à de nombreux débris de roche et à quelques gravillons et quartz anguleux.
- 20-100 cm - Sol brun très rouge, développé dans un matériel qui contient des blocs à structure conservée, non altérés. Ces blocs semblent en place, entourés par les argiles brunes. Pas de diaclases visibles et pas d'écorces d'altération.
- 100-400 cm - Roche altérée à structure conservée. Joints argileux dans les diaclases, toucher onctueux. Couleur jaune au sommet, grise à la base.
- 400-600 cm - Roche peu altérée à diaclases ouvertes, très fracturée selon un pendage principal de 45°. Revêtement talqueux des fissures entourant des blocs anguleux.

Dans ce puits on observe une altération progressive de la roche en place, à partir du réseau de diaclases de la base jusqu'à 20 cm de profondeur. Le puits Tan 4, situé au sommet de l'affleurement, possède une altération encore plus mince. Il est creusé sur 300 cm de profondeur, dans la roche peu altérée qui se débite en blocs et plaquettes. Les diaclases sont remplies d'une argile brun noirâtre au toucher onctueux. Les blocs en surface sont recouverts par une altération comparable à un "pain d'épice" de couleur chocolat, semblable à celle des roches calcaro-dolomitiques. Cette altération qui donne une croûte poreuse presque vacuolaire, sans écorces arrondies, est caractéristique des roches ultrabasiques.

Le puits Tankièdougou 5, dans la plaine.

- 0-20 cm - Horizon humifère gris-cendre. Structure polyédrique fine. Quelques gravillons et quartz de petite taille.
- 20-200 cm - Sol vertique bien structuré à fentes de retrait et faces lissées.
- 200-500 cm - Roche très altérée formant une arène jaunie. Quelques poches d'argile et petits filonnets de quartz obliques.
- 500-800 cm - Arène à structure conservée, très argileuse. Diaclases ouvertes en forme de dôme. Couleur gris clair.
- 800-1100 cm - Arène peu altérée et peu disloquée, boules de roche saine avec cortex, couleur gris foncé. Ces niveaux sont humides ; frange de capillarité entre 800 et 1050 cm, niveau hydrostatique à 1050 cm.

Dans ce puits on observe l'altération d'une granodiorite à petit grain, qui développe une arène à structure conservée. Cette arène contient une nappe phréatique à la base. L'individualisation des minéraux qui se disloquent et se séparent en donnant une arène peu argileuse est caractéristique de l'altération des granites. Ce phénomène est à opposer à l'argilisation importante et massive, spécifique des roches basiques.

Le puits Tankièdougou 7

- 0-20 cm - Horizon humifère noir dans un éboulis de pente, nombreuses plaquettes d'amphibolites.
- 20-100 cm - Sol brun eutrophe avec schistosité conservée et quelques débris anguleux de roche en place.
- 100-250 cm - Roche très altérée avec plages brunes pédo-biologiques ; schistosité verticale importante.
- 250-500 cm - Roche altérée de couleur blanchâtre. Débit schisteux fin, structure entièrement conservée.
- 500-750 cm - Roche peu altérée de couleur grisâtre à jaunâtre. Débit en plaquettes. Structure et diaclases conservées, filon de quartz oblique.
- 750 cm - Roche dure massive, débit en gros prismes.

Ce puits ressemble en tous points au puits Tan 6 décrit précédemment. L'altération de l'amphibolite quartzique est progressive, de bas en haut du profil, et développe une schistosité verticale importante, peu visible dans la roche dure.

Le puits Tankièdougou 8, au sommet de la première colline.

- 0-20 cm - Horizon humifère grisâtre avec gros débris.
- 20-150 cm - Sol brun eutrophe développé au milieu de gros blocs de roche, de 20 à 100 cm, et dans une altération à structure plus ou moins conservée de 100 à 150 cm.
- 150-300 cm - Roche très altérée avec passées pédo-biologiques d'argile brune, schistosité sub-verticale.
- 300-600 cm - Roche altérée à structure et diaclases conservées ; argile dans les diaclases.
- 600-950 cm - Roche peu altérée, avec une passée plus dure de 600 à 700 cm. Structure conservée.
- 1000 cm - Roche dure, très fracturée.

Ce puits est identique aux puits Tan 6 et 7. En surface, le sol brun se développe à la fois dans des boulders et dans la roche en place altérée.

Le puits Tankièdougou 9

- 0-150 cm - Sol brun eutrophe sur éboulis de pente, à blocs anguleux (0-100 cm) et altération en place à structure conservée (100-150 cm).
- 150-300 cm - Roche très altérée à schistosité verticale, joints d'argile brune dans les diaclases.
- 300-700 cm - Contact oblique entre une arène granitique et une amphibolite altérée. Le contact est souligné par un liseré de quartz de 1 cm d'épaisseur. Du côté du granite, l'arène est homogène et ne présente pas d'auréole. Du côté de l'amphibolite, il se développe une schistosité et une fracturation parallèles au contact : la roche possède une auréole plus altérée, elle est plus compacte quand on s'éloigne du contact, avec des blocs d'amphibolite non altérée.
- 700-750 cm - Arène granitique à structure conservée.

Ce puits est creusé sur un contact entre deux roches différentes, souligné par un mince liseré de quartz. L'altération de l'amphibolite est forte en bordure de ce contact, elle est plus faible quand on s'en éloigne.

Les puits Tan 10 et Tan 12 sont semblables aux puits décrits précédemment sur les amphibolites. Ils comprennent : un sol brun eutrophe (0-100 cm) dans un matériel qui contient de gros blocs d'amphibolites ; une altération progressive de l'amphibolite où les structures et les diaclases sont conservées. Une schistosité verticale se développe au sommet de cette altération. Des récurrences de roches plus dures sont visibles dans le profil, ainsi que des blocs en place moins altérés que le reste de la roche.

Le puits Tan 12 possède, de plus, un horizon intermédiaire de 100 à 300 cm, où l'on observe des argiles brunes et rouille qui forment un début de nodulation au sein de la roche très altérée. On peut assimiler ce niveau à la base d'un horizon d'argile bariolée, ce qui le fait correspondre à un ancien profil kaolinique.

En conclusion, les grandes unités visibles dans la toposéquence de Tankièdougou sont les suivantes .

- Les puits sur les péridotites, avec un sol brun rouge à chocolat en surface surmontant une altération de faible épaisseur à structure conservée.
- Les puits sur la granodiorite, avec un sol vertique en surface surmontant une arène quartzreuse épaisse.
- Les puits sur les amphibolites, avec un sol brun eutrophe en surface, dans des blocs inaltérés, surmontant une altération ménagée de la roche à schistosité renforcée vers le haut.

B - MESURES PHYSICO-CHIMIQUES

1. LES MESURES DES RÉSISTIVITÉS APPARENTES

Les sondages électriques en courant continu ont permis de dessiner le profil du front d'altération de la toposéquence. Le puits Tan 3 a permis d'étalonner la méthode électrique par rapport à la méthode de réfraction sismique du "Terra-Scout" (ALBOUY, BOULANGÉ et PION, 1970). La vitesse de déplacement des ondes sismiques à travers différents matériaux est variable et fonction de la nature de ces matériaux. La mesure de cette vitesse permet de déduire le type de matériel rencontré. Les deux méthodes, sismique et électrique, donnent les résultats suivants.

- Le sondage électrique indique un premier terrain de 50 cm et un second terrain de 750 cm, soit un total de 800 cm.
- Le sondage sismique indique un premier terrain de 140 cm et un second terrain de 595 cm, soit un total de 735 cm.

Les deux résultats sont très voisins et supérieurs à la valeur mesurée dans le puits, qui est de 600 cm. La différence se situe dans l'estimation du premier terrain de 100 cm. Il est sous-estimé par la méthode électrique et surestimé par la méthode sismique.

Les valeurs des résistivités apparentes des niveaux superficiels sont variables. Elles vont de 15 Ω .m dans le sol vertique du puits Tan 5 à 300 Ω .m dans le sol brun mélangé à des débris du puits Tan 7. Dans les niveaux profonds, les résistivités apparentes sont fonction de la roche et de la nature de l'altération formée.

- Le puits Tan 3, sur les péridotites, a une résistivité de 26 Ω .m. Cette valeur forte indique la présence de minéraux autres que la smectite et la faible altération du puits.
- Le puits Tan 5, sur la granodiorite, a une résistivité de 55 Ω .m. Cette valeur correspond à une arène où le quartz est abondant.
- Les puits sur les amphibolites ont des résistivités de 16 Ω .m pour Tan 6 et de 30 Ω .m pour Tan 7. Ces valeurs sont élevées pour des altérations smectitiques. Elles indiquent la présence de minéraux primaires dans les niveaux d'altération.

On doit noter que l'ensemble des résultats, excepté pour le puits Tan 5 sur la granodiorite, n'est pas entièrement caractéristique de l'altération formée. Les valeurs obtenues sont trop fortes pour une altération totalement smectitique et trop faibles pour une altération entièrement kaolinique.

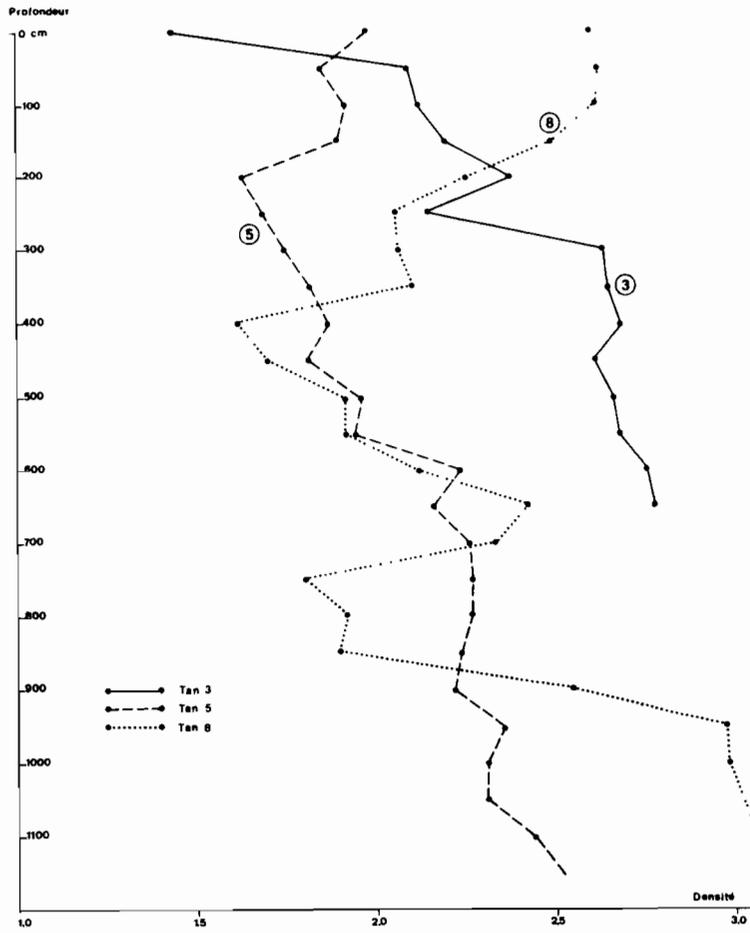


Fig.29 - Densités apparentes des puits 3, 5 et 8 de Tankièdougou

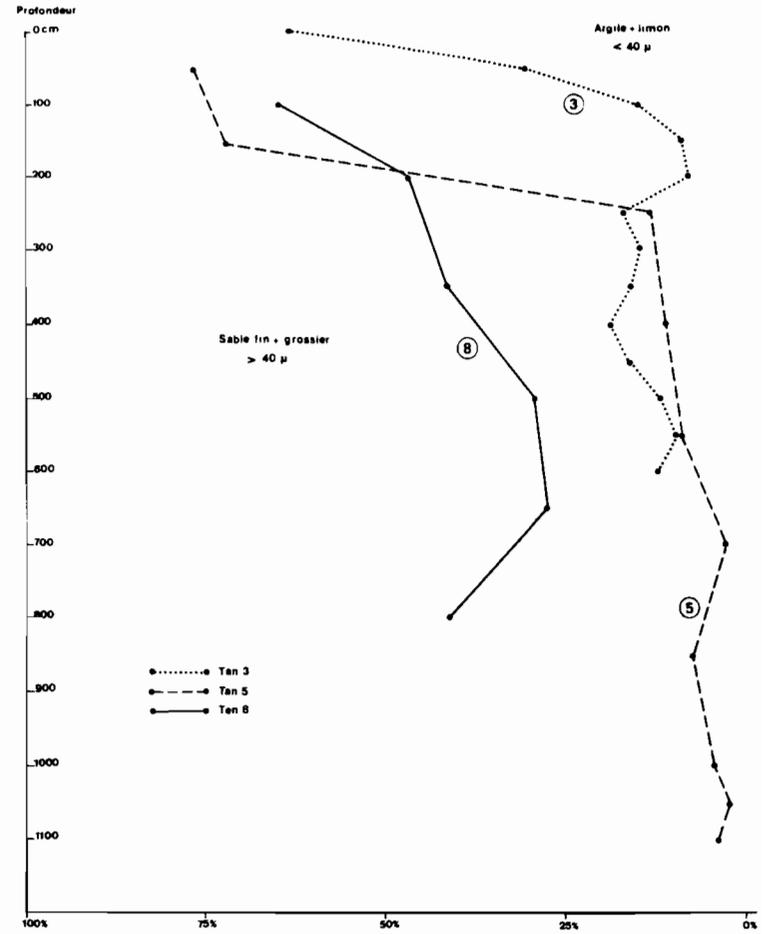


Fig.30 - Granulométrie des puits 3, 5 et 8 de Tankièdougou

2. LES MESURES DES DENSITÉS APPARENTES

Dans la toposéquence de Tankièdougou, les densités apparentes peuvent prendre des valeurs très différentes selon les puits envisagés. Trois profils types ont été représentés sur la figure 29, pour les trois unités lithologiques distinctes de la toposéquence. Le puits Tan 3 présente des densités fortes, proches de celles de la roche dure, qui indiquent une altération faible de la péridotite serpentinisée. Le puits Tan 5 montre des densités variant de 2,5 en profondeur à 1,9 au sommet, avec un minimum de 1,7 à 200 cm. On peut observer que la diminution est très progressive dans les arènes et que le niveau hydrostatique (1050 cm) et la frange de capillarité ne sont pas marqués par une variation des densités apparentes. Le puits Tan 5 présente une grande homogénéité sur toute sa hauteur.

Les profils sur les amphibolites, représentés ici par le puits Tan 8, indiquent des variations plus importantes. Des récurrences de roche dure sont visibles (600 à 700 cm) dans une altération de type smectitique dont la densité est voisine de 1,8. De plus, les niveaux superficiels de sol brun mélangés à des débris rocheux montrent des densités élevées voisines de 2,6. C'est le cas général pour tous les puits sur les amphibolites, où les courbes des densités apparentes montrent un tracé en "dents de scie" caractéristique des alternances de roche dure et de roche altérée. C'est le cas également des horizons superficiels à densité forte, où les morceaux d'amphibolites sont abondants. Ce phénomène est visible dans les puits Tan 7, Tan 8 et Tan 10.

En conclusion, les courbes des densités apparentes sont différentes dans les trois unités lithologiques de la toposéquence (péridotites, granites et amphibolites). Dans les amphibolites, elles mettent en évidence les passées inaltérées de la roche et les niveaux de sol brun riches en débris et en minéraux primaires. Ces récurrences de roche dure au sein des altérites et dans les niveaux de surface ont été décrites dans la toposéquence de Kolel. Elles sont encore plus marquées à Tankièdougou où la roche est à grain plus fin.

3. LES MESURES GRANULOMÉTRIQUES

Les courbes granulométriques des puits de la toposéquence de Tankièdougou confirment les différences lithologiques déjà évoquées. La limite entre la fraction grossière supérieure à 40 μ et la fraction fine (argile et limons) permet d'apprécier la composition granulométrique des péridotites, des granites et des amphibolites (fig.30).

Le puits Tan 3, sur les péridotites, possède une fraction fine de 10 à 20% qui s'enrichit brusquement dans l'horizon de surface jusqu'à dépasser 50%. Les niveaux profonds et intermédiaires évoluent peu, ce qui montre la faible intensité de l'altération dans ces horizons.

Le puits Tan 5, sur la granodiorite, est pauvre en éléments fins : 5% à 1000 cm et 10% à 250 cm. L'accroissement des fractions fines est progressif le long du profil, mais il reste faible. Dans le sol vertique en revanche, la valeur de la fraction fine passe brusquement à 75%. La pédogenèse se traduit, dans ce cas, par une rupture brutale du profil granulométrique au profit des fractions argile et limons.

Le puits Tan 8, sur les amphibolites, montre des teneurs en fractions fines de l'ordre de 40%. Ces valeurs sont plus faibles (30%) dans la passée de roche dure et plus fortes (60%) dans le sol brun. En réalité, le spectre granulométrique n'indique pas une altéroplassation intense dans les puits sur les amphibolites. Il correspond à la composition initiale de la roche, qui comprend de nombreux minéraux primaires de la taille des limons fins, en particulier des feldspaths. Les autres puits sur les amphibolites présentent la même évolution ; la fraction fine varie peu dans les niveaux d'altération, mais s'accroît dans les sols bruns en surface.

4. LES MESURES D'HUMIDITÉ : L'EAU DE RÉTENTION (H₂O⁻)

Les humidités sont faibles dans la majeure partie de la toposéquence. Les variations entre les roches dures et les altérites se font avec des teneurs en eau de rétention (H₂O⁻) faibles, ce qui indique un matériel peu altéré et donc peu argileux dans tous les puits. Les moyennes des humidités ont été calculées pour chaque puits, ainsi que les écarts types (Tabl.XXIII).

Les teneurs moyennes en H₂O⁻ sont voisines pour tous les types de roche. Les valeurs les plus fortes se situent au contact entre granite et amphibolite, dans le puits Tan 9. Elles se trouvent également dans le puits Tan 12 où il existe un niveau d'argile bariolée. Ces deux zones correspondent à des altérations plus intenses dans la toposéquence.

Tableau XXIII

Moyennes des humidités dans les puits de la toposéquence de Tankiédougou

Puits	Péridotite		Granite	Amphibolite			Contact granite sur amphibolite	Amphibolite	
	3	4	5	6	7	8	9	10	12
Moyenne H ₂ O ⁻	2,40	1,36	3,21	3,96	2,94	2,15	6,63	2,41	5,02
σ Ecart type	1,57	0,59	2,43	2,86	2,85	1,96	3,67	3,03	4,30

C - OBSERVATION AU MICROSCOPE

La description détaillée des lames minces pétrographiques serait fastidieuse. On a donc regroupé les observations principales pour les différents puits et pour les différentes roches de la toposéquence, afin de suivre les transformations des minéraux au cours de l'altération.

1. TRANSFORMATIONS DANS LES PÉRIDOTITES

a) La roche dure

La roche dure, à 600 cm, est composée de serpentines en amas arrondis englobés dans des amphiboles poecilites (hornblende brune). Les minéraux accessoires sont : la magnétite en cristaux cubiques et en liserés dans les amphiboles et autour des serpentines, la chlorite et le talc.

La serpentine occupe entièrement d'anciens cristaux d'olivine qui ont gardé leur forme, leurs fractures et leurs maillages. Elle se compose principalement d'antigorite, soit en amas à biréfringence faible, soit en cristaux lamellaires disposés transversalement aux fractures. Ces cristaux forment des figures de cristallisation en "dents de scie" ou en "fer de lance" décrites par LEGOUX (1960) dans les dunités de Conakry. Quelques fibres de chrysotile à biréfringence plus forte sont visibles en bordure des amas d'antigorite.

L'amphibole a remplacé totalement un pyroxène dont on distingue encore les fractures et les clivages orthogonaux ainsi que les traces du clivage fin (010). Ces traces sont soulignées par une trame de magnétite qui permet de reconnaître le pyroxène originel. La chlorite est disposée en amas sphéroïdaux en bordure de ces anciens pyroxènes ou en cristaux allongés et flexueux au cœur de l'amphibole. Les chlorites de bordure ont des teintes de polarisation anormales vertes à brunes, les grandes chlorites allongées ont des teintes de polarisation anormales bleu de Prusse (pennine).

Cette roche est probablement une ancienne wehrlite. Elle est entièrement serpentinisée et ouralitisée, mais sans déformation des cristaux. On reconnaît très bien les fantômes des cristaux et la structure grenue de la roche. Elle comprend des minéraux phylliteux déjà abondants, en particulier le talc et la chlorite.

b) Les niveaux d'altération

Les amphiboles se fractionnent et les différents morceaux donnent des chlorites, du talc et des fibres de trémolite. La chlorite est le minéral le plus abondant, parfois altérée en un produit cryptocristallin de coloration brun sale. Les fractures sont envahies par une trame de fer jaune rouille et par des granules opaques. Dans les niveaux superficiels (150 cm), l'amphibole est rare, la chlorite qui la remplace est décolorée et exfoliée. Au sein des fibres de chlorite apparaissent des cristaux enchevêtrés incolores, à biréfringence moyenne, qui sont des smectites ou des interstratifiés (14C-14M) identifiés par diffraction des rayons X. Une trame de goëthite entoure les minéraux et les recoupe ; l'ensemble de la lame est jauni.

Les serpentines, dans les niveaux profonds, sont surtout composées d'antigorite en lamelles dont les amas mal cristallisés occupent le cœur des anciens péridots. Certaines lamelles sont légèrement jaunies et fractionnées. En remontant vers le sommet du puits, la masse cryptocristalline devient plus abondante, mais il demeure des débris de lamelles au sein d'une mésostase à biréfringence faible. Dans le niveau 150 cm, les serpentines sont très divisées et colorées en jaune sale. Il se forme des vides au sein de la masse cryptocristalline, aucune transformation en minéraux phylliteux n'est visible.

Les minéraux accessoires, surtout le talc, restent abondants jusque dans les horizons superficiels, sans être transformés. La magnétite s'altère, les cristaux cubiques s'arrondissent. Les liserés qui soulignaient les fractures des amphiboles donnent des réseaux anastomosés de goethite qui recoupent tous les minéraux selon un litage grossier.

2. TRANSFORMATIONS DANS LES GRANODIORITES

a) La roche dure

La roche dure a été échantillonnée à 1100 cm, dans des boulders au fond du puits Tan 5. Elle a une structure grenue isogranulaire, et les cristaux ont une taille qui varie entre 150 μ et 1 mm. Cette roche est mésocrate. Elle est composée des minéraux suivants.

- Quartz en cristaux xénomorphes interstitiels (11%).
- Plagioclases parfois zonés (42%). Ils sont très séricitisés et les mesures difficiles des angles d'extinction des macles indiquent une composition à la limite oligoclase - andésine. Les plagioclases contiennent également des granules d'épidote et de quartz (saussurite) et un peu de sphène.
- Microcline rare dans la roche, en petits cristaux non altérés.
- Hornblende verte très abondante, souvent maclée. Elle contient des plages décolorées où le pléochroïsme disparaît.
- Biotite parfois inaltérée, parfois chloritisée.
- Magnétite en petits granules.

La faible proportion de microcline et l'abondance des ferro-magnésiens permettent de classer cette roche à la limite des granites et des diorites quartziques. Le terme de granodiorite utilisé sur le terrain est retenu ici.

b) Les niveaux d'altération

Les transformations visibles dans le profil d'altération concernent les amphiboles et les micas. Les quartz et les feldspaths restent inchangés dans les niveaux profonds et intermédiaires. *Les amphiboles* se fracturent et se décolorent totalement, les morceaux s'arrondissent et les clivages fins s'épaississent. Certaines plages, souvent au centre des cristaux, se transforment en minéraux phylliteux orientés selon la direction d'allongement de l'amphibole initiale. Ces minéraux phylliteux à biréfringence moyenne sont des smectites et des interstratifiés smectite-chlorite (identifiés aux rayons X). *Les biotites* très pléochroïques s'altèrent également. Les clivages fins deviennent apparents et les bordures des cristaux s'effilochent. Les teintes de polarisation sont anormales et donnent un moirage finement strié. Parfois la couleur initiale des cristaux s'éclaircit et la biréfringence s'abaisse. Ces altérations sont caractéristiques de la transformation des micas en phyllites.

Dans tous ces niveaux, les grains de la roche se séparent et s'arrondissent. Il se forme des vides et des canaux entre les cristaux. Ces vides sont souvent soulignés par une coloration brun-noir ferrugineuse qui ourle simplement les grains, en particulier en bordure des magnétites et des biotites.

Dans les horizons superficiels verticaux, le plasma argileux devient brusquement très abondant. Tous les minéraux sont altérés, y compris les plagioclases séricitisés dont on distinguait la forme à 250 cm. Une organisation pédo-biologique fait disparaître la structure de la roche. Le squelette est composé de grains de quartz et de morceaux anguleux de feldspaths peu nombreux. L'assemblage est porphyroscopique et le plasma est omnisépique avec des plages asépiques. Des fentes ouvertes recoupent le matériel dont la porosité est faible.

3. TRANSFORMATIONS DANS LES AMPHIBOLITES

Les amphibolites présentent des transformations identiques à celles qui ont été décrites dans le puits Tan 6. Les roches dures au fond des puits présentent parfois de faibles différences avec cette amphibolite étudiée : le puits Tan 7 est situé sur une amphibolite plus schisteuse et plus

riche en filonnets de quartz ; le puits Tan 8 est situé sur une roche plus grenue et plus riche en épidote ; le puits Tan 9 montre une amphibolite fracturée et tectonisée.

Les différences de texture, de schistosité et même d'abondance d'un minéral dans la roche n'induisent pas des profils d'altération dissemblables dans les puits sur les amphibolites. Les transformations observées peuvent se schématiser de la manière suivante.

- L'altération dans les puits sur les amphibolites est faible. Elle se produit à partir des fractures et des diaclases et isole des plaquettes ou des blocs (Tan 8) qui ne sont pas altérés.
- Les cristaux automorphes d'amphibole et d'épidote n'ont que peu ou pas évolué. Les biotites et les plagioclases de la mésostase sont altérés et donnent de la chlorite, des interstratifiés et de la smectite.
- Les fissures sont remplies d'argilanes et de ferranes composées de kaolinite et de goéthite. Une partie de la goéthite provient de l'altération des grains de pyrite. La présence de kaolinite est visible dans tous les puits et sur toute l'épaisseur des profils, son origine sera discutée dans l'étude minéralogique.
- Les niveaux superficiels sont composés d'un sol brun peu épais, développé au milieu de débris et de blocs dont la taille dépend de la roche initiale. La structure de la roche est visible presque jusqu'en surface, à la base de ces sols bruns, et les minéraux altérables sont très abondants dans ces horizons superficiels.
- Tous les puits sur les amphibolites présentent une schistosité croissante de la base au sommet. Cette schistosité est parfois peu apparente dans la roche dure (Tan 8 et 10). Elle est subverticale et soulignée par des traînées ferrugineuses brun-rouille.

D - MINÉRALOGIE

L'étude aux rayons X a été réalisée sur les fractions granulométriques des "argiles" et des limons à l'aide des diagrammes d'agrégats orientés. Un bilan semi-quantitatif des pourcentages de minéraux phylliteux est établi par l'estimation des hauteurs et des surfaces des pics (Tabl. XXIV). Certains échantillons sont étudiés à l'aide des diagrammes de poudres désorientées.

La kaolinite n'existe pas dans les puits sur les roches ultrabasiques. Elle devient abondante dans les niveaux superficiels des puits sur les amphibolites. La smectite est le minéral dominant dans tous les puits. L'illite existe en grande quantité sur la granodiorite et en quantité moindre sur les amphibolites. Les interstratifiés et la chlorite sont abondants dans les puits 3, 4, 5 et 6 qui sont à l'aval de la toposéquence. Le talc et la serpentine n'existent que dans les péridotites.

Dans les péridotites, les transformations des amphiboles et des chlorites primaires donnent des smectites dioctaédriques, des chlorites trioctaédriques et des interstratifiés (14C-14M). Cette évolution a été également décrite à Bornéo par SCHELLMANN (1964). Les serpentines, en revanche, semblent moins transformées et on les trouve jusqu'au sommet des puits. C'est à l'opposé de ce qui est observé au Sénégal (BLÔT, LEPRUN et PION, 1976) et même en France (BERRE, DUCLoux et DUPUIS, 1974). Il peut s'agir, à Tankièdougou, d'une altération peu intense où l'antigorite et le chrysotile sont fracturés et légèrement dissous, mais non transformés.

1. LES SMECTITES

Les smectites s'observent dans tous les profils d'altération et sur toutes les roches. Les tests au chlorure de lithium (GREENE-KELLY, 1953) ont montré qu'il s'agit toujours de *beidellites* et non de montmorillonites. Après saturation au LiCl, chauffage à 300°C et glycolage, les smectites du niveau Tan 4 (250 cm) et du niveau Tan 8 (800 cm) redonnent un pic à 17 Å (fig. 31).

A titre d'exemple, la formule de la beidellite du niveau 450 cm du puits Tan 7 a été calculée. La formule structurale de la demi-maille est établie en supposant une occupation octaédrique strictement égale à deux (Tabl. XXV).

Le nombre d'ions Fe^{3+} en position octaédrique est égal à 0,94, ce qui place cette beidellite dans le groupe *beidellite ferrifère proche de la nontronite* (PAQUET, 1970). On doit noter que les smectites qui se forment dans les niveaux d'altération des roches basiques sont toujours des beidel-

Tableau XXIV

Composition minéralogique de la toposéquence de Tankièdougou
(fractions argile et limons)

		Tan 3	Tan 4	Tan 5	Tan 6	Tan 7	Tan 8	Tan 9	Tan 10	Tan 12
Minéraux prépondérants	Kaolinite %			10 à 30	20 à 60	10 à 60	10 à 50	10 à 60	10 à 50	20 à 50
	Smectite %	60 à 10	50 à 30	60 à 50	70 à 40	80 à 40	80 à 50	60 à 40	90 à 50	60 à 50
	Illite % max.			30 à 20	10	10	10	30	10	20
	Serpentine %	40 à 90	50 à 70							
Minéraux accessoires (< 5%)	Quartz			+	+	+	+	++		+
	Goethite				+					+
	(14C-14M) + Chlorite	+++	+++	++	++			+	+	
	Talc	+	+							
	Amphiboles + Feldspaths	++	++	+++	+++	+	++	+	++	+

+++ : abondant ++ : moyen + : rare

Tableau XXV

Analyse et formule de la beidellite du puits Tan 7 (450 cm)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Mn ₃ O ₄
46,6	19,3	17,6	2,01	1,2	1,85	0,13	0,53	0,17
(Si _{3,32} Al _{0,68}) (Al _{0,93} Fe _{0,94} Ti _{0,10} Mg _{0,03}) Mg _{0,18} Ca _{0,09} Na _{0,02} K _{0,05}								

Montmorillonite
Camp. Berteeux

Tan . 4 (250 cm)

Tan . 8 (800 cm)

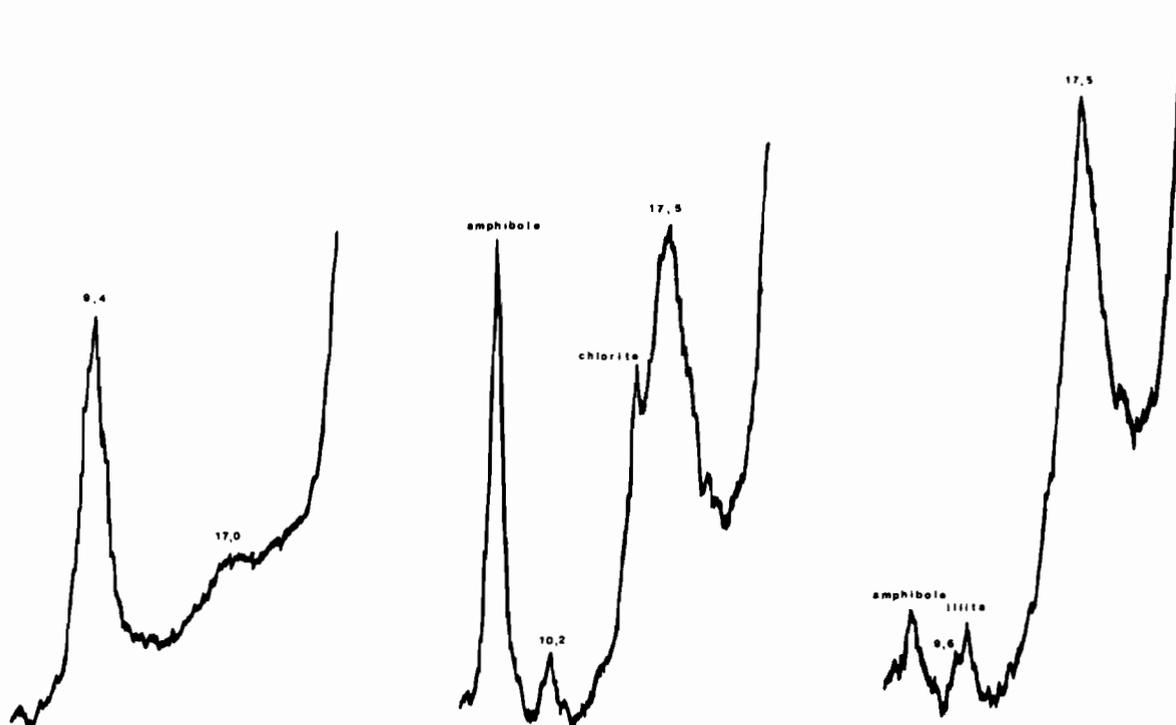


Fig.31 - Saturation au LiCl de deux smectites de Tankièdougou et d'une montmorillonite type

lites. Ces beidellites existent sur les trois types de roche de la toposéquence, les serpentinites, les granodiorites et les amphibolites. Elles sont plus ou moins ferrifères selon la roche mère. Il est d'ailleurs probable qu'il existe une série continue de beidellites de compositions variables. Ce problème sera étudié dans la toposéquence de Dem.

2. LES INTERSTRATIFIÉS (14C-14M)

Des interstratifiés (14C-14M) existent dans la toposéquence de Tankièdougou. Ils sont abondants dans les puits sur la roche ultrabasique et existent en plus faible quantité dans les puits sur la granodiorite et dans certains puits sur les amphibolites (Tan 6, 9 et 10).

Les interstratifiés du puits Tan 3 ont été étudiés plus en détail. Dans la fraction limons du niveau 450 cm (fig.32), on distingue, dans l'échantillon naturel, une grande quantité de chlorite, un peu de smectite et un interstratifié (14C-14M) qui, après chauffage, donne des pics à 22 et 11,8 Å. Après traitement au citrate de sodium et saturation au KCl ou au MgCl₂, on peut vérifier que les différents constituants sont encore la chlorite, la smectite et l'interstratifié (14C-14M). Les diagrammes après traitement sont tout à fait comparables à ceux de l'échantillon naturel. La quantité de chlorite a diminué par rapport à l'échantillon non traité, la quantité de smectite et d'interstratifié a augmenté. Un pic à 7,8 Å est bien visible après les traitements ; il correspond à la raie (003) de l'interstratifié.

On peut donc affirmer que l'on a affaire à un véritable interstratifié (14C-14M) et non à un minéral intergrade hydroxy-alumineux ou ferrifère. La présence de toutes les raies (001), (002) et (003) après traitement et les déplacements modérés de ces raies font penser à un édifice avec une inter-

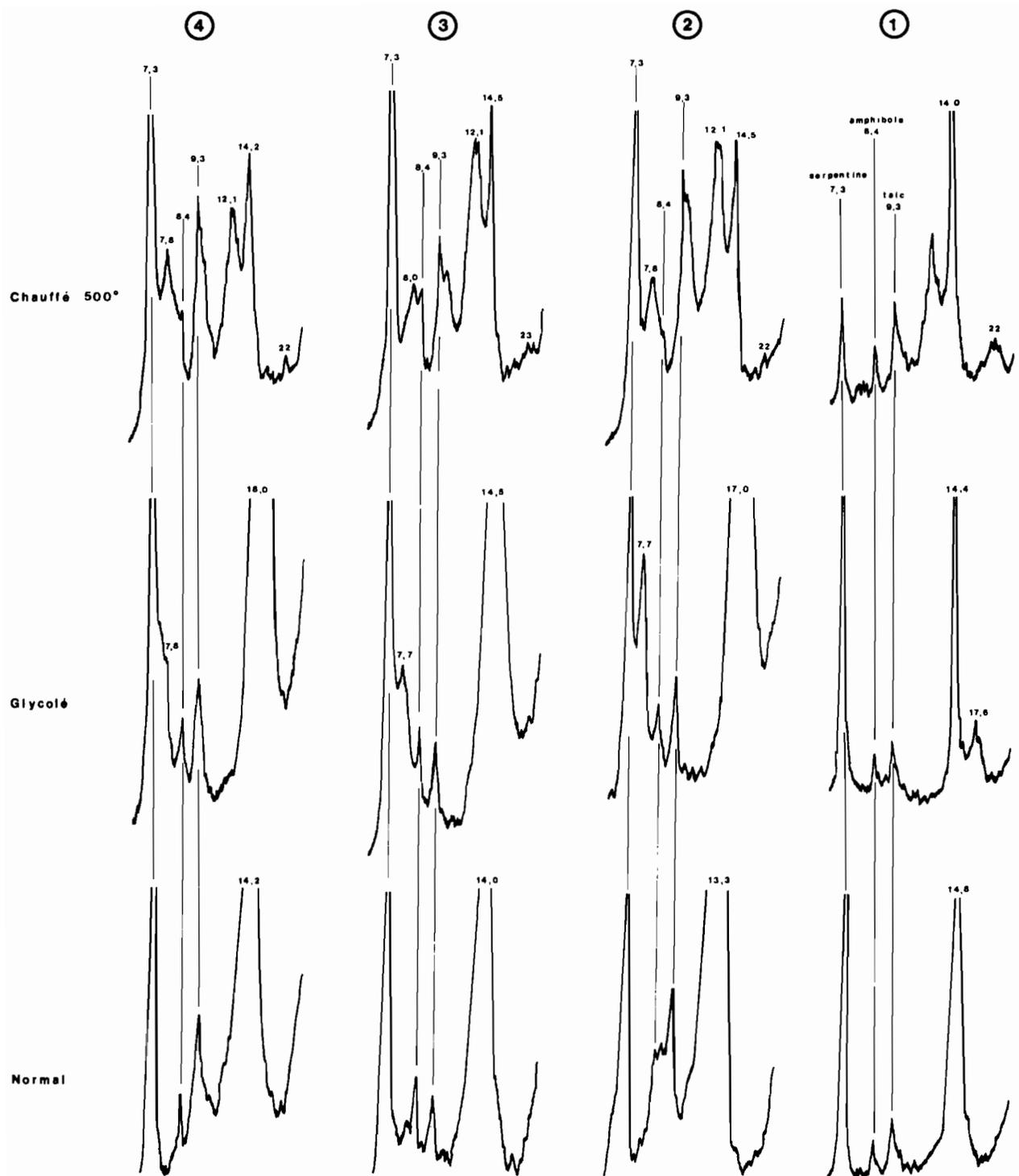


Fig.32 - Interstratifiés (14C-14M) dans les roches ultrabasiqes de Tankièdougou

- ① Echantillon brut ② Echantillon traité au citrate de Na
 ③ Echantillon traité citrate + KCl ④ Echantillon traité citrate + MgCl₂

stratification régulière comme la corrensite (LIPPMANN, 1956). En fait, la seule différence avec les édifices décrits dans la toposéquence de Kolel réside dans une meilleure organisation des interstratifiés. Cela peut s'expliquer soit par une interstratification régulière type corrensite, soit par une interstratification irrégulière mais avec de nombreux piliers brucitiques $Mg_3(OH)_6$ provenant des chlorites. Ces piliers remplissent une grande partie des espaces interfoliaires et donnent une meilleure stabilité à l'édifice phylliteux. La diminution de la chlorite, entre l'échantillon naturel et l'échantillon après traitement, fait opter pour cette seconde hypothèse.

Les interstratifiés des roches ultrabasiqes de la toposéquence de Tankièdougou seront encore nommés (14C-14M), en sachant que leur comportement est proche de celui de la corrensite. Les interstratifiés de la granodiorite et des amphibolites sont identiques à ceux de Kolel, ce sont des interstratifiés irréguliers chlorite-smectite.

3. LES MICAS ALTÉRÉS

L'étude de la toposéquence a montré que de nombreux puits contiennent des illites (Tan 5, 9, 10). Dans le puits Tan 5, situé sur la granodiorite, on a observé des séricites dans les feldspaths et des biotites chloritisées ou peu altérées. L'étude aux rayons X des fractions argile et limons permet de suivre l'évolution de ces biotites, depuis la base de l'arène granitique jusqu'au vertisol.

Dans l'étude de routine, avec une saturation des échantillons au $MgCl_2$, les diagrammes d'agré-gats orientés donnent les résultats suivants :

- à la base du puits Tan 5 (1000 cm), un pic à 10 Å, large et dissymétrique, correspondant à une illite ;
- au milieu du puits Tan 5 (700 cm), un pic à 12 Å qui gonfle à 14 Å et s'écrase à 10 Å au chauffage ;
- dans le vertisol, uniquement un pic à 14 Å correspondant à la smectite.

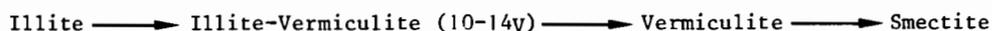
Ces résultats correspondent à une évolution des micas, de bas en haut du profil, qui donne la séquence suivante :



Mais l'extraction des fractions argile et limons a été effectuée en saturant tous les minéraux phylliteux avec le cation Mg^{++} . Il est nécessaire de vérifier l'influence de cette saturation sur le comportement des phyllites, en particulier sur l'interstratifié (10-14M). Un échantillon du milieu du puits Tan 5 (700 cm) a été traité selon trois protocoles distincts.

- Extraction sans dispersant ni saturation d'aucune sorte, pour obtenir l'échantillon naturel brut.
- Extraction normale, avec saturation au $MgCl_2$.
- Extraction après séjour dans un milieu sursaturé en $MgCl_2$ pendant huit jours (d'après BOETTCHER, 1966).

Les résultats obtenus par les trois méthodes sont très différents (fig.33). Sans saturation on observe un pic stable à 10,3 Å, qui correspond à la biotite dégradée. La saturation au $MgCl_2$ donne une smectite et un interstratifié (10-14M). La sursaturation en $MgCl_2$ pendant huit jours donne, en plus d'un peu de smectites, les pics de la vermiculite à 14 Å et les pics d'un interstratifié illite-vermiculite à 12 Å. Dans ce cas, la séquence d'évolution du profil est la suivante :



Des tests complémentaires au chlorure de potassium confirment également le comportement de vermiculite ou, plus souvent, d'illite-vermiculite des micas altérés, dans les niveaux intermédiaires du puits Tan 5. Ces minéraux se transforment en smectite dans le haut du profil. Une telle évolution est connue, elle a été décrite en particulier par GJEMS (1963), SCHWERTMANN (1962) et ROBERT (1973). Elle caractérise le passage des micas à des smectites de transformation par un intermédiaire à comportement de vermiculite.

4. LES PLAGIOCLASES

Le plagioclase de la granodiorite est un oligoclase de composition variable (An 15 à 20). Il demeure visible sans variation particulière depuis la base du puits Tan 5 jusqu'au niveau 200 cm. Dans le sol verticale au-dessus, il disparaît totalement au cours de l'altéropiasation brutale que subit l'arène.

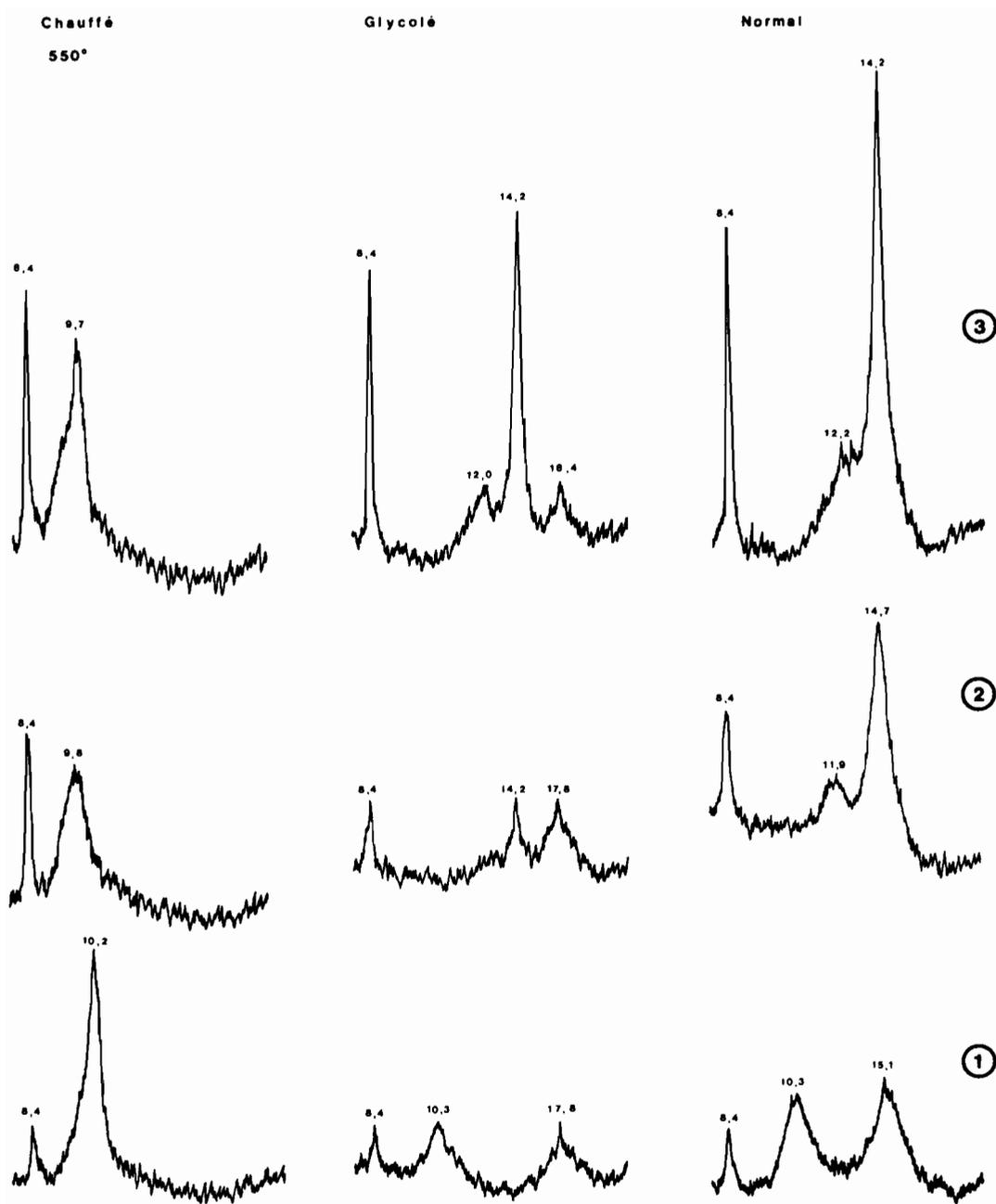


Fig.33 - Diagrammes de l'échantillon 700 cm du puits Tan 5
 ① extraction sans saturation ② extraction normale, $MgCl_2$
 ③ extraction en sursaturation ($MgCl_2$, 8 jours)

Les plagioclases des amphibolites sont des andésines, comme dans le puits Tan 6. Dans toute la toposéquence on a vérifié si les teneurs en anorthite diminuent ou restent constantes de la base des puits aux horizons superficiels. Les résultats sont regroupés dans le tableau XXVI.

L'examen du tableau montre qu'à l'exception du puits Tan 6 qui présente une albitisation relative dans le niveau 350 cm, tous les autres puits conservent le même plagioclase dans les niveaux profonds et dans les niveaux intermédiaires. L'évolution d'un plagioclase vers un pôle sodique au cours de l'altération n'est donc visible que dans un cas seulement. En revanche, la majeure partie des puits conserve le même plagioclase, de la base au sommet des puits, jusqu'à sa disparition par altération. On peut conclure que l'albitisation, quand elle existe, est un phénomène très rare. Le cas général, comme dans la toposéquence de Kolel, est l'altération du plagioclase avec départ simultané du calcium et du sodium.

Tableau XXVI

Evolution des plagioclases dans les puits 6, 8, 9 et 12 de Tankièdougou (en % d'anorthite)

Profondeur cm	Tan 6	Tan 8	Tan 9	Tan 12
200		An 30		
350	An 15-20			
400				An 20
450	An 30-40		An 30-35	
500		An 25		An 20
550	An 25-30			
600		An 30	An 27	An 10-20
650	An 30-32	An 30-35		
750	An 40-45		An 25-30	

5. LA KAOLINITE

Dans le puits Tan 6 il a été observé de la kaolinite sur toute l'épaisseur du puits. Cette kaolinite se situe dans les fissures et dans les diaclases sous forme de cutanes illuviaux (argilanes et argilo-ferranes). Les cutanes ont été observés dans tous les puits de la toposéquence. Ils sont abondants dans les puits Tan 5 et 6, plus rares dans le puits Tan 7 et pratiquement inexistant dans les puits Tan 8 et 10. Cette répartition des cutanes est fonction de la topographie de la toposéquence et de la fracturation ou de la porosité des roches. Les puits situés dans les zones basses, sur des roches très fracturées ou arénisées, sont plus riches en kaolinite que les puits situés sur les points hauts ou dans des roches compactes. On peut donc considérer qu'une partie importante de la kaolinite des niveaux profonds provient d'une pollution par des particules fines circulant dans les fractures et les chenaux des altérites. Les diaclases dominantes étant verticales, il faut admettre que ce sont les horizons superficiels des puits qui ont fourni les kaolinites des niveaux sous-jacents. Ces kaolinites sont en grande partie illuviées.

Les argilanes, visibles dans toute la toposéquence, n'ont pas été observées dans les zones plus sèches que Tankièdougou. Il est donc logique de considérer ces argilanes comme spécifiques des régions à climat sud-soudanien, où la pluviosité est supérieure à 1000 mm par an. De plus, les puits situés en position haute dans la toposéquence (Tan 8 et 10) ne contiennent que peu de cutanes, mais contiennent cependant 10% de kaolinite dans les niveaux profonds. Cette kaolinite n'est pas liée aux fissures, mais à l'altération sur place d'une partie de la mésostase quartzo-feldspathique. Bien entendu, cette kaolinite se forme dans les zones les mieux drainées, c'est-à-dire près des diaclases et des fissures. Elle rejoint, en position, la kaolinite illuviale décrite auparavant.

E - LA GÉOCHIMIE

La roche dure a été atteinte dans tous les puits sur les amphibolites, excepté dans le puits Tan 12. La composition moyenne de cette amphibolite est établie à l'aide de l'analyse de cinq roches prélevées au fond des puits (Tabl.XXVII).

Tableau XXVII

*Composition moyenne des amphibolites de Tankièdougou
(en pourcentages de l'échantillon séché à 110°)*

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
Moyenne n = 5	48,74	13,65	5,52	10,22	15,39	0,22	1,90	1,94	0,21	1,34

L'indice de série de RITTMANN (1963) est égal à 0,80, ce qui place cette roche virtuelle dans la série calco-alcaline pacifique de caractère extrême. Les calculs pétrochimiques du même auteur permettent de la classer dans la famille des basaltes. Elle est légèrement altérée, car la teneur en H₂O⁺ est élevée (1,34 %).

La composition ponctuelle de la roche ultrabasique et de la granodiorite est fournie par l'analyse de la roche dure prélevée au fond des deux puits (Tabl.XXVIII).

Tableau XXVIII

*Composition de la roche dure des puits 3 et 5 de Tankièdougou
(en pourcentages de l'échantillon séché à 110°)*

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
Tan 5 Granodiorite	56,11	16,13	4,33	6,78	8,80	0,15	0,74	3,39	1,62	1,65
Tan 3 Serpentinite	38,72	4,56	29,37	2,64	14,58	0,19	0,22	0,04	0,09	8,84

1. MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS

Un puits type a été choisi sur chaque variété de roche. Les calculs des concentrations isovolumétriques et isotitane ont été réalisés sur les puits Tan 3, 5 et 7. Les résultats de l'étude isovolumétrique sont regroupés pour les trois puits dans le tableau XXIX.

L'examen du tableau montre que les exportations sont faibles dans l'ensemble des trois puits, excepté pour les horizons superficiels. Les concentrations moyennes à volume constant ont été calculées pour les horizons profonds et intermédiaires dont la structure est entièrement conservée. Ces moyennes donnent les indications suivantes.

- Dans le puits Tan 3, il existe une perte de 10 à 45% des alcalins et alcalino-terreux ainsi que de Al, une perte de 5 à 10% de Si, Fe et Mn, un enrichissement important en Ti et Na.
- Dans le puits Tan 5, il existe une perte de 30 à 40% des alcalins et alcalino-terreux et une perte de 5 à 25% des autres éléments.
- Dans le puits Tan 7, il existe une perte de 40 à 60% des alcalins et alcalino-terreux, une perte de 15 à 30% des autres éléments et un enrichissement de 200 % en potassium.

Des différences importantes apparaissent entre les trois puits, en particulier au niveau de H₂O⁺ qui diminue dans les roches ultrabasiques et s'enrichit dans les amphibolites et dans la granodiorite.

Tableau XXIX

Concentrations isovolumétriques des puits 3, 5 et 7 de Tankiédougou

	Profondeur cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
Tan 3 - Serpentine	0	0,80	0,95	0,12	0,25	0,38	0,46	1,61	19,4	1,60	0,49
	50	0,83	0,87	0,54	0,57	0,95	1,19	1,02	6,9	0,75	0,74
	100	0,80	0,79	0,65	0,60	0,92	0,88	1,49	2,5	0,76	0,79
	150	0,87	0,76	0,67	0,71	0,88	0,79	0,93	0,8	0,35	0,80
	200	0,93	0,89	0,74	0,69	0,94	0,90	0,93	2,7	0,38	0,87
	250	0,83	0,80	0,64	0,67	0,90	0,90	1,05	3,5	0,01	0,77
	300	0,98	1,10	0,87	0,72	0,97	0,79	0,73	2,2	0,42	0,96
	350	1,03	0,76	0,90	0,57	0,95	0,85	1,26	0,1	0,95	0,95
	400	1,13	0,94	0,80	2,01	0,84	0,86	1,23	2,2	0,54	0,75
	450	1,04	1,02	0,83	1,08	0,93	0,89	1,88	3,3	0,41	0,82
	500	1,02	0,93	0,90	1,00	0,96	0,91	1,57	0,1	0,54	0,87
	550	1,00	0,94	0,94	0,92	0,95	0,92	1,31	1,0	0,42	0,91
	600	1,02	0,87	0,95	1,14	1,01	1,04	2,30	3,5	0,99	0,90
	Moyenne 50-600	0,96	0,89	0,79	0,89	0,93	0,91	1,31	2,4	0,54	0,84
Tan 5 - Granodiorite	50	0,69	0,65	0,10	0,09	0,87	1,39	1,25	0,01	0,28	3,4
	150	0,66	0,74	0,26	0,32	0,78	0,89	0,86	0,31	0,36	3,4
	250	0,63	0,60	0,36	0,24	0,64	0,72	0,50	0,46	0,48	2,0
	400	0,68	0,68	0,48	0,36	0,68	0,79	0,63	0,62	0,62	1,8
	550	0,69	0,71	0,47	0,47	0,71	1,83	0,64	0,64	0,55	1,7
	700	0,79	0,77	0,66	0,78	0,85	0,69	0,82	0,77	0,69	1,2
	850	0,78	0,85	0,77	0,83	0,83	0,74	0,79	0,80	0,55	1,0
	1000	0,70	0,72	1,06	1,08	1,33	1,20	2,00	0,82	0,61	1,0
	1050	0,80	0,79	0,94	0,88	0,86	0,65	0,79	0,82	0,71	1,1
	1100	0,84	0,85	0,91	0,93	0,91	0,92	0,89	0,86	0,73	0,8
	Moyenne 250-1100	0,74	0,75	0,71	0,69	0,85	0,94	0,88	0,72	0,62	1,3
Tan 7 - Amphibolite	50	0,79	0,92	0,16	0,84	0,83	0,78	0,76	0,01	2,6	2,4
	150	0,65	0,89	0,43	0,53	0,70	0,82	0,78	0,13	5,4	2,1
	300	0,67	0,88	0,29	0,35	0,76	0,63	0,81	0,13	6,3	2,4
	450	0,51	0,67	0,29	0,37	0,56	0,56	0,62	0,24	0,8	1,8
	600	0,65	0,72	0,73	0,57	0,57	0,59	0,67	0,71	1,2	0,9
	750	1,00	1,05	0,98	0,93	0,86	0,98	1,02	0,84	1,0	1,4
		Moyenne	0,71	0,86	0,48	0,60	0,71	0,73	0,78	0,34	2,9

L'ordre de mobilité des éléments est très différent selon les roches (Tabl. XXX), bien qu'en valeur absolue les coefficients soient souvent proches les uns des autres. Le potassium est mobile dans les roches ultrabasiqes et dans les granites, il est très stable dans les amphibolites. Le sodium, qui est l'élément le plus mobile dans les roches basiques, est stable dans le puits Tan 3. En fait, sa teneur est tellement faible dans les roches ultrabasiqes que les variations sont proches des limites de détection de cet élément. En effet, les calculs s'effectuent sur des teneurs voisines de 0,04%. La silice, qui est un élément mobile dans les roches basiques, est relativement stable dans les roches ultrabasiqes mal drainées (PEDRO et BITAR, 1966). En revanche, l'aluminium,

Tableau XXX

Ordre de mobilité des éléments des puits 3, 5,
6 et 7 de Tankièdougou

	———— mobilité croissante ———>
Tan 3 Serpentinite	Na - Ti - Si - Fe - Mn - $\begin{matrix} \text{Al} \\ \text{Ca} \end{matrix}$ - Mg - K
Tan 5 Granodiorite	Mn - Ti - Fe - Al - Si - Na - Mg - Ca - K
Tan 6 Amphibolite	K - $\begin{matrix} \text{Al} \\ \text{Fe} \end{matrix}$ - Ti - Si - Mn - Ca - Mg - Na
Tan 7 Amphibolite	K - Al - Ti - Mn - $\begin{matrix} \text{Fe} \\ \text{Si} \end{matrix}$ - Ca - Mg - Na

très stable en général, est plus exporté que la silice dans le puits Tan 3. Les éléments les plus stables sont Ti, Fe et Mn dans les trois roches, les éléments les plus mobiles sont Mg et Ca.

En conclusion, on peut observer que la mobilité des éléments est sensiblement la même dans les amphibolites et dans la granodiorite, excepté pour Mn et K. En revanche, la mobilité des éléments est bouleversée pour la roche ultrabasique avec une perte en H_2O^+ , K et Al et une stabilité de Na et Si. Ce comportement particulier est fonction de la composition chimique initiale des roches ultrabasiques et de la nature minéralogique particulière des minéraux qui la composent.

2. CORRÉLATION ENTRE LES ÉLÉMENTS

Dans l'étude des relations entre les roches dures et les niveaux d'altération et de sols (BLOT, PION et WACKERMANN, 1973), les puits de la toposéquence de Tankièdougou présentent une corrélation de rang positive entre la roche et les altérations de surface. Les horizons de surface fournissent une "image" fidèle de la roche mère. Aucun puits de cette toposéquence ne se trouve parmi les trente puits présentant les plus fortes différences de rang. Le niveau 50 cm du puits Tan 5 est celui qui possède les moins bonnes corrélations de rang pour Ca, K, Na et Ti. Ce niveau correspond au vertisol surmontant les arènes de la granodiorite. C'est donc ce vertisol qui possède la géochimie la plus dissemblable possible par rapport au substratum. Etant donné sa position basse dans une zone inondable, un certain remaniement géochimique est possible.

Ces résultats confirment les calculs isovolumétriques du paragraphe précédent. La perte de matière est peu importante dans les différents puis de Tankièdougou, et les caractères chimiques de la roche sont conservés dans les niveaux d'altération. Il s'agit là d'une altération peu épaisse de type smectitique, dans laquelle on trouve encore de nombreux minéraux de la roche. On peut admettre qu'il s'agit d'une altération ménagée, au "front d'altération", identique à celle des niveaux smectitiques de Kolel et parfois plus évoluée.

Le calcul des coefficients de corrélation entre tous les éléments chimiques, majeurs et traces, a été effectué à l'aide du programme "HIST" du Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg (BESNUS et DIEMER, 1976). Ce programme sur ordinateur a été appliqué à la toposéquence entière et aux sous-ensembles de roches qui la composent. Les résultats portant sur les péridotites, les amphibolites et la toposéquence complète sont regroupés dans le tableau XXXI.

L'examen du tableau montre les variations des coefficients de corrélation entre les trois ensembles formés. Ces variations s'effectuent selon quatre schémas différents.

- Dans le premier groupe d'éléments, le coefficient de corrélation est fortement positif pour les péridotites. Il décroît dans les amphibolites et diminue encore plus dans la toposéquence entière qui fait intervenir la granodiorite. Les principaux couples de ce groupe concernent le calcium (Ca-Si, Ca-Al, Ca-Na, Ca-K, Ca-Sr, Ca-Ba, Ca-V), le potassium (K-Al, K-Ti, K-Cu), le strontium (Sr-D, Sr-Ti, Sr-Si), le baryum (Ba-D, Ba-Ti, Ba-V) et le cuivre (Cu-Hu, Cu-V, Cu-Na).
- Dans un second groupe d'éléments, le coefficient de corrélation est fortement positif dans les péridotites. Il décroît dans les amphibolites et augmente de nouveau dans la toposéquence com-

plète. Les principaux éléments de ce groupe sont le silicium (Si-Al, Si-Ti, Si-Na, Si-K, Si-Ba), l'aluminium (Al-Na, Al-Sr, Al-Ba, Al-V) et le potassium (K-Na, K-D, K-Sr, K-Ba, K-V).

- Dans le troisième groupe d'éléments, le coefficient de corrélation est faible ou négatif dans les péridotites. Il est fortement positif dans les amphibolites et il décroît dans la toposéquence entière. Les principaux éléments concernés sont l'aluminium (Al-Fe, Al-Mn, Al-Ti, Al-PF, Al-Hu), le magnésium (Mg-Ca, Mg-Na, Mg-D), la perte au feu H_2O^+ (PF-Ti, PF-Hu, PF-Ba, PF-Cu).
- Dans le quatrième groupe d'éléments, les coefficients de corrélation sont faibles ou moyens dans les péridotites. Ils croissent dans les amphibolites et encore plus dans la toposéquence entière. C'est le cas inverse du premier groupe. Les principaux éléments de ce groupe sont le fer (Fe-Mn, Fe-Ti, Fe-Ca, Fe-Cu) et le manganèse (Mn-Ti, Mn-PF, Mn-Cu).

Les quatre groupes sont liés aux différences chimiques initiales des trois roches. Les niveaux d'altération, qui sont tous de type smectitique, n'introduisent aucune dispersion dans les corrélations étudiées. Les éléments traces sont corrélés positivement avec certains éléments majeurs spécifiques de la roche mère. Dans les péridotites, le strontium et le barium sont liés à Si et Ca. Dans les amphibolites, le barium est lié à Fe, Mn et Co. Dans la granodiorite, le cuivre est lié à Fe, Mn et Ti. Les corrélations concernant Ni et Cr n'ont pas été calculées, car les teneurs de ces deux éléments sont supérieures à 1000 ppm dans la péridotite et dépassent les limites de dosage des éléments traces.

L'examen de toutes les corrélations montre que dans cette toposéquence, où il existe des altérations smectitiques dans tous les puits, l'originalité initiale de la roche mère est respectée. S'il y a néogenèse de minéraux secondaires identiques, il n'y a pas pour autant homogénéisation géochimique des niveaux d'altération. Les niveaux smectitiques conservent une composition chimique qui reflète parfaitement celle des roches qui leur ont donné naissance.

3. COMPARAISON DES TROIS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

Les trois roches de la toposéquence possèdent des caractères chimiques très différents. La composition chimique moyenne et les écarts types sont calculés pour les péridotites, les amphibolites et la toposéquence entière (Tabl. XXXII).

Les teneurs moyennes et les écarts types de la toposéquence entière prennent en compte les onze analyses du puits Tan 5 sur la granodiorite. Ils permettent de juger de l'influence de cette roche sur l'ensemble de la toposéquence. L'examen du tableau montre les éléments chimiques prépondérants dans chaque famille de roches. Pour les éléments traces, les péridotites sont riches en Ni, Co, Cr, les amphibolites sont riches en Sr, Ba, V et Cu et la granodiorite contient beaucoup de Sr, Ba, V. Les écarts types calculés pour chaque famille sont faibles, ce qui indique une bonne concordance des teneurs de bas en haut des profils, entre la roche et les niveaux d'altération. La petite dispersion des écarts types montre l'homogénéité des profils et donc leur faible évolution chimique par rapport à la roche.

Les indices d'altération qui ont été calculés pour les puits de cette toposéquence, en particulier l'indice i de WACKERMANN (1975), ont confirmé la faible intensité de l'altération qui a formé les altérites des puits de Tankièdougou.

4. CONCLUSION

La géochimie de la toposéquence de Tankièdougou fournit des indications précises sur l'altération, de faible intensité, subie par trois roches différentes.

Dans les péridotites, l'ordre de mobilité des éléments est spécifique aux roches ultrabasiques. Les éléments les plus exportés sont Al, Ca, Mg et K. En revanche, Si se retrouve dans les éléments stables avec Ti et Fe. Les corrélations interéléments et les compositions moyennes indiquent que la géochimie des altérations ultrabasiques dépend étroitement de la nature de la roche mère, aussi bien pour les éléments majeurs que pour les éléments traces.

Dans les amphibolites, l'ordre de mobilité des éléments est conforme au modèle établi dans le chapitre III. K, Al, Fe et Ti sont stables ou enrichis ; Si et Mn sont légèrement exportés ; Ca, Mg et Na sont les éléments les plus mobiles. L'étude des corrélations montre que cette amphibolite est peu altérée et qu'il subsiste de nombreux minéraux primaires dans les niveaux d'altération.

Dans la granodiorite, l'élément le plus stable est le manganèse et l'élément le plus mobile le potassium. Les autres éléments chimiques ont le même ordre de mobilité que dans les amphibolites.

Tableau XXXI

Variation des coefficients de corrélation entre les éléments chimiques dans la toposéquence de Tankiédougou

	Péridotite n = 20	Amphibolite n = 43	Toposéquence n = 71		Péridotite n = 20	Amphibolite n = 43	Toposéquence n = 71
Si-Ca	+ 0,9	- 0,1	- 0,3	Sr-D	+ 0,5	+ 0,3	+ 0,2
Al-Ca	+ 0,7	- 0,5	- 0,6	Sr-Ti	+ 0,3	- 0,2	- 0,3
Al-K	+ 0,3	+ 0,3	+ 0,2	Sr-Ca	+ 0,5	0,0	- 0,2
Ca-Na	+ 0,6	- 0,1	- 0,3	Sr-Si	+ 0,4	+ 0,3	+ 0,2
Ca-K	+ 0,5	- 0,3	- 0,3	Ba-D	+ 0,3	- 0,3	- 0,3
Fe-PF	+ 0,7	+ 0,5	+ 0,3	Ba-Ti	+ 0,5	+ 0,2	- 0,6
Fe-Hu	+ 0,5	+ 0,3	+ 0,1	Ba-Ca	+ 0,8	- 0,3	- 0,5
Mn-Hu	+ 0,4	+ 0,3	+ 0,2	Ba-V	+ 0,6	- 0,2	- 0,2
Ti-K	+ 0,3	0,0	- 0,6	V-Ti	+ 0,7	0,0	0,0
Si-Al	+ 0,6	- 0,7	- 0,1	V-Ca	+ 0,5	- 0,1	- 0,1
Si-Ti	+ 0,5	- 0,7	- 0,6	V-Si	+ 0,6	+ 0,2	- 0,1
Si-Na	+ 0,6	+ 0,4	+ 0,6	Co-Fe	+ 0,8	+ 0,3	+ 0,1
Si-K	+ 0,7	- 0,1	+ 0,5	Co-Mg	+ 0,5	+ 0,3	+ 0,1
Al-Na	+ 0,4	- 0,5	0,0	Cu-Hu	+ 0,5	+ 0,1	- 0,1
Mg-Fe	+ 0,6	- 0,2	- 0,1	Cu-K	+ 0,6	- 0,3	- 0,4
Mg-PF	+ 0,8	- 0,5	- 0,3	Cu-Na	+ 0,4	- 0,1	- 0,4
Ca-Ti	+ 0,5	- 0,3	+ 0,4	V-Cu	+ 0,5	+ 0,5	+ 0,2
Na-K	+ 0,5	- 0,2	+ 0,5	Sr-K	+ 0,3	- 0,3	0,0
K-D	+ 0,4	- 0,2	- 0,1	Sr-Al	+ 0,4	- 0,3	- 0,2
Al-Fe	- 0,4	+ 0,6	- 0,2	Ba-K	+ 0,7	+ 0,3	+ 0,5
Al-Mn	0,0	+ 0,5	- 0,1	Ba-Al	+ 0,7	+ 0,2	+ 0,5
Al-Ti	+ 0,5	+ 0,7	- 0,4	Ba-Si	+ 0,8	- 0,3	+ 0,2
Al-PF	- 0,6	+ 0,8	+ 0,6	V-K	+ 0,5	- 0,4	- 0,3
Al-Hu	0,0	+ 0,7	+ 0,5	V-Al	+ 0,4	- 0,2	0,0
Mg-Ca	- 0,9	+ 0,4	+ 0,2	Co-PF	+ 0,7	+ 0,1	+ 0,4
Mg-Na	- 0,6	+ 0,4	+ 0,1	Sr-Ba	+ 0,4	- 0,2	- 0,1
Mg-D	- 0,1	+ 0,4	+ 0,3	Ba-PF	- 0,9	+ 0,4	+ 0,1
Ti-Hu	- 0,1	+ 0,3	- 0,1	Ba-Mn	0,0	+ 0,4	- 0,2
Ti-PF	- 0,4	+ 0,4	+ 0,1	Ba-Fe	- 0,6	+ 0,5	- 0,4
PF-Hu	+ 0,3	+ 0,8	+ 0,7	Ba-Co	- 0,7	+ 0,4	+ 0,1
Ca-D	+ 0,5	+ 0,6	+ 0,6	V-Na	+ 0,2	+ 0,3	- 0,1
Fe-Mn	+ 0,4	+ 0,4	+ 0,7	Cu-PF	- 0,3	+ 0,3	+ 0,1
Fe-Ti	- 0,4	+ 0,7	+ 0,9	Sr-Na	+ 0,1	+ 0,4	+ 0,5
Mn-Ti	+ 0,3	+ 0,3	+ 0,6	Ba-Hu	- 0,2	+ 0,2	+ 0,4
Mn-PF	- 0,1	+ 0,4	+ 0,4	Cu-Fe	- 0,1	+ 0,2	+ 0,6
Na-D	0,0	+ 0,2	+ 0,2	Cu-Mn	- 0,2	- 0,1	+ 0,4
Ca-Fe	- 0,8	- 0,4	+ 0,2	Cu-Ti	+ 0,1	+ 0,2	+ 0,7
				Sr-V	+ 0,5	+ 0,5	+ 0,5

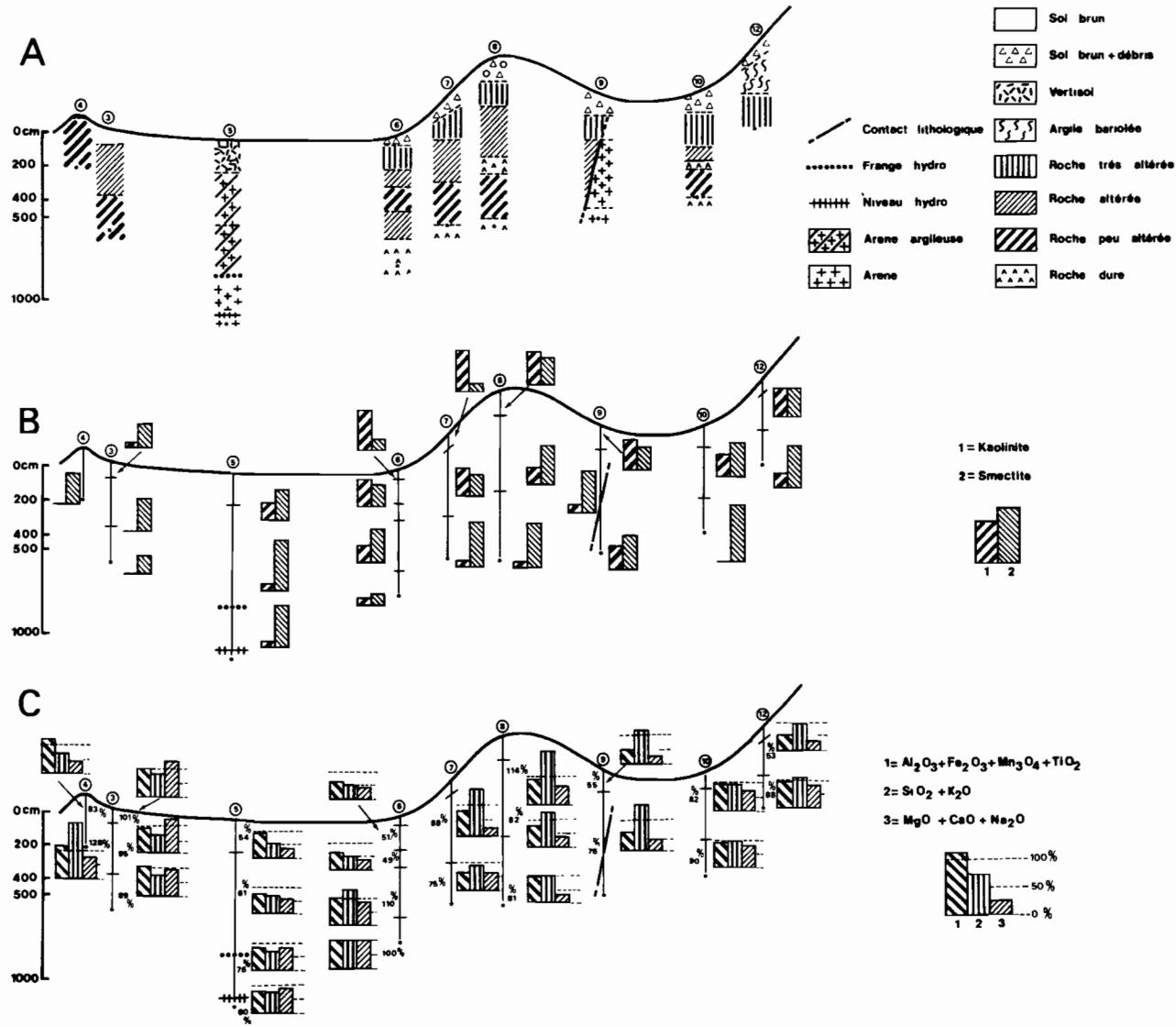


Fig.34 - Schémas morphologique (A), minéralogique (B) et géochimique (C) de la toposéquence de Tankièdougou

Tableau XXXII

Composition moyenne des ensembles lithologiques de la
toposéquence de Tankièdougou
(en % pondéraux de l'échantillon séché à 110°)

	Péridotite n = 20		Amphibolite n = 43		Toposéquence n = 71	
	moyenne	σ	moyenne	σ	moyenne	σ
SiO ₂	44,83	5,62	49,20	4,41	50,38	4,81
Al ₂ O ₃	5,07	1,19	15,19	1,41	15,84	1,72
MgO	22,60	6,38	3,76	1,44	4,06	1,59
CaO	4,93	4,56	7,93	2,64	7,07	2,65
Fe ₂ O ₃	14,08	2,45	15,04	2,51	13,62	3,19
Mn ₃ O ₄	0,19	0,03	0,21	0,04	0,21	0,06
TiO ₂	0,36	0,13	1,84	0,33	1,46	0,57
Na ₂ O	0,21	0,33	1,50	0,97	1,86	1,08
K ₂ O	0,11	0,11	0,42	0,34	0,58	0,44
P.F.	7,04	2,77	4,21	1,91	4,32	2,15
D	2,51	0,36	2,28	0,54	2,18	0,51
Hu	2,14	1,45	3,77	3,27	5,01	4,58
Sr	174	208	669	257	694	262
Ba	104	193	345	286	523	361
V	149	46	777	263	808	257
Ni	> 1000		75	21	81	45
Co	259	74	64	37	65	34
Cr	> 1000		459	261	600	280
Zn	110	48	133	181	134	144
Cu	60	74	193	99	142	104
Li	14	6	21	8	25	11

P.F. : H₂O⁺ ; D : densité ; Hu : H₂O⁻

III - CONCLUSIONS SUR L'ENSEMBLE DE LA TOPOSÉQUENCE

1. VUE D'ENSEMBLE SUR LA TOPOSÉQUENCE (FIG.34)

La toposéquence de Tankièdougou est composée de puits situés sur trois roches lithologiquement différentes. Ces puits recourent des altérations smectitiques peu épaisses, surmontées par des sols bruns eutrophes ou des vertisols. Dans tous les puits, l'altération a respecté de nombreux minéraux primaires de la roche originelle. Il s'agit d'une altération de faible intensité dans les serpentinites, dans les amphibolites et dans la granodiorite. Les mesures des résistivités apparentes et des densités apparentes confirment cette faible évolution des altérations.

2. ALTÉRATION DES AMPHIBOLITES

Les profils sur les amphibolites, en particulier le puits de référence Tan 6, ont montré que l'altération progresse à partir d'un réseau de diaclases et de fissures d'une manière centripète. Des plaquettes non altérées sont isolées au sein d'un matériel argileux à structure conservée, c'est une *altéroplassation*. Dans les diaclases, il se développe des cutanes formés de goethite et de kaolinite. Ces argilo-ferranes tapissent ou comblent les fissures ouvertes, c'est une *pédoplassation*.

Les amphibolites sont le siège de la transformation des chlorites et des plagioclases en smectites et en interstratifiés (14C-14M). En revanche, les amphiboles, les épidotes et le quartz demeurent inaltérés.

L'altération des plagioclases avant les ferro-magnésiens va à l'inverse de ce qui a été décrit dans la toposéquence de Kolel. Cette anomalie s'explique par le fait que les plagioclases se trouvent dans le fond matriciel cryptocristallin, alors que les ferro-magnésiens sont bien cristallisés. La mésostase mal cristallisée s'altère plus rapidement que les cristaux automorphes. Les plagioclases s'altèrent rapidement sans marquer d'albitisation relative nette durant leur transformation.

La géochimie des altérations d'amphibolites indique que les beidellites formées sont très ferri-fères. Elle indique en outre que la perte totale de matière est faible et que le potassium est un élément stable au cours de l'altération.

3. ALTÉRATION DES PÉRIDOTITES SERPENTINISÉES

Les mesures physico-chimiques ont montré que l'altération est également faible dans les roches ultrabasiques. De nombreux minéraux résistent à l'altération météorique, talc et serpentine en particulier, et ne sont pas transformés dans les niveaux d'altération.

Les amphiboles s'altèrent et donnent des chlorites, des interstratifiés et des smectites. Les interstratifiés formés ont un comportement proche de celui de la corrensite. L'abondance des feuillets brucitiques dans la structure en fait des édifices (14C-14M) à empilement presque régulier.

L'étude géochimique indique que dans les roches ultrabasiques l'ordre de mobilité des éléments est très différent de celui que l'on observe sur les roches basiques. La silice est stable dans les serpentinites, en revanche, l'aluminium et le potassium sont exportés. Les calculs géochimiques indiquent également que la perte de matière est faible dans les niveaux d'altération et que ceux-ci gardent les caractères chimiques de la roche mère.

4. ALTÉRATION DE LA GRANODIORITE

Dans le puits Tan 5 sur la granodiorite, on observe la formation d'une arène poreuse, très peu argileuse, contenant une petite nappe d'eau souterraine à 1050 cm. L'arénisation de la roche est forte, mais la perte de matière est faible.

Dans cette roche, les amphiboles et la biotite se transforment en smectites et en interstratifiés, les plagioclases et les feldspaths alcalins sont peu altérés.

La géochimie des niveaux d'altération est caractéristique de la roche mère. La mobilité des éléments est voisine de celle des roches basiques, mais le potassium est exporté hors des profils.

5. CONCLUSION

Les trois roches différentes étudiées à Tankièdougou ont en commun des altérations ménagées avec faible perte de matière. En revanche, chaque roche mère montre une mobilité spécifique des éléments chimiques. Si bien que, même en altération ménagée, les roches de compositions différentes présentent des ordres de mobilité des éléments différents. Malgré ces variations, les minéraux secondaires néoformés sont toujours les mêmes : les interstratifiés (14C-14M) et les smectites de la famille des beidellites ferrifères.

CHAPITRE V

LA TOPOSÉQUENCE DE DEM

Le massif de Dem se situe dans le cercle de Kaya, au centre de la Haute-Volta (longitude 1°11' Ouest, latitude 13°12' Nord). Ce massif appartient aux formations birrimiennes métamorphiques qui forment un arc de cercle de plus de 80 km entre Korsimoro, Kaya, Koungoussi et Tikaré. Ces formations ont été cartographiées par DUCCELLIER (1963) qui distingue le groupe de Riziam, formé de schistes et de quartzites, et le groupe de Dacola, formé de roches basiques et neutres. VAN EYK (1964) reconnaît d'autre part une série de tufs et grauwackes rhyolitiques (groupe de BOUSSOUMA), au centre de deux grandes bandes de Birrimien basique (fig.35).

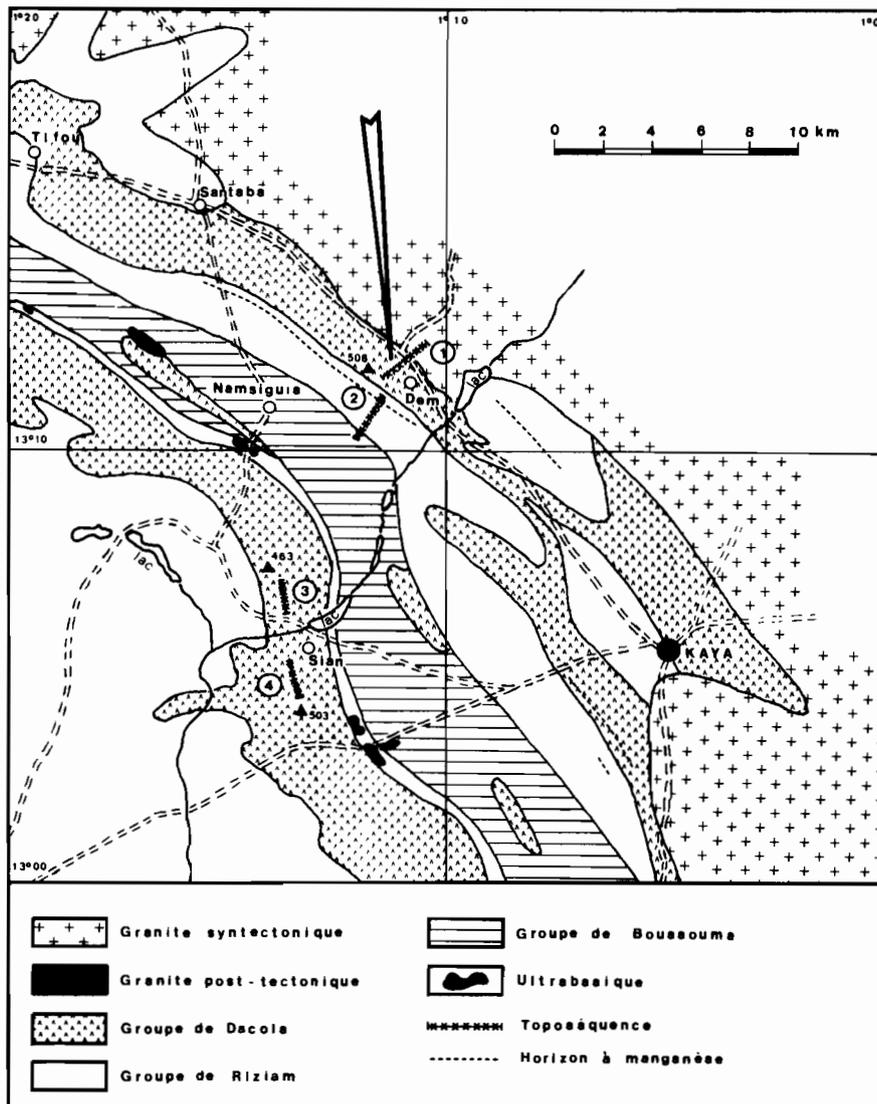


Fig.35 - Esquisse géologique de la zone Kaya-Ouest (VAN EYK, 1964)

Les toposéquences 1 et 2 de Dem ainsi que les toposéquences 3 et 4 de Sian sont implantées sur les roches basiques ou neutres qui forment les grands reliefs à l'Ouest de Kaya. Ces reliefs sont formés de roches diverses dont les plus courantes sont des dolérites métamorphisées, des amphibolites et des schistes amphiboliques. Ces roches sont affectées par un métamorphisme régional de faible intensité, correspondant en général au faciès "schistes verts". Cependant, dans un massif, il existe toutes les transitions entre les roches métamorphisées dont l'ancienne structure a disparu et les roches non métamorphisées dont la structure est conservée.

D'autres roches basiques, plus rares, sont connues dans la zone de Kaya : andésites métamorphisées, épidotites (toposéquence de Sian), gabbros et diorites. Des roches ultrabasiques, serpentinites ou wehrlites, apparaissent en petites lentilles au sein des roches du groupe de Dacola.

Le massif de Dem, surmonté d'un plateau cuirassé bauxitique, culmine à 508 m et domine la plaine de plus de 200 m. A mi-pente, tout autour de la montagne, apparaissent les affleurements de roches basiques sous forme de collines arrondies. La toposéquence de Dem 1 commence dans ces collines, recoupe la "dépression périphérique" (DAVEAU, LAMOTTE et ROUGERIE, 1962) qui entoure le massif, traverse la ceinture cuirassée qui borde la dépression et se termine dans les granites syntectoniques au Nord de la montagne de Dem (fig.41 et Pl.VI).

Dans l'étude de la toposéquence n° 1, le niveau bauxitique sommital et son profil d'altération sous-jacent très épais (environ 100 m) n'ont pas été pris en compte. Les puits creusés à la main ne permettent pas de percer une telle épaisseur d'altération. L'influence de cet amont cuirassé très évolué ne sera pas négligée au cours de l'étude qui suit.

Les roches du massif sont hétérogènes, mais avec une dominante de dolérites métamorphisées en *diabases* (BUCHSTEIN et MULLER, 1971), associées parfois à des niveaux ou filons plus riches en quartz pouvant donner des quartzites à amphiboles et des schistes amphiboliques. Tous les terrains sont redressés et présentent une schistosité subverticale ou légèrement inclinée vers le Nord. Cette schistosité est plus accentuée en surface qu'en profondeur, l'altération météorique révèle les directions des diaclases verticales dues aux phénomènes tectoniques. Il peut se former ainsi une "fausse schistosité" superficielle, à l'aplomb des roches tectonisées riches en amphiboles (WACKERMANN, 1975). Les affleurements abondants sur les collines montrent des roches à grain fin, orientées, de couleur verdâtre à la cassure et à patine noire. Elles s'altèrent en plaquettes et débris anguleux de petite taille, selon les plans de schistosité verticaux.

I - LE Puits DEM 1

Le puits Dem 1 est situé au centre de la dépression périphérique qui borde le flanc nord du massif (fig.41 et Pl.VI). Il atteint la roche saine à 1550 cm de profondeur. Les principaux horizons du puits sont décrits de haut en bas.

- 0-150 cm - Sol sableux au sommet, devenant argilo-sableux à la base. Couleur brune en surface, beige-jaune en profondeur. Structure compacte, légèrement polyédrique. C'est un sol ferrugineux tropical, peu lessivé et peu différencié.
- 150-200 cm - Horizon sableux à gravillons et débris plus grossiers à la base. Ces débris sont constitués de morceaux de cuirasse, de plaquettes de roche altérée, de gros quartz et de gravillons ferrugineux. Limite plane brutale avec le niveau sous-jacent.
- 200-600 cm - Altération argileuse avec schistosité verticale très marquée. Début de bariolage entre plages décolorées et plages rougies. Entre 200 et 250 cm, passées ferruginisées verticales imbriquées avec des passées argileuses vert-olive.
- 600-1100 cm - Roche altérée à structure conservée avec diaclases ouvertes tapissées d'argile brune. Débit en plaquettes et schistosité bien marquée, verticale.
- 1100-1200 cm - Roche moins altérée, débit en prismes, deux directions des diaclases. Couleur beige assez soutenue. Récurrence de roche dure ressemblant à celle du niveau 1500 cm.
- 1200-1500 cm - Roche altérée, débit en plaquettes. L'altération est progressive de la base au niveau 1200 cm. Diaclases fermées avec enduit de manganèse. Couleur brune qui s'éclaircit vers le haut.
- 1500 cm - Roche saine, très diaclasée, à schistosité verticale bien marquée. Débit prismatique, grain fin, couleur verte.

Les horizons présentent des transitions progressives de l'un à l'autre, excepté au niveau 200 cm où il existe une limite brutale entre la roche altérée et les horizons sableux. Cette limite est sub-horizontale, elle est matérialisée par des débris grossiers qui reposent sur leurs faces planes. Des filonnets de quartz s'observent à 350 et à 650 cm. Les traces biologiques existent jusqu'à 700 cm, avec des galeries termitiques. Ce profil peut se schématiser en deux unités.

- Un sol ferrugineux sur des horizons sableux et détritiques.
- Une altération à structure conservée, dans une roche très schisteuse ; le sommet de cette altération présente un début de bariolage.

A - OBSERVATION AU MICROSCOPE

La roche échantillonnée au fond du puits est une dolérite à structure ophitique, qui a été métamorphosée et tectonisée. La structure devient intersertale. Les ferro-magnésiens et les filonnets de quartz sont orientés selon une schistosité verticale. Cette roche est constituée de 30% d'albite (An 0 à 5) en cristaux automorphes maclés Carlsbad, de 35% de hornblende verte en baguettes allongées souvent altérées, de 25% de quartz en filonnets ou en mosaïque et de 10% d'épidote en grains dispersés ou en géodes. Les minéraux accessoires sont la chlorite (pennine) et l'actinote qui accompagnent souvent la hornblende. La magnétite, parfois abondante, est souvent altérée en hématite. Cette dolérite à faciès de roche verte peut être appelée une *diabase*.

1. LES NIVEAUX PROFONDS

Dans les niveaux de 1550 à 1100 cm, la roche initiale est bien conservée. *Les plagioclases* sont limpides et peu altérés, souvent fracturés. La macle de Carlsbad est toujours bien reconnaissable. Vers 1200 cm, les bordures des albites s'effilochent et les plans de macle deviennent flous et ondulants. *Les amphiboles* sont très altérées dès la base du puits. Elles sont soit décolorées et perdent leur pléochroïsme, soit rougies et exfoliées, avec des traînées colorées à l'intérieur et à l'extérieur du cristal initial. Des teintes de polarisation anormales, caractéristiques des chlorites, apparaissent dans ces amphiboles. Les chlorites apparaissent également dans les fissures qui recoupent les cristaux. Les niveaux 1550 à 1200 cm montrent une altération très progressive de la base au sommet, avec une fracturation et une trame rougie anastomosée de plus en plus abondantes. En revanche, les niveaux 1200 à 1100 cm présentent les mêmes caractéristiques que la base du puits et sont moins altérés. *L'épidote* est inaltérée ainsi que le quartz et la magnétite.

2. LES NIVEAUX INTERMÉDIAIRES

Dans les niveaux de 1100 à 300 cm, la structure doléritique de la roche est conservée. Les différents cristaux se transforment en produits phylliteux, souvent de grande taille. La coloration rouge progresse dans les fissures très nombreuses qui soulignent le litage. Les fissures s'anastomosent et forment des plages floconneuses rougies où s'individualisent de la goethite et de l'hématite, vers le sommet des niveaux intermédiaires.

Les plagioclases prennent un contour diffus et se fracturent. Les macles s'estompent, l'extinction devient ondulante. Des débris d'albite sont alignés et représentent les fantômes des cristaux automorphes allongés. Ces débris sont limpides et non transformés. Autour de ces débris on peut distinguer des granules cryptocristallins à faible biréfringence.

Les amphiboles sont totalement transformées. Les bordures des cristaux s'exfolient et sont envahies par des chlorites en éventail à pléochroïsme net (brun-jaune). Ces chlorites envahissent également les cassures et les bordures. Elles peuvent parfois épigéniser toute l'amphibole en formant des cristallisations fibro-radiées de grande taille. Ces chlorites se décolorent rapidement. Elles sont remplacées par des cristaux phylliteux enchevêtrés à relief faible et à biréfringence moyenne, polarisant dans les teintes vives du deuxième ordre. Ces phyllites sont des smectites et des interstratifiés (déterminés aux rayons X).

Les épidotes sont peu altérées. Les bords sont émoussés et les grains s'arrondissent. Il se produit souvent une microfracturation qui donne des granules très fins, et l'épidote devient floconneuse. Certains cristaux semblent déchaussés et entourés de vides.

Les grains de quartz et de magnétite ne sont pas altérés, les filonnets de quartz non plus. Il apparaît de la calcite à partir du niveau 450 cm, dans les pores et les vides. La porosité augmente fortement entre 650 et 450 cm.

3. LE SOMMET DES NIVEAUX INTERMÉDIAIRES

Au sommet des niveaux intermédiaires, entre 300 et 200 cm, la structure de la roche disparaît progressivement. Il y a un début de nodulation ferrugineuse à 250 cm. A partir de grains de magnétite altérés, il se forme des auréoles diffuses de goéthite. Les cristaux sont fracturés et divisés et le plasma insépique devient abondant.

Dans le niveau 200 cm, la structure de la roche a disparu, mais le litage vertical est conservé. Le squelette est composé de grains de quartz, de débris ferruginisés d'amphiboles, de grains d'épidote et de quelques nodules ferrugineux sans cutanes. L'assemblage est porphyroscuelique, le plasma est omnisépique, la porosité est très forte.

4. LES NIVEAUX SOMMITAUX

Dans les niveaux de 200 cm à la surface, on trouve essentiellement des horizons sableux. Ils contiennent des débris plus ou moins gros de cuirasses, des morceaux de quartz et quelques plaquettes altérées de la roche sous-jacente. En lame mince, le squelette est composé de grains de quartz et de quelques gros nodules ferrugineux. L'assemblage est aggloméroplasmique ou intertextique. Le plasma est squelsépique.

5. CONCLUSION

Les observations micromorphologiques mettent en évidence des transformations minérales de deux sortes.

Les niveaux profonds sont le siège de l'altération des amphiboles en chlorites. Les autres minéraux, dont l'albite, sont peu transformés. Des traînées ferrugineuses remplissent les fissures et envahissent les amphiboles. La structure de la roche est conservée, mais les chlorites cristallisent aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des cristaux initiaux. Des chlorites existent déjà dans la roche dure, mais indépendamment des cristaux d'amphibole.

Les niveaux intermédiaires sont marqués par l'apparition des minéraux phylliteux. Les plus abondants ont une biréfringence moyenne et remplacent les chlorites, ce sont des smectites et des "interstratifiés". On distingue aussi, mais plus rarement, un plasma argileux à biréfringence faible, qui contient de la kaolinite. Il entoure les morceaux d'albite. La ferruginisation devient importante au sommet des niveaux intermédiaires. Il y a disparition de la structure de la roche et début de ségrégation de nodules à bord diffus.

B - MESURES PHYSICO-CHIMIQUES

1. LES MESURES GÉOPHYSIQUES

Les sondages électriques sur le puits Dem 1 ont donné les résultats suivants.

- Un premier terrain de 80 cm d'épaisseur, dont la résistivité de 270 Ω .m correspond parfaitement à la résistivité apparente des horizons sableux; l'épaisseur réelle est largement sous-estimée.
- Un second terrain de 1600 cm d'épaisseur, avec une résistivité apparente de 15 Ω .m.

L'épaisseur mesurée dans le puits correspond, avec une approximation d'un mètre, à l'épaisseur calculée par la géophysique. La roche dure qui possède une résistivité apparente voisine de l'infini se trouve à 1680 cm, alors que le creusement à la main s'est arrêté à 1550 cm. C'est le cas général sur roche basique, où la géophysique permet de déterminer la profondeur du front d'altération avec précision. La résistivité de 15 Ω .m correspond à une altération argileuse à dominante smectitique, d'après les valeurs présentées au chapitre II.

2. LES MESURES DES DENSITÉS APPARENTES

La densité apparente décroît depuis les niveaux profonds jusqu'à la surface (fig.36). Cette diminution n'est pas progressive ni régulière, mais s'effectue selon un tracé en "dents de scie". Ce phénomène rend compte des récurrences de roches peu altérées au sein du profil. On distingue par exemple les niveaux de roche dure entre 1100 et 1200 cm. On distingue également les horizons plus

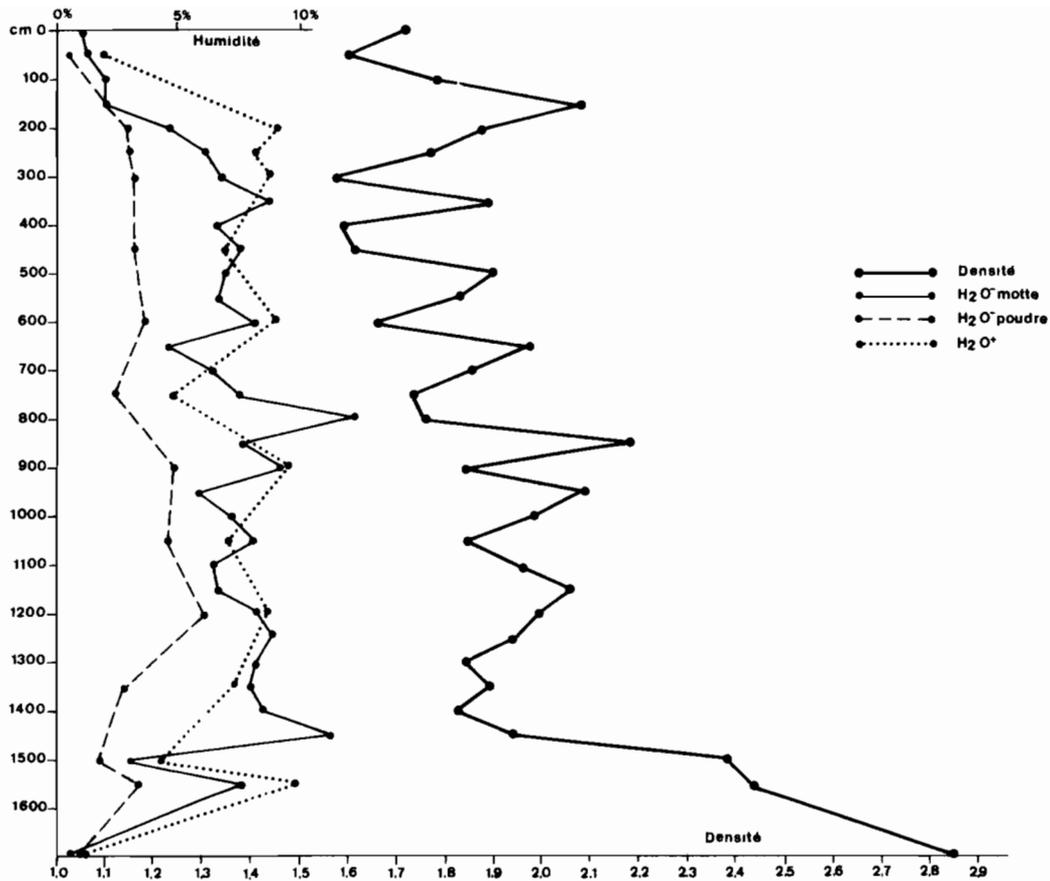


Fig.36 - Densités apparentes et humidités du puits Dem 1

riches en filonnets de quartz, comme ceux qui sont situés à 350 et à 650 cm. Les niveaux sableux de surface ont des densités fortes, avec un maximum à 150 cm qui est dû à l'abondance de débris de cuirasse mélangés au sable.

Les valeurs élevées des densités apparentes, pour tout le profil, indiquent une altération assez faible de la roche initiale et la présence de minéraux primaires qui ne sont pas transformés. La densité est voisine de 2,0 pour les niveaux profonds et de 1,7 pour les niveaux intermédiaires. Un tel diagramme, où la densité diminue lentement selon un tracé irrégulier, est caractéristique des altérations à dominante smectitique proches du front d'altération. Les récurrences sont multipliées dans le cas de Dem 1 par l'hétérogénéité initiale de la roche.

3. LES MESURES DES HUMIDITÉS

Les mesures de la figure 36 ne montrent pas de variations significatives, ni pour l'eau de rétention (H_2O^-) qui est comprise entre 3 et 5 % du poids total de l'échantillon, ni pour l'eau de constitution (H_2O^+) comprise entre 6 et 9 %. Ces valeurs faibles confirment la proportion réduite de minéraux secondaires hydroxylés dans le profil. Les horizons sommitaux montrent des teneurs en eau très faibles, de l'ordre de 2 à 3 %, caractéristiques des horizons sableux.

C - MINÉRALOGIE

1. LES MINÉRAUX PHYLLITEUX PRINCIPAUX

L'étude minéralogique du puits Dem 1 a été effectuée sur les fractions granulométriques argile et limons (fig.37). L'évaluation semi-quantitative des pourcentages de minéraux argileux, sur les diagrammes d'agrégats orientés, indique que les deux fractions sont composées des mêmes minéraux phylliteux, smectites et kaolinite. La kaolinite est plus abondante dans la fraction limons que dans la fraction argile, elle est donc de plus grande taille que la smectite.

L'ensemble des niveaux profonds et intermédiaires est composé de 90 à 100 % de smectite. Au sommet des niveaux intermédiaires, entre 300 et 200 cm, la smectite est moins abondante, et la kaolinite passe de 20 à 50%. Dans les horizons superficiels sableux, au-dessus de 200 cm, la kaolinite devient prépondérante.

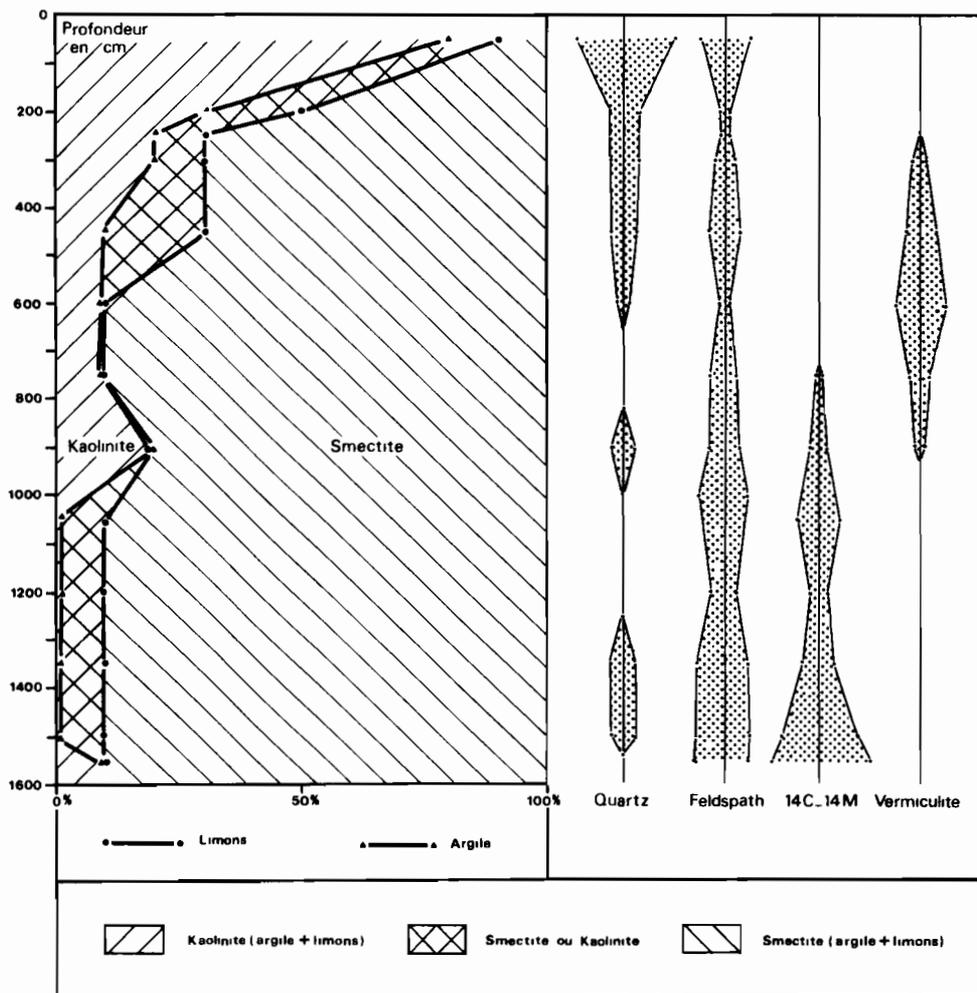


Fig.37 - Minéralogie des argiles et limons du puits Dem 1

La smectite de la fraction argile du niveau 1200 cm a été analysée. Cette analyse chimique permet de calculer la formule structurale de la demi-maille, en ventilant MgO entre l'octaèdre et les cations interfoliaires de telle façon que l'occupation octaédrique soit égale à deux (Tabl. XXXIII).

Le nombre d'ions Fe^{3+} en position octaédrique est de 1,19, ce qui place cette smectite dioctaédrique dans le groupe de *la nontronite* (PAQUET, 1970).

Tableau XXXIII

Analyse et formule structurale de la smectite du niveau 1200 cm du puits Dem 1

SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
47,8	13,4	3,07	2,2	22,2	0,214	1,68	0,39	0,35
(Si _{3,40} Al _{0,60})(Al _{0,52} Fe _{1,19} Ti _{0,09} Mn _{0,01} Mg _{0,19})Mg _{0,14} Ca _{0,17} Na _{0,06} K _{0,03}								

2. MINÉRAUX ACCESSOIRES DE LA FRACTION ARGILE ET LIMONS

a) Les minéraux primaires

L'abondance des minéraux accessoires du puits Dem 1 est estimée à l'aide de la hauteur des pics sur les diagrammes d'agrégats orientés ou sur les diagrammes de poudre (fig.37). Ils sont généralement rares ou très rares.

Le quartz est peu abondant dans les fractions fines, excepté pour les horizons superficiels au-dessus de 200 cm. Les filonnets décrits au cours de l'observation macroscopique, dans les niveaux 350 et 650 cm, ne donnent pas une plus grande quantité de quartz dans la fraction inférieure à 40 μ. On peut admettre que les grains de quartz sont d'une taille supérieure à celle des limons.

Les feldspaths se trouvent à tous les niveaux. Il s'agit de l'albite initiale dont les premières transformations consistent en une fracturation décrite dans l'étude micromorphologique. Dans les niveaux intermédiaires, de 900 à 300 cm, l'albite diminue progressivement. Elle disparaît entre 300 et 200 cm. Cette diminution de l'albite correspond à l'apparition de petites quantités de vermiculite. L'examen de la fraction granulométrique des sables fins permettra de vérifier s'il existe une relation entre ces deux minéraux.

b) Les interstratifiés

Les interstratifiés (14C-14M) sont abondants dans les niveaux profonds où l'examen des lames pétrographiques a montré une altération des amphiboles. Ils sont semblables à ceux de la toposéquence de Kolel et toujours accompagnés de smectites. Une étude détaillée de la fraction limons du niveau 1550 cm permet de préciser les pics de ces interstratifiés (fig.38). L'échantillon brut présente un pic normal à 14,5 Å, qui gonfle à 16,5 Å sous l'action de l'éthylène-glycol et s'écrase à 11,6 Å et 9,7 Å après chauffage. On distingue sur les diagrammes le pic d'ordre supérieur, caractéristique des édifices interstratifiés irréguliers : 30 Å avant traitement et 24 Å après chauffage. Il s'agit donc d'une smectite et d'un interstratifié irrégulier (14C-14M).

Après traitement au citrate de sodium et saturation au chlorure de magnésium, l'échantillon présente les mêmes diagrammes, excepté pour l'éthylène-glycol, où l'on distingue un pic stable à 14,8 Å et un pic qui se déplace à 17,4 Å (fig.38). Ce comportement, sous l'action des polyalcools, permet de distinguer une chlorite altérée en interstratification irrégulière avec la smectite. Ces interstratifiés (14C-14M) sont les mêmes que ceux de la toposéquence de Kolel, avec toutefois une plus grande quantité de feuilletts brucitiques dans l'édifice. Cette abondance de chlorites provient de la roche initiale métamorphisée qui en contient avant toute altération météorique.

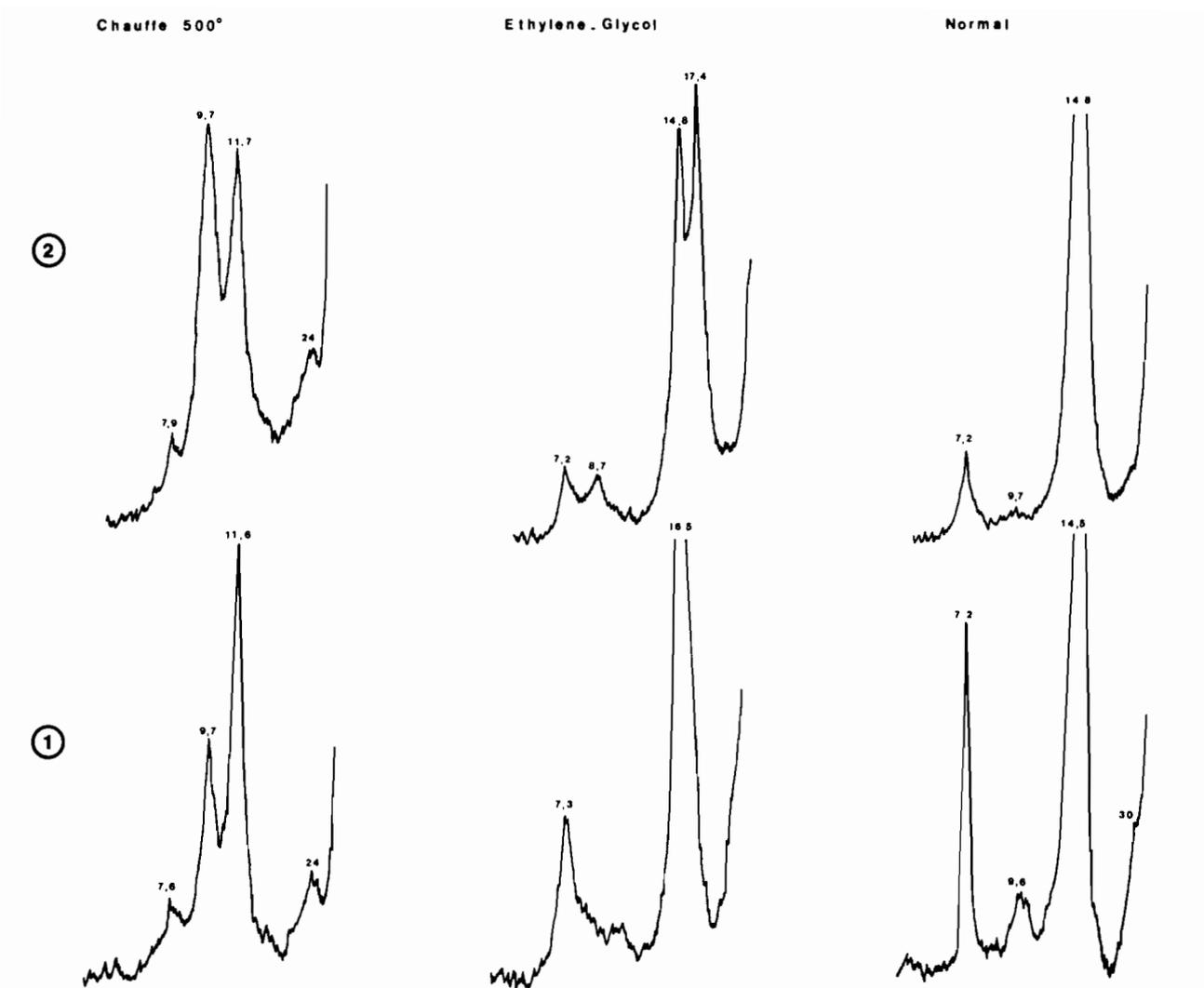


Fig.38 - Interstratifiés (14C-14M) dans le niveau 1550 cm du puits Dem 1

① Echantillon brut ② Echantillon traité au citrate de sodium + saturation $MgCl_2$

c) La vermiculite

Les vermiculites apparaissent, dans le puits Dem 1, entre 900 et 300 cm. Elles sont abondantes et toujours accompagnées d'une grande quantité de smectite (fig.39). Les diagrammes de l'échantillon d'agrégats orientés montrent :

- un pic à 14,5 Å sur le diagramme avant traitement,
- un pic à 15 Å et à 18 Å après saturation à l'éthylène-glycol,
- un pic à 9,40 Å après chauffage à 490°C.

La présence d'un pic à 14-15 Å, qui ne gonfle pas sous l'action des polyalcools, mais qui s'écrase à 10 Å après chauffage, est caractéristique des vermiculites.

L'existence de chlorites altérées, ou même de minéraux intergrades alumineux et ferrifères qui ne présentent pas de gonflement à l'éthylène-glycol (ROBERT et BARSHAD, 1972 ; ROBERT, 1975), oblige à pratiquer un test de contrôle sur les vermiculites. Une saturation au chlorure de potassium, suivie d'un chauffage à 110°C (HARWARD, THEISEN et EVANS, 1962 ; HARWARD, CARSTEA et SAYEGH, 1969),

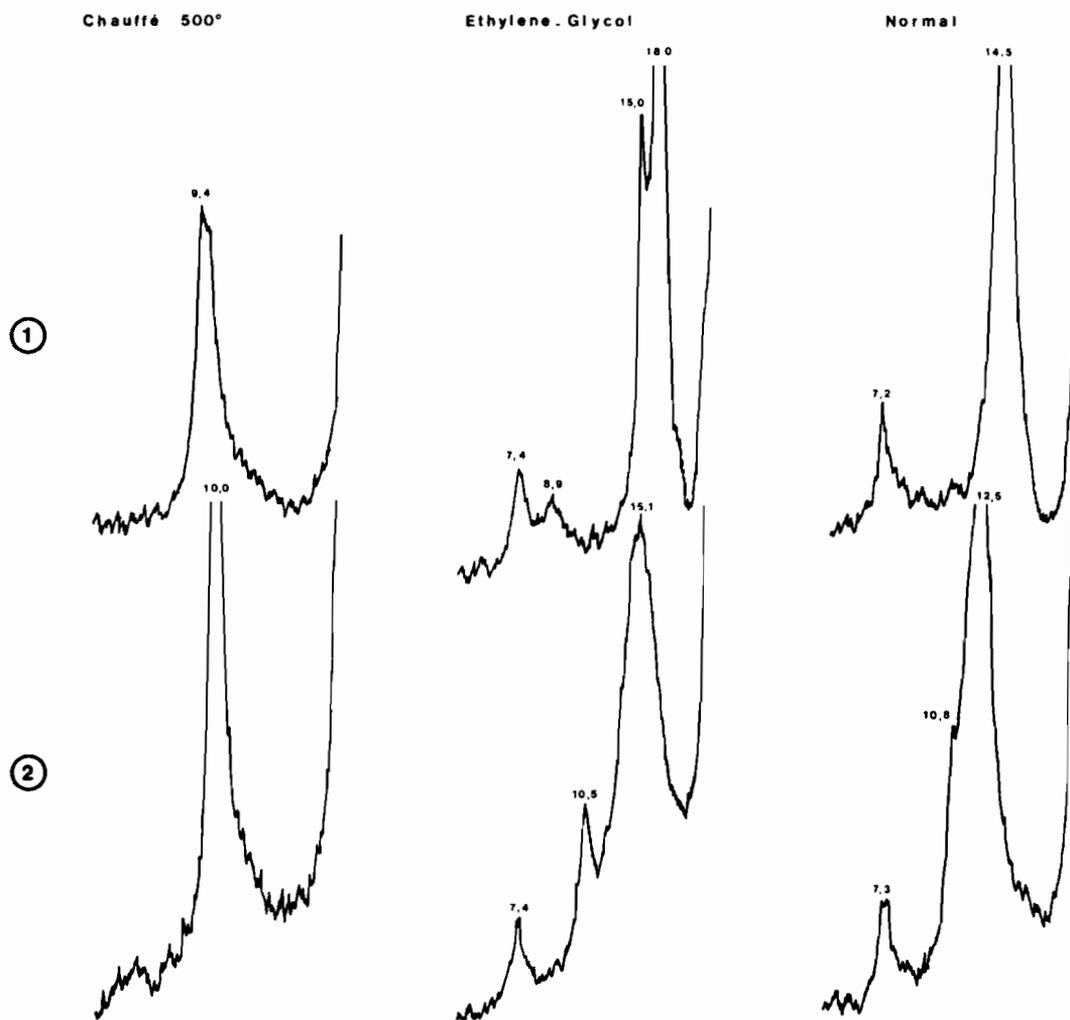


Fig.39 - La vermiculite dans le niveau 750 cm du puits Dem I
 ① Echantillon brut ② Echantillon saturé KCl + chauffage à 110°C

donne les résultats suivants :

- un pic à 10 Å et un pic à 12 Å sur le diagramme normal, après chauffage à 110°C ou mise sous vide ;
- un pic à 10 Å et un pic à 15 Å après saturation à l'éthylène-glycol ;
- un pic à 10 Å après chauffage à 490°C.

La présence du pic à 10 Å après saturation au potassium caractérise une vermiculite sensu stricto, alors que les intergrades ou les chlorites conservent un pic à 14 Å (fig.39).

On peut donc conclure à la présence d'une vermiculite trioctaédrique vraie (la raie 060 se situe à 1,53 Å). Cette vermiculite apparaît en faible quantité dans les niveaux où l'albite s'altère. La vermiculite est extrêmement rare dans les altérations des roches basiques que j'ai étudiées. Elle existe uniquement dans les roches où le feldspath est de l'albite, en particulier dans les albityphres de Koussane (BLOT, CARN, LEPRUN et PION, 1976). L'étude de tous les puits de la toposéquence permettra de vérifier que l'albite et la vermiculite sont toujours liées.

D - GÉOCHIMIE

Les analyses chimiques de 14 niveaux du puits indiquent des variations importantes dans les teneurs en SiO₂ (Tabl.XXXIV). Ces variations traduisent la plus ou moins grande importance des filonnets de quartz décrits précédemment. Corrélativement, les variations de SiO₂, qui sont de l'ordre de 10 à 15%, influent sur les teneurs des autres éléments majeurs par simple effet de bouclage à 100%. On peut considérer les niveaux 600, 900, 1200 et 1550 cm comme représentatifs des passées très riches en ferro-magnésiens. Les autres niveaux sont plus riches en filonnets de quartz.

Tableau XXXIV

Teneurs en éléments majeurs du puits Dem 1

Profondeur cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	d
50	89,66	3,92	0,27	0,29	2,60	0,02	0,50	0,11	0,55	1,90	1,60
200	50,19	14,88	1,87	2,28	17,77	0,29	1,53	0,02	0,14	9,12	1,87
250	61,55	12,93	1,45	1,36	10,82	0,09	1,26	0,17	0,17	8,15	1,76
300	54,78	14,63	1,85	2,46	13,38	0,16	1,39	0,39	0,10	8,76	1,57
450	52,98	16,28	1,42	3,73	13,65	0,05	1,29	1,83	0,19	6,94	1,61
600	47,52	15,32	2,79	4,24	18,35	0,05	1,41	0,73	0,16	8,97	1,65
750	55,44	13,67	1,59	7,23	12,37	0,04	1,26	2,38	0,33	4,60	1,73
900	42,35	16,54	3,48	7,18	19,09	0,20	1,77	0,59	0,19	9,27	1,83
1050	52,97	13,57	2,20	3,60	14,46	0,15	1,51	2,22	0,17	7,00	1,84
1200	43,95	16,56	2,66	7,33	16,93	0,13	1,73	1,11	0,24	8,65	1,99
1350	56,82	13,99	2,27	3,30	11,24	0,08	1,37	1,86	0,28	7,35	1,89
1500	54,74	13,68	2,88	5,84	12,30	0,08	1,36	2,99	0,25	4,33	2,38
1550	36,83	15,64	6,46	7,30	20,30	0,12	1,50	0,06	0,19	9,79	2,43
Roche mère	59,17	12,85	2,77	7,10	9,83	0,07	1,23	3,61	0,19	0,91	2,85

Les horizons sableux, en particulier le niveau 50 cm, montrent des teneurs en éléments majeurs et en éléments traces différentes de celles des autres niveaux du puits. Les teneurs en K, Ti, Ba et Cr indiquent une pollution importante des niveaux superficiels. Ces niveaux sableux ont été éliminés pour les calculs des concentrations isovolumétriques et isotitane.

Le calcul des variations de concentration entre la roche mère et les différents niveaux du puits permet d'établir des courbes cumulatives. Ces courbes visualisent les mobilités relatives des éléments majeurs, de la base au sommet du profil (fig.40). On voit que Na, Ca, Mg et Si sont appauvris dans le profil. Al, Ti et K restent stables ou légèrement enrichis, Fe et Mn sont très enrichis. Les niveaux hétérogènes du puits disparaissent dans le "lissage" résultant de la construction des courbes cumulatives. La dispersion due aux points particuliers est réduite, et la figure permet de suivre l'évolution globale de chaque élément majeur.

Les concentrations à volume constant et les concentrations isotitane permettent de chiffrer les

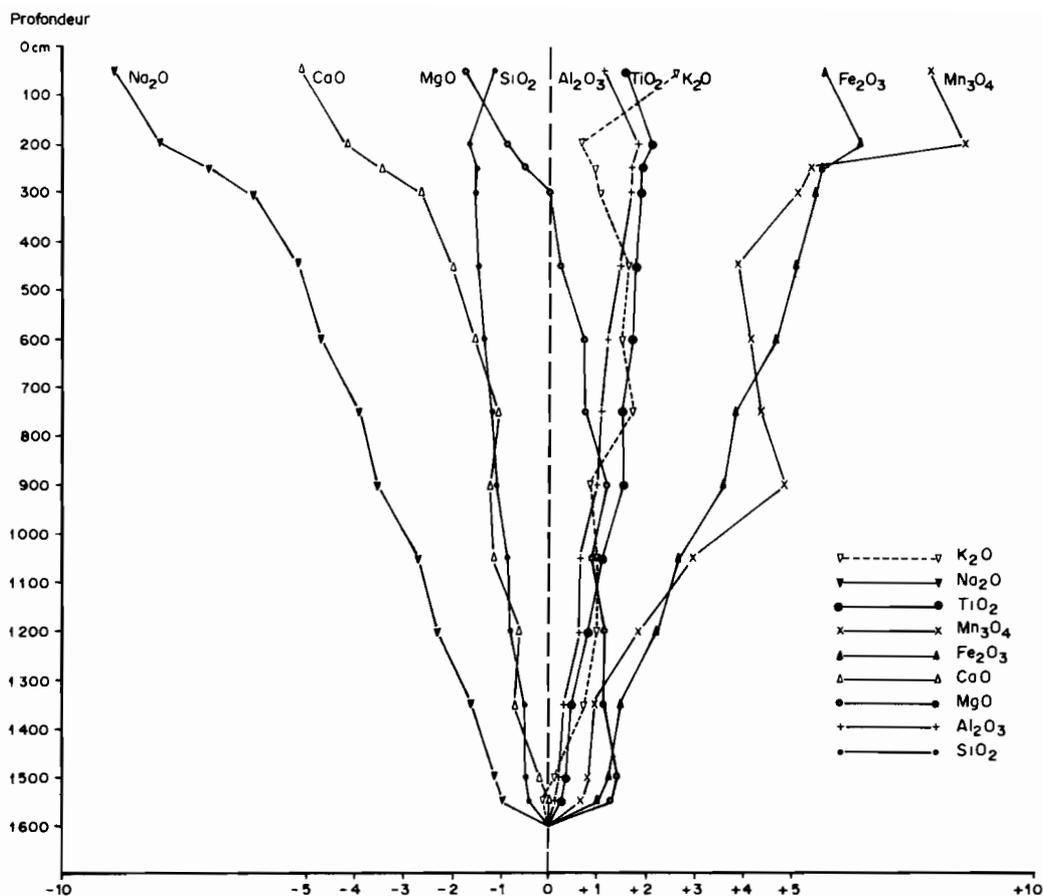


Fig.40 - Courbes cumulatives des concentrations en éléments majeurs du puits Dem 1

importations et les exportations des différents éléments chimiques (Tabl.XXXV). Le raisonnement isovolumétrique montre qu'il existe une exportation de tous les éléments, en valeur absolue, excepté pour H_2O^+ qui s'enrichit cinq fois. Les alcalins et les alcalino-terreux quittent le profil dans une proportion de l'ordre de 50%, les éléments stables dans une proportion de l'ordre de 20%. Le classement moyen des concentrations à volume constant est le suivant :

Fe (1,00) - Mn (0,99) - Ti (0,78) - Al (0,76) - K (0,72) - Mg (0,66) - Si (0,56) - Ca (0,47) - Na (0,24)

La valeur moyenne des concentrations à volume constant est assez forte. Cela confirme le caractère ménagé de l'altération du puits Dem 1 et sa nature smectitique, déjà établis par l'étude minéralogique. De nombreux éléments sont stables ou légèrement appauvris dans le profil. Les minéraux primaires s'altèrent, et les cations qu'ils contiennent se recombinaient sur place, en grande partie pour donner des beidellites ferrifères. L'exportation maximale a lieu pour Na qui n'entre pas dans la composition des smectites.

Les concentrations isotitane (Tabl.XXXV) indiquent une mobilité relative des éléments majeurs dont le classement est identique à celui des concentrations à volume constant. Les valeurs sont plus fortes et donnent des enrichissements relatifs pour les deux éléments les plus stables : Fe (1,28) et Mn (1,24). Les autres éléments sont marqués par un appauvrissement relatif faible, excepté pour Na (0,32).

En conclusion, l'étude géochimique du puits Dem 1 indique une perte en éléments majeurs faible ou modérée au cours de l'altération. Cette perte de matière, peu importante, correspond à la formation d'altérites smectitiques riches en cations basiques. Les éléments les plus mobiles sont le sodium, les alcalino-terreux et la silice. Les autres éléments sont stables ou faiblement exportés. On doit noter le comportement du potassium qui est, lui aussi, faiblement exporté.

Tableau XXXV

Concentrations isovolumétriques et isotitane du puits Dem 1

	Profondeur cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
Concentrations isovolumétriques	250	0,64	0,62	0,32	0,12	0,68	0,80	0,63	0,03	0,55	5,6
	300	0,51	0,63	0,37	0,19	0,75	1,26	0,62	0,06	0,29	5,3
	450	0,51	0,72	0,29	0,30	0,79	0,40	0,59	0,29	0,56	4,3
	600	0,46	0,69	0,58	0,35	1,08	0,41	0,67	0,12	0,49	5,7
	750	0,57	0,64	0,35	0,62	0,76	0,35	0,62	0,40	1,06	3,1
	900	0,46	0,83	0,81	0,65	1,25	1,84	0,92	0,10	0,64	6,5
	1050	0,58	0,68	0,51	0,33	0,95	1,38	0,79	0,39	0,57	5,0
	1200	0,52	0,90	0,67	0,72	1,20	1,30	0,98	0,22	0,88	6,6
	1350	0,64	0,72	0,54	0,31	0,76	0,76	0,74	0,34	0,97	5,4
	1500	0,78	0,89	0,87	0,68	1,04	0,95	0,93	0,69	1,10	4,0
	1550	0,53	1,04	1,99	0,88	1,76	1,46	1,04	0,02	0,85	9,1
Moyenne	0,56	0,76	0,66	0,47	1,00	0,99	0,78	0,24	0,72	5,5	
Concentrations isotitane	250	1,02	1,02	0,51	0,19	1,07	1,26	1,00	0,05	0,87	8,8
	300	0,82	1,01	0,59	0,31	1,20	2,02	1,00	0,10	0,42	8,5
	450	0,86	1,21	0,49	0,51	1,33	0,68	1,00	0,49	0,95	7,2
	600	0,70	1,04	0,87	0,52	1,63	0,62	1,00	0,17	0,73	8,6
	750	0,92	1,03	0,56	1,00	1,23	0,56	1,00	0,64	1,70	5,0
	900	0,50	0,90	0,88	0,70	1,35	1,99	1,00	0,11	0,69	7,1
	1050	0,73	0,86	0,64	0,42	1,20	1,74	1,00	0,50	0,72	6,3
	1200	0,53	0,92	0,68	0,73	1,22	1,32	1,00	0,22	0,90	6,8
	1350	0,86	0,98	0,74	0,41	1,02	1,02	1,00	0,47	1,32	7,3
	1500	0,84	0,96	0,94	0,74	1,13	1,03	1,00	0,75	1,19	4,3
	1550	0,51	1,00	1,91	0,84	1,69	1,40	1,00	0,02	0,82	8,8
Moyenne	0,75	0,99	0,80	0,58	1,28	1,21	1,00	0,32	0,74	7,2	

II - LA TOPOSÉQUENCE DE DEM

La toposéquence de Dem comprend 11 puits principaux situés sur le flanc nord de la montagne de Dem (fig.41 et Pl.VI). Elle est longue de 2,5 km et s'étend sur : les collines basiques du versant nord, la dépression périphérique, la zone cuirassée et le début de la plaine alluvio-colluviale du lac de Dem. La dénivellation entre la plaine et la cuirasse est de 30 m environ, elle est de 80 m entre la plaine et les contreforts rocheux de la montagne de Dem. Le sommet bauxitique, à l'amont de la toposéquence, n'est pas représenté sur la figure 41. Il a une hauteur de commandement de plus de 200 m au-dessus de la plaine.

On trouve un recouvrement sableux et parfois conglomératique dans la dépression périphérique et dans la plaine du lac. La cuirasse est affleurante sur la moitié amont de sa longueur, elle est recouverte de sables sur l'autre moitié. Les affleurements de roches n'existent que près des puits 2, 3 et 5. Les puits de la toposéquence ont recoupé des roches basiques à l'amont et des roches granitiques très altérées à l'aval. Entre les deux, les puits n'ont pas atteint la roche saine, mais les plus profonds permettent de reconnaître des roches intermédiaires : des schistes amphiboliques dans le puits 4, des roches basiques dans le puits 7, des migmatites dans le puits 9. Cette zone de contact entre granite et roche basique a surtout été déterminée par les mesures géophysiques. Les épaisseurs des altérites et la cuirasse ne permettent pas d'atteindre le substratum dur.

Le rebord amont de la cuirasse ferrugineuse forme une coupe naturelle qui a été prolongée verticalement dans les niveaux sous cuirasse, pour les puits 10 et 11.

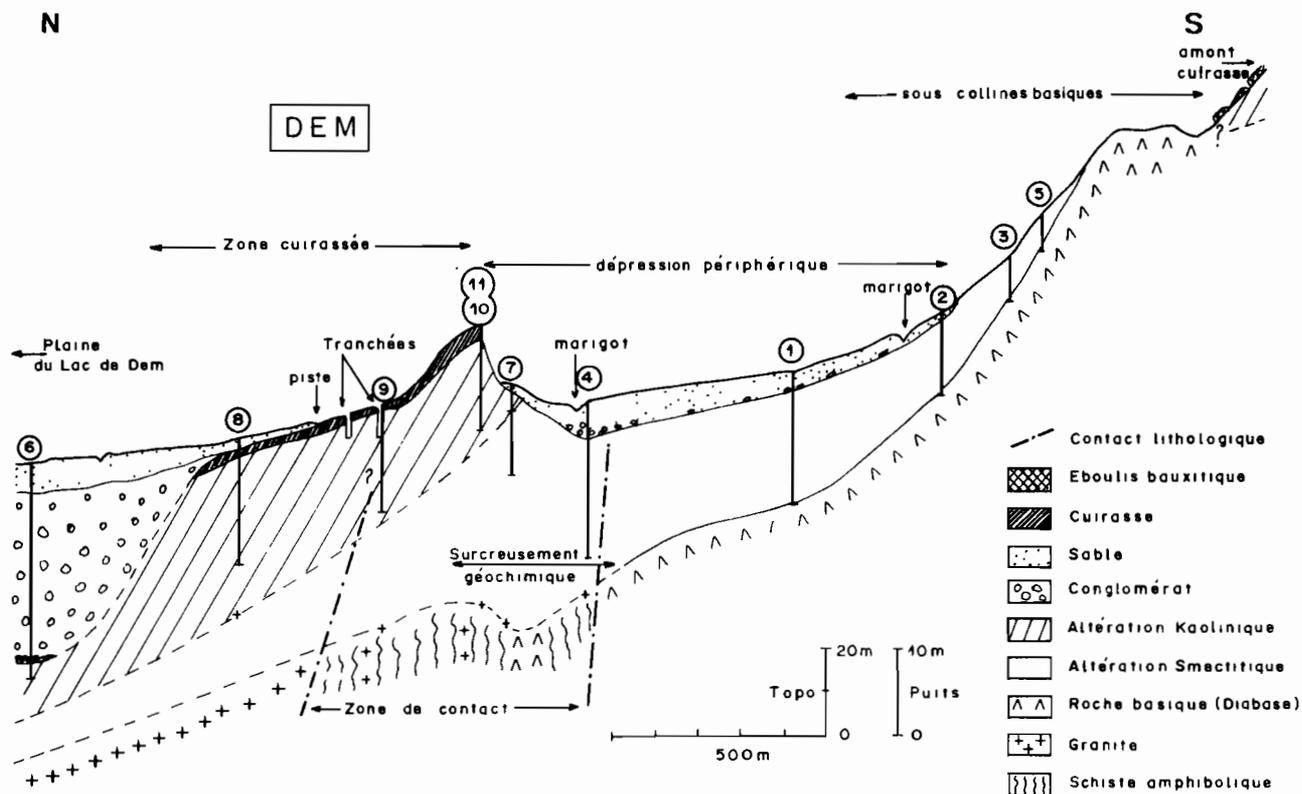


Fig.41 - La toposéquence n°1 de Dem

A - DESCRIPTION DES PUITES

Les puits creusés sur les roches basiques sont décrits brièvement, par comparaison avec le puits Dem 1 qui sert de référence. Les puits creusés dans la zone cuirassée sont décrits avec cette toposéquence, les puits sur les granites seront étudiés ultérieurement.

Le puits Dem 2, à l'amont de la dépression périphérique.

- 0-150 cm - Horizons sableux et argilo-sableux avec sol ferrugineux peu lessivé et peu différencié.
- 150-600 cm - Roche très altérée poudreuse, de couleur beige clair. Schistosité verticale fine, diaclases fermées, argilisation importante.
- 600-900 cm - Roche altérée massive de couleur brun-jaune à grise. Plissement et schistosité soulignés par des diaclases et des enduits de manganèse.
- 900 cm - Diabase fracturée, non altérée.

Ce profil ressemble au puits Dem 1, en moins épais. L'altération est progressive de 900 à 150 cm, sans atteindre le début de bariolage visible dans le premier puits. On doit noter quelques filonnets de quartz vers 400 cm, et une passée de la roche à grain plus grossier à 250 cm.

Le puits Dem 3

- 0-80 cm - Sol brun eutrophe sur éboulis de pente.
- 80-300 cm - Intercalation de schistes et de quartzites à amphibole. Altération de couleur beige clair, schistosité verticale.
- 300-550 cm - Quartzite à amphibole peu altérée. Présence d'un filon vertical de quartz et de fractures subverticales importantes.
- 550 cm - Quartzite amphibolique dur.

Ce profil est caractérisé par une succession de passées schisteuses et quartzitiques. L'altération est très faible. Le filon vertical de quartz est très altéré, et il ne reste qu'une trame siliceuse très poreuse colorée en jaune et noir.

Le puits Dem 5, à l'amont de la toposéquence.

- 0-40 cm - Sol brun eutrophe, sur roche en place à structure conservée.
- 40-350 cm - Roche altérée de couleur brun clair. Schistosité verticale accentuée.
- 350-450 cm - Roche très peu altérée, fracturée.
- 450 cm - Dolérite dure.

Ce profil sur dolérite présente, vers le sommet, une accentuation de la schistosité verticale. Au fond du puits, la roche est compacte ; elle devient de plus en plus semblable à un schiste vers les niveaux superficiels. Ce phénomène correspond à la mise en évidence des diaclases verticales et au développement d'une "fausse schistosité" superficielle.

Le puits Dem 1 et les trois puits décrits ci-dessus forment l'ensemble, sur les roches basiques, de l'amont de la toposéquence. Les puits 4, 7, 9, 10 et 11 se situent dans la zone de contact entre roches basiques et roches granitiques.

Le puits Dem 4, au milieu de la toposéquence.

- 0-200 cm - Sol ferrugineux tropical sur des horizons sableux et argilo-sableux. Quelques gravillons et débris fins.
- 200-430 cm - Horizon détritique grossier dans une matrice sableuse. Gros débris de cuirasse et de roches, morceaux de quartz et de bauxite.
- 430-700 cm - Altération bariolée en place, très argileuse. Au sommet, entre 430 et 500 cm, horizon vertical à fentes de retrait.
- 700-1200 cm - Roche altérée poudreuse très blanchie. Passées argileuses vertes. Schistosité verticale fine.
- 1200-1800 cm - Schistes et quartzites en bancs très minces subverticaux. Altération forte, mais structures et diaclases reconnaissables.

Ce profil est formé par l'altération de minces passées de schistes et quartzites à amphiboles et épidotes. L'altération est très argileuse et donne, au-dessus de 500 cm, un horizon vertical à argiles gonflantes. Ce niveau vertical peut même pénétrer dans la base de l'horizon détritique sus-jacent. L'altération du puits Dem 4 a développé une argilisation intense qui est visible également dans le puits Dem 7.

Le puits Dem 7

- 0-100 cm - Sol brun sur matériel argilo-sableux et gravillons.
- 100-550 cm - Altération bariolée avec diaclases verticales et remplissage d'argile brune.
- 550-700 cm - Roche très altérée, légèrement bigarrée avec diaclases ouvertes et remplissage argileux des fissures.
- 700-1100 cm - Roche altérée de couleur claire, lithomarge. Diaclases en forme de dôme. Couleur pistache des argiles, dans les fissures et dans la masse de la roche.

Ce puits, situé au point le plus bas de la dépression périphérique, est envahi par des altérations argileuses sur toute son épaisseur. Les diaclases en voûte et les argiles vertes marquent la présence d'argiles gonflantes en grande quantité. Ce phénomène se situe sous un rebord de cuirasse. Il est caractéristique d'un épaississement du manteau d'altération au pied des buttes témoins (LEPRUN, 1979). Pour les puits Dem 7 et 4, le front d'altération est plus profond qu'à l'amont et à l'aval. Il se forme une cuvette dans le "bedrock" (fig.41), qui a été mise en évidence par la géophysique. Dans la suite de l'étude, cette profonde zone argileuse sera nommée "surcreusement" ou "approfondissement géochimique".

Le puits Dem 9, sur la partie médiane de la cuirasse.

- 0-100 cm - Sol ferrugineux tropical peu évolué sur matériel sableux.
- 100-200 cm - Cuirasse démantelée en place, avec emballage gravillonnaire et terre fine.
- 200-500 cm - Carapace nodulaire de plus en plus indurée de la base vers le sommet.
- 500-900 cm - Argiles tachetées passant vers le bas aux argiles bariolées. Les argiles tachetées montrent bien la nodulation.
- 900-1250 cm - Roche altérée, lithomarge très pâle, couleur blanchie.

Ce puits présente l'altération d'une roche riche en ferro-magnésiens, mais contenant du quartz. C'est une zone de transition entre les granites et les roches basiques. La roche saine n'a pas été atteinte. Le profil comprend des horizons d'altération qui passent, de bas en haut, des argiles bariolées aux argiles tachetées, puis à la carapace et enfin à la cuirasse. Celle-ci est démantelée.

Le puits Dem 10, sur le rebord amont de la cuirasse.

- 0-100 cm - Blocs de cuirasse démantelée en place.
- 100-400 cm - Cuirasse massive, petites vacuoles vers 200 cm, légèrement lamellaire à 300 cm.
- 400-650 cm - Carapace de nodulation croissante de bas en haut.
- 650-850 cm - Argile tachetée avec début de nodulation passant à la carapace en haut. Couleur sanguine.
- 850-1100 cm - Argile bariolée. Schistosité verticale fine.

Ce profil recoupe la cuirasse dans sa plus grande épaisseur (400 cm), les niveaux de carapace, les argiles tachetées et les argiles bariolées sous-jacentes. Le puits Dem 11 est identique à Dem 10, mais présente un petit niveau démantelé, entre la cuirasse et la carapace. Les deux puits n'atteignent pas la roche dure mais s'arrêtent dans une roche très altérée, où l'on peut reconnaître la structure conservée de la roche initiale.

Les puits Dem 6 et 8, situés à l'aval de la toposéquence, n'ont pas atteint la roche dure mais s'arrêtent dans une arène altérée de granite. Ils traversent soit une grande épaisseur de colluvions (Dem 6), soit une cuirasse épaisse masquée par un recouvrement sableux (Dem 8).

B - MESURES PHYSICO-CHIMIQUES

Les mesures des résistivités apparentes permettent de reconnaître une famille de roches basiques dans la partie amont et médiane de la toposéquence, et une famille de roches granitiques à l'aval de la toposéquence. Les mesures des densités apparentes et des humidités ont été effectuées uniquement sur la famille des roches basiques.

1. LES MESURES DES RÉSISTIVITÉS

Les sondages électriques en courant continu ont permis de dessiner le profil du front d'altération de la toposéquence de Dem. Les sondages étalonnés par les puits permettent de tracer le profil de la roche dure dans la partie amont de la toposéquence (fig.41). Dans la partie aval, les puits n'atteignent pas la roche dure, le front d'altération est représenté en pointillé uniquement d'après les mesures géophysiques.

Les valeurs des résistivités apparentes des niveaux superficiels sont très variables : entre 200 et 500 $\Omega.m$ pour les horizons sableux de la dépression périphérique, supérieures à 1500 $\Omega.m$ pour les cuirasses. Les valeurs des résistivités apparentes des niveaux profonds d'altération permettent de définir plusieurs altérations différentes dans la toposéquence.

- Les puits sur les roches basiques atteignent la roche dure. Ils ont des résistivités caractéristiques de l'altération à dominante smectitique accompagnée par des minéraux primaires non altérés :

Dem 1 — 15 $\Omega.m$ Dem 2 — 23 $\Omega.m$

- Les puits situés près du rebord de cuirasse ont des résistivités encore plus basses, donc plus smectitiques. Ces puits correspondent à une altération argileuse épaisse, formant cuvette dans le substratum.

Dem 4 — 7 $\Omega.m$ Dem 7 — 4 à 7 $\Omega.m$

- Les puits sur les cuirasses ont des résistivités variables entre l'amont et l'aval.

Dem 9 — 10 $\Omega.m$ Dem 8 — 180 $\Omega.m$

On peut donc dire que l'amont de la zone cuirassée, y compris le puits Dem 9, se situe sur les roches basiques à altération smectitique. L'aval de la zone cuirassée serait sur roche granitique avec une arène à forte résistivité apparente.

Le contact lithologique entre les roches basiques et les granites ne s'observe pas dans un puits. Il a semblé nécessaire d'utiliser la géophysique pour étudier le passage d'une roche à l'autre. La méthode a été celle des traînés électriques (DORBATH, FROIDEVAUX, BLOT et CARN, 1975) avec une demi-longueur de ligne $\frac{AB}{2} = 20 m$.

Les résultats (fig.42), le long de la toposéquence et sur la colline voisine de Niangado, montrent que la limite entre les roches basiques et les granites est masquée par les niveaux cuirassés. Ces niveaux possèdent des résistivités apparentes très fortes et correspondent aux horizons indurés de la carapace et de la cuirasse. On peut donc conclure que la profondeur d'investigation choisie, qui est de l'ordre du quart de la longueur de ligne (10 m), est trop faible pour déterminer avec précision les contacts lithologiques du substratum. Les traînés électriques donnent cependant des informations précieuses sur les points suivants :

- l'étendue de la cuirasse, lorsqu'elle est masquée par un recouvrement sableux ;
- la valeur des résistivités dans les altérations kaoliniques ou sur le granite (40 à 100 $\Omega.m$) ;
- les résistivités dans les altérations smectitiques sur roches basiques ou roches schisteuses (10 à 30 $\Omega.m$).

La limite entre les roches basiques amont et les schistes du puits Dem 4 n'a pu être déterminée avec précision. Les mesures ont été effectuées dans les niveaux très smectitiques qui correspondent à l'approfondissement géochimique, à l'aplomb du rebord de cuirasse. Dans ce cas également, la profondeur d'investigation est trop faible pour déterminer les contacts lithologiques du substratum.

En conclusion, les profils de résistivité établis pour une profondeur d'investigation de 10 m permettent de différencier trois ensembles distincts dans la toposéquence complète : un ensemble amont à faible résistivité, qui correspond à des altérations smectitiques ; un ensemble médian à résistivité très grande, qui correspond à des niveaux cuirassés ; un ensemble aval à résistivité moyenne, qui correspond à des altérations kaoliniques ou à des arènes granitiques.

2. LES MESURES DES DENSITÉS APPARENTES

Dans les deux ensembles situés sur les roches basiques, les mesures des densités apparentes peuvent servir à déterminer trois zones distinctes d'altération. Chacune de ces zones est représentée par un profil type de densités apparentes (fig.43).

Les puits amont, qui atteignent la roche dure, présentent des densités apparentes fortes. Ces densités apparentes décroissent de bas en haut. La courbe type est donnée par le puits Dem 2, caractéristique des altérations smectitiques avec des récurrences de roches non altérées à certain niveaux du profil. Les densités restent voisines de 2,0 sur la plus grande partie du puits, ce qui indique une altération ménagée du profil.

Les puits situés sur l'approfondissement géochimique, à l'aplomb du rebord de cuirasse, ont des densités faibles (1,4). La courbe type est donnée par le puits Dem 7. Malgré la nature très argileuse des altérites de ce puits, les densités apparentes sont faibles mais relativement constantes. Cette faiblesse est l'indice d'une grande épaisseur des niveaux altérés qui deviennent relativement homogènes dans leur constitution et dans leur porosité.

Les puits sur les roches basiques cuirassées présentent des densités très fortes dans les niveaux indurés de cuirasses et de carapaces (environ 2,5) et des densités très faibles dans les argiles bariolées kaoliniques (1,4). Le passage est brutal entre les niveaux argileux très poreux et

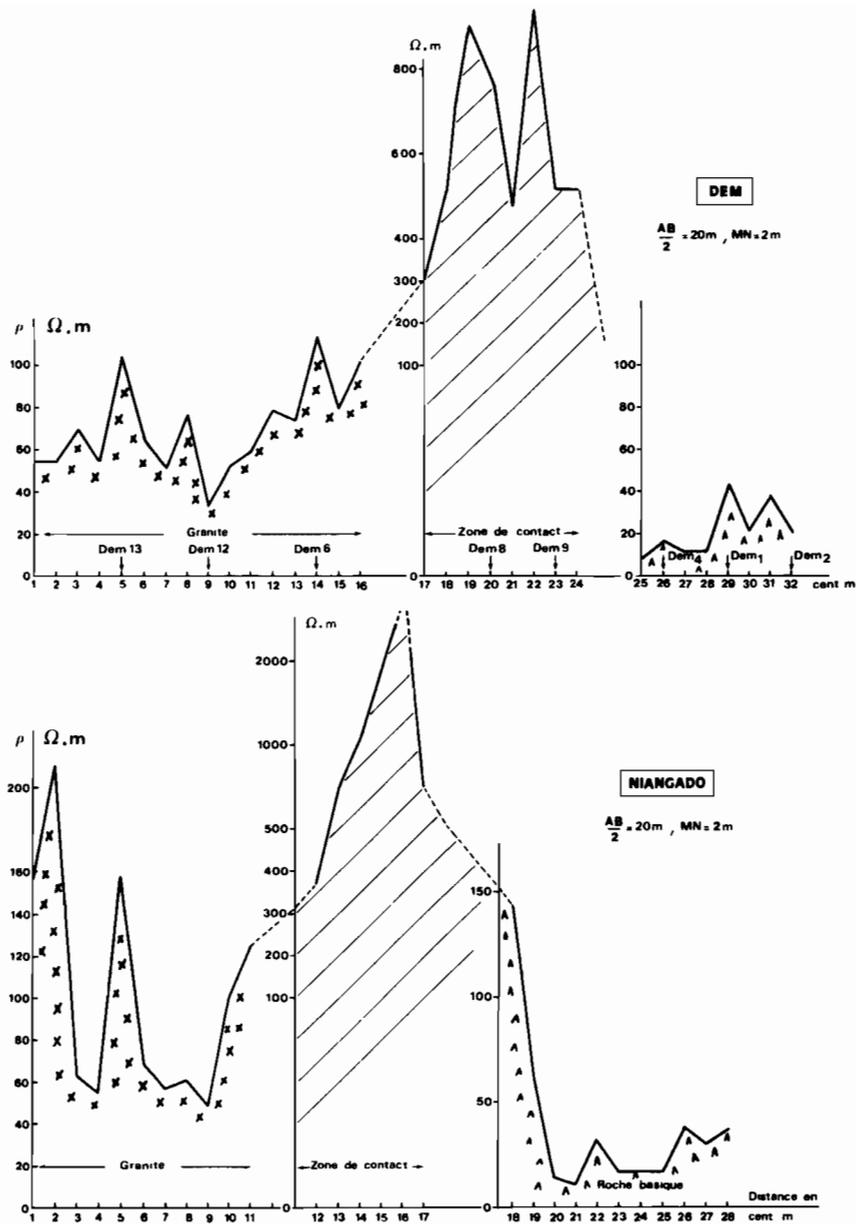


Fig.42 - Profils de résistivité des collines de Dem et de Niangado

les niveaux nodulaires de la carapace. La courbe du puits Dem 10 est caractéristique de ces profils cuirassés (fig.43). La roche saine n'est pas atteinte et se trouve à une profondeur supérieure à 30 m.

En conclusion, l'étude des densités apparentes permet de mettre en évidence trois zones différentes dans les puits situés sur les roches basiques, depuis le puits Dem 5 à l'amont, jusqu'au puits Dem 9 sur la cuirasse.

- Une zone amont à altération smectitique où la densité décroît progressivement de la base au sommet des puits (Dem 5, 3, 2 et 1).
- Une zone médiane à altération smectitique épaisse où la densité est faible mais homogène (Dem 4 et 7).
- Une zone aval à induration ferrugineuse où la densité est forte, surmontant une zone à altération kaolinique où la densité est très faible (Dem 10, 11 et 9).

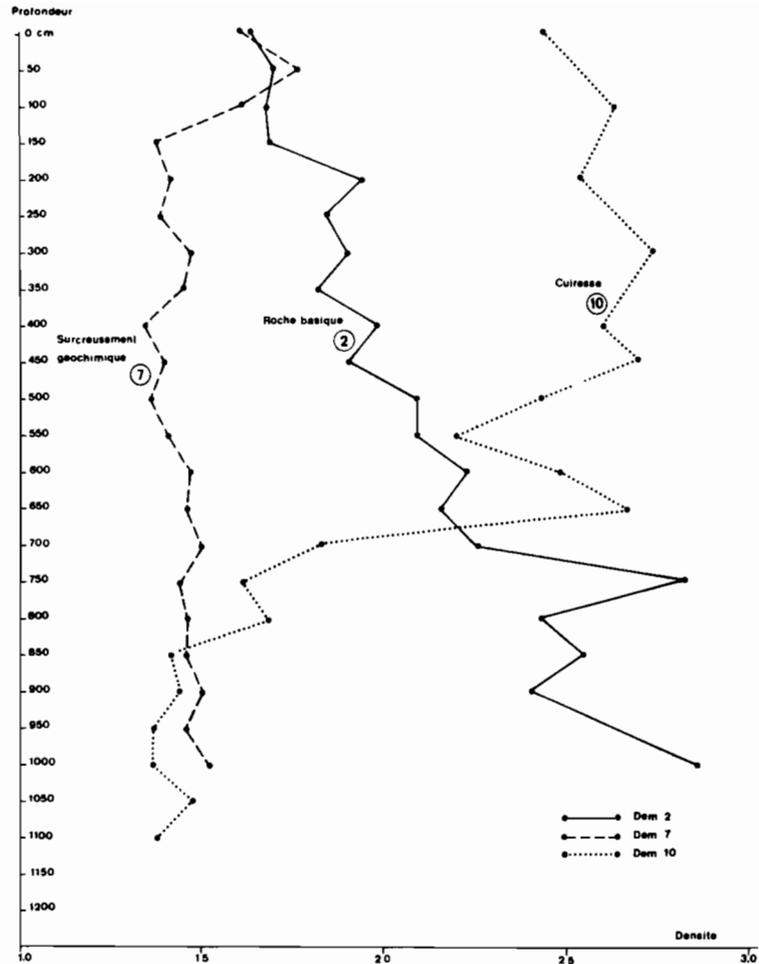


Fig.43 - Densités apparentes de trois puits de la toposéquence de Dem

3. LES MESURES DE L'HUMIDITÉ : L'EAU DE RÉTENTION (H_2O^-)

On ne peut mettre en évidence des variations significatives de l'humidité, de bas en haut des puits, excepté pour les horizons sableux ou cuirassés. Ces niveaux superficiels montrent une nette diminution de l'eau de rétention (H_2O^-). Les moyennes des humidités ont été calculées pour chaque puits (Tabl.XXXVI), afin de comparer les variations globales entre les différentes zones définies sur les roches basiques. Les zones amont où la roche dure est atteinte au fond du puits, ont des teneurs en H_2O^- de plus en plus fortes lorsque l'épaisseur des niveaux altérés augmente. Cette augmentation de l'humidité correspond à un accroissement des quantités de minéraux secondaires.

Les puits situés sur l'approfondissement géochimique ont des teneurs en H_2O^- relativement élevées. Les valeurs des écarts types sont fortes, ce qui indique une différence importante entre les horizons profonds engorgés et les horizons superficiels plus secs. Les humidités des puits sur cuirasse sont très faibles.

Tableau XXXVI

Moyennes des humidités dans les puits de la toposéquence de Dem

Puits	Roche basique				Approfondissement géochimique		Cuirasse	
	1	2	3	5	4	7	10	11
H ₂ O ⁻	6,73	4,34	4,48	3,52	5,13	5,32	0,96	1,92
σ	2,72	2,45	2,49	2,09	3,23	5,28	0,26	0,90

C - OBSERVATION AU MICROSCOPE

Il s'est avéré nécessaire de regrouper les observations dans les trois zones définies précédemment sur l'ensemble des roches basiques, afin de suivre les transformations des principaux minéraux caractérisant chaque altération. La zone amont comprend les puits qui atteignent la roche dure, c'est la zone d'altération des diabases. La zone médiane comprend les deux puits Dem 4 et 7, c'est la zone d'approfondissement géochimique. La zone aval correspond aux puits comportant des niveaux indurés, c'est la zone cuirassée.

1. TRANSFORMATIONS DANS LES DIABASES, ZONE AMONT

L'étude du puits Dem 1 a permis de décrire les transformations minéralogiques dans les niveaux profonds et intermédiaires. Les puits Dem 2, 3 et 5 présentent une altération plus ménagée avec des niveaux d'altérites moins épais, mais dont l'évolution est comparable.

Les amphiboles sont transformées en chlorites dès les premiers stades de l'altération. Il est probable, d'après l'examen des lames minces de roches dures, que ce phénomène existe déjà dans la roche mère. En effet, la présence de chlorites (pennine) et d'amphiboles déjà chloritisées est incontestable dans la roche dure. Cette chlorite primaire a été observée dans toutes les lames. Elle est une preuve du métamorphisme régional léger qui a affecté la région de Dem. Cependant, toutes les amphiboles encore visibles dans les roches dures disparaissent rapidement au profit de la chlorite. Cela laisse supposer que le phénomène de chloritisation, commencé au moment du métamorphisme, se poursuit et s'achève sous l'action de l'altération météorique.

Les chlorites perdent rapidement leur pléochroïsme et leurs teintes anormales et s'exfolient. Elles sont remplacées par des minéraux phylliteux de grande taille, smectites et interstratifiés. Ces minéraux phylliteux apparaissent également dans les fissures et diaclases, en empilements perpendiculaires aux parois des fissures. Le stade ultime observé dans les altérites est composé de ces minéraux phylliteux gonflants, très souvent rougis par des traînées d'oxydes et d'hydroxydes de fer.

Les albites sont peu altérées ; elles restent limpides et se fracturent ou se corrodent à leur bordure. Ce n'est que dans les niveaux d'altération très évolués des hauts de profil que les cristaux d'albite se transforment. Les macles disparaissent dans une extinction ondulante. Les cristaux sont remplacés par un plasma cryptocristallin à faible biréfringence.

Les autres minéraux des diabases, quartz, épidote, magnétite, n'évoluent que très peu et présentent uniquement des corrosions au pourtour des cristaux. La calcite apparaît en pseudo-mycélium lié à l'activité biologique, dans les puits Dem 1 et 2.

2. TRANSFORMATIONS DANS L'APPROFONDISSEMENT GÉOCHIMIQUE, ZONE MÉDIANE

Les puits Dem 4 et 7 sont situés sur la zone d'approfondissement géochimique définie par l'étude géophysique. La roche dure n'a pas été atteinte dans les puits, mais il est cependant possible de suivre l'évolution de quelques minéraux, depuis le niveau le plus profond jusqu'au sommet des profils.

a) Le puits Dem 4 est creusé dans un schiste composé de bandes de quelques centimètres de chlorito-schiste et de quartzite à épidote. L'examen du niveau 1850 cm montre la présence des minéraux suivants.

- Quartz abondant dans la masse, également en filonnets.
- Epidote surtout liée aux filonnets de quartz, parfois en amygdales. Elle n'est pas altérée et les grains sont intacts.
- Chlorite à pléochroïsme direct jaune à brun-jaune. Ces chlorites sont souvent décolorées et les bordures des feuilletés s'écartent.
- Minéraux phylliteux dans les fissures et diaclases, sous forme fibro-radiée ou en granules. Ces phyllites ont un relief fort et une biréfringence moyenne.
- Minéraux accessoires rares, magnétite et un peu de muscovite et de plagioclase.

L'évolution observée de bas en haut du puits consiste principalement en un accroissement considérable du plasma argileux des fissures. Ce plasma envahit et remplace progressivement tous les autres constituants. La différence essentielle avec les puits sur la diabase est l'effacement complet des fantômes de chlorite et même d'épidote. Dans les niveaux supérieurs, le remplacement par les smectites est complet. Le quartz se conserve et permet de distinguer la schistosité jusqu'en haut du profil. La néogenèse d'argile s'effectue préférentiellement par les réseaux anastomosés des diaclases et par remplissage des pores, plutôt que par pseudomorphose des minéraux primaires.

b) Le puits Dem 7, creusé dans une roche basique grenue qui est probablement un gabbro, montre le même phénomène d'envahissement par les minéraux phylliteux. Le niveau 1000 cm permet de reconnaître les minéraux suivants.

- Fantômes de ferro-magnésiens transformés en smectite à biréfringence moyenne. Ces anciens cristaux montrent des clivages d'amphiboles soulignés par un liseré rouge.
- Chlorites flexueuses entre les anciennes amphiboles. Elles sont ferruginisées et exfoliées.
- Minéraux phylliteux en petits granules à biréfringence faible, parfois en amas (kaolinite aux rayons X).
- Les minéraux accessoires sont le quartz, l'hématite et la goethite.

Les niveaux au-dessus de 1000 cm permettent d'observer l'effacement complet de la structure grenue de la roche initiale par un réseau complexe de fissures remplies d'argile fibro-radiée. Dans ce cas, l'argilo-plasmation s'effectue aussi bien par une transformation totale des anciennes amphiboles, sans respect de la forme des cristaux, que par un envahissement des fissures et des pores. On doit noter que la kaolinite, difficilement visible au microscope, forme une trame et des amas floconneux à l'emplacement des anciens feldspaths. Cette kaolinite respecte la structure primordiale de la roche, ce qui n'est pas le cas pour les argiles gonflantes qui semblent postérieures à la kaolinisation.

3. TRANSFORMATIONS DANS LA ZONE CUIRASSÉE, ZONE AVAL

L'étude des cuirasses sortant du cadre de ce travail, on peut se contenter d'indiquer les différences entre les niveaux sous cuirasse et les principales altérites décrites précédemment. Les niveaux les plus profonds atteints dans les puits Dem 9, 10 et 11 ne permettent pas de reconnaître la roche initiale. La structure est effacée par une nodulation ferrugineuse et par la formation de cutanes qui oblitèrent en grande partie les fantômes des cristaux primaires.

Dans le niveau 1250 cm du puits Dem 9 et dans le niveau 1100 cm du puits Dem 10, qui sont les horizons les plus profonds atteints par le creusement, on distingue des plages différentes.

- Des plages claires, légèrement rougies. Elles présentent une organisation à structure poreuse, avec de nombreux nodules et cutanes de contrainte. Les traces biologiques sont abondantes et la structure de la roche a disparu.
- Des plages sombres, avec une trame ferrugineuse anguleuse entourant des fantômes de cristaux. La structure initiale est conservée.
- Le squelette est composé de quartz, plus abondant dans les zones claires et poreuses, de muscovite très altérée, de nodules ferrugineux et de fines baguettes d'albite fracturées.
- Les minéraux phylliteux formant le plasma ne sont pas déterminables au microscope pétrographique, excepté quelques amas de kaolinite de grande taille, en "accordéon".

Les niveaux sus-jacents présentent une accentuation de la nodulation, qui efface progressivement toute structure initiale de la roche mère. Il ne subsiste que quelques minéraux relictuels dans un plasma kaolinique et ferrugineux.

4. CONCLUSION

L'observation au microscope pétrographique montre les différences de transformation des minéraux dans trois zones distinctes de la toposéquence de Dem.

La zone amont d'altération des diabases est caractérisée par une pseudomorphose des amphiboles en chlorites et en interstratifiés (14C-14M) dans les niveaux profonds. Ces chlorites se transforment en smectites dans les niveaux intermédiaires. Les autres minéraux, y compris les albites, sont peu altérés.

La zone médiane d'approfondissement géochimique montre un envahissement des niveaux altérés par les argiles gonflantes. La structure initiale de la roche disparaît, elle est détruite par un réseau anastomosé de fissures remplies de smectites. Ces smectites remplacent finalement tous les constituants de la roche, excepté le quartz en filonnets qui n'évolue que très lentement.

La zone aval cuirassée est marquée par une nodulation ferrugineuse importante et par l'apparition de kaolinite de grande taille. Des plages à structure conservée sont visibles au sein d'un matériel à organisation en canaux et concrétions.

D - MINÉRALOGIE

L'étude minéralogique des puits de la toposéquence a été réalisée sur les fractions granulométriques des "argiles" et des limons. Un bilan semi-quantitatif des résultats est donné pour les principaux puits, à l'aide de l'évaluation des pics des diagrammes de rayons X (Tabl. XXXVII). Les profils creusés sur les diabases et ceux de la zone d'approfondissement géochimique contiennent principalement des smectites, les profils sur la cuirasse uniquement de la kaolinite. La goéthite et l'hématite existent dans les puits 9, 10 et 11 de la zone cuirassée, l'hématite est dominante dans la dalle cuirassée. Le quartz est assez rare dans les fractions argile et limons ; il existe dans tous les puits. Les minéraux résiduels, amphiboles et feldspaths, ne se trouvent que dans les puits de la zone amont, dem 1, 2, 3, 4 et 5.

Tableau XXXVII

Minéralogie des argiles et limons de la toposéquence de Dem

		Dem 1	Dem 2	Dem 3	Dem 5	Dem 4	Dem 7	Dem 9	Dem 10	Dem 11
Minéraux principaux	Kaolinite %	10 à 30	10 à 20	10 à 30	10 à 30	10 à 60	30 à 90	90 à 100	100	100
	Smectite %	90 à 70	90 à 80	90 à 70	90 à 70	80 à 40	70 à 10			
	Illite %					10 à 0		10 à 0		
Minéraux accessoires (< 5%)	(14C-14M)	+++	+++	+++	+++	++	tr.			
	Vermiculite	++	+			+				
	Quartz	tr.	tr.	tr.	tr.	++	+	+	+	+
	Goéthite + Hématite						tr.	+	++	++
	Amphiboles + Feldspaths	++	+++	+++	++	+				

+++ : très abondant ++ : abondant + : rare tr. : trace

1. LES SMECTITES

Dans la zone amont, sur les altérations des diabases, les smectites sont identiques à celles du puits Dem 1. Il s'agit de *beidellites très ferrifères* et de *nontronites* dont les teneurs en Fe_2O_3 sont supérieures à 16%.

Dans la zone de surcreusement géochimique, les smectites envahissent les fissures et les diaclases. Il s'agit également de beidellites dont les teneurs en fer sont variables selon les puits et les différents niveaux d'altération. Le puits Dem 4 fournit des smectites de la famille beidellite Wyoming-beidellite ferrifère, dont un exemple est donné par le niveau 550 cm (Tabl. XXXVIII). Cette smectite contient 1,10% de K_2O , qui peut être interprété comme une faible pollution de l'analyse par de l'illite.

Tableau XXXVIII

Analyse et formule de l'argile du niveau 550 cm du puits Dem 4

SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
53,2	19,3	4,21	2,2	7,4	0,284	0,74	0,16	1,11
(Si _{3,66} Al _{0,34}) (Al _{1,22} Fe _{0,38} Ti _{0,04} Mn _{0,02} Mg _{0,34}) Mg _{0,09} Ca _{0,16} Na _{0,02} K _{0,10}								

Le puits Dem 7 est le puits le plus argileux de la toposéquence. Il a fait l'objet d'une étude plus détaillée, par microscopie électronique, des smectites de couleur vert-pistache. Une étude au microscope à transmission, suivie, sur la même préparation, d'une étude avec la microsonde du microscope à balayage (TRAUTH, EHRET, EBERHARDT et WEBER, 1977; WEBER et TRAUTH, 1977), a permis l'analyse de monoparticules argileuses de l'échantillon Dem 7 (1000 cm). L'analyse élémentaire des particules correspond pratiquement à l'analyse de couches minces d'une épaisseur inférieure à 500 μ (absorption de fluorescence X et effet de matrice négligeables). Les résultats de l'analyse de 15 particules smectitiques sont regroupés dans le tableau XXXIX, ainsi que les formules structurales calculées pour chaque monoparticule.

La smectite de composition moyenne a la formule structurale d'une beidellite ferrifère. Le nombre d'ions Fe^{3+} en position octaédrique varie entre 0,45 et 0,80 pour les 15 particules. Ces valeurs sont donc réparties entre une tendance Wyoming et une tendance très ferrifère de la beidellite. L'étude au microscope électronique à transmission (Philips E.M. 300) des niveaux Dem 7 (800 et 1000 cm) a permis d'observer ces beidellites ferrifères et leurs diagrammes de diffraction (Pl. IV, 1 à 4).

2. LES INTERSTRATIFIÉS (14C-14M)

Des interstratifiés, identiques à ceux décrits dans la toposéquence de Kolel, sont abondants dans la zone d'altération des diabases. On les trouve dans les puits Dem 1, 2, 3, 4 et 5. Ces interstratifiés sont toujours accompagnés de smectites et parfois de chlorites. Ils se situent à la base des puits Dem 1 et 4 et sur toute la hauteur des puits Dem 2, 3 et 5. Leur liaison avec l'amphibole et la chlorite, peu ou pas altérées, est évidente, car les diagrammes riches en interstratifiés présentent également les pics de ces deux minéraux.

Les interstratifiés se trouvent surtout dans la fraction granulométrique des limons (2 à 40 μ). Leur présence dans tous les niveaux d'altération des puits amont, où l'épaisseur des altérites est faible, confirme qu'ils représentent un stade intermédiaire parfois important de la transformation des ferro-magnésiens en smectites. L'examen des diagrammes de rayons X montre un pic à 14 Å avant traitement, qui gonfle à 16 Å sous l'action des polyalcools et qui s'écrase à 12 Å après chauffage. Les pics entre 22 et 24 Å sont bien représentés après chauffage, et les diagrammes sont semblables à ceux de la figure 18. La quantité de chlorite dégradée présente dans les feuillets est souvent importante. Et la majorité des interstratifiés est du type C-(14C-14M) d'après LUCAS (1962). Les traitements au chlorure de potassium et au citrate de sodium ont confirmé les déterminations d'un mélange de feuillets smectitiques et de feuillets de chlorites dégradées.

Tableau XXXIX

Analyse ponctuelle des monoparticules de smectite du niveau 1000 cm du puits Dem 7

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Formule de la demi-maille
1	58,10	16,35	6,25	0,51	15,07	1,88	1,85	(Si _{3,63} Al _{0,37})(Al _{0,83} Fe _{0,71} Ti _{0,09} Mg _{0,37})Mg _{0,21} Ca _{0,03} K _{0,15}
2	62,10	18,57	3,19	0,72	14,70	0,25	0,47	(Si _{3,80} Al _{0,20})(Al _{1,14} Fe _{0,67} Ti _{0,01} Mg _{0,18})Mg _{0,11} Ca _{0,04} K _{0,04}
3	63,86	20,41	3,81	1,12	10,26	0,41	0,12	(Si _{3,84} Al _{0,16})(Al _{1,28} Fe _{0,46} Ti _{0,02} Mg _{0,24})Mg _{0,10} Ca _{0,07} K _{0,01}
4	65,29	19,46	3,66	1,22	10,05	—	0,31	(Si _{3,92} Al _{0,08})(Al _{1,30} Fe _{0,45} Mg _{0,25})Mg _{0,08} Ca _{0,08} K _{0,02}
5	64,73	17,65	3,79	0,87	12,42	—	0,54	(Si _{3,92} Al _{0,08})(Al _{1,18} Fe _{0,56} Mg _{0,26})Mg _{0,08} Ca _{0,05} K _{0,04}
6	61,94	17,42	3,62	0,96	15,68	0,28	0,08	(Si _{3,80} Al _{0,20})(Al _{1,06} Fe _{0,72} Ti _{0,01} Mg _{0,21})Mg _{0,12} Ca _{0,06} K _{0,01}
7	61,29	21,87	2,80	0,87	13,08	—	0,12	(Si _{3,73} Al _{0,27})(Al _{1,29} Fe _{0,59} Mg _{0,12})Mg _{0,14} Ca _{0,05} K _{0,01}
8	58,57	19,93	2,27	1,13	17,23	0,14	0,24	(Si _{3,65} Al _{0,35})(Al _{1,11} Fe _{0,80} Mg _{0,08} Ti _{0,01})Mg _{0,13} Ca _{0,07} K _{0,02}
9	63,49	21,95	3,51	1,01	9,70	0,23	0,10	(Si _{3,81} Al _{0,19})(Al _{1,36} Fe _{0,44} Ti _{0,01} Mg _{0,19})Mg _{0,12} Ca _{0,06} K _{0,01}
10	61,07	23,49	3,17	0,75	11,38	—	0,14	(Si _{3,69} Al _{0,31})(Al _{1,36} Fe _{0,52} Mg _{0,12})Mg _{0,17} Ca _{0,05} K _{0,01}
11	63,18	20,88	3,69	1,25	10,78	—	0,21	(Si _{3,81} Al _{0,19})(Al _{1,29} Fe _{0,49} Mg _{0,22})Mg _{0,11} Ca _{0,08} K _{0,01}
12	61,32	22,05	2,85	0,44	12,97	—	0,19	(Si _{3,73} Al _{0,27})(Al _{1,31} Fe _{0,59} Mg _{0,10})Mg _{0,16} Ca _{0,03} K _{0,01}
13	61,45	23,87	3,29	1,16	9,52	—	0,70	(Si _{3,71} Al _{0,29})(Al _{1,40} Fe _{0,43} Mg _{0,17})Mg _{0,13} Ca _{0,08} K _{0,05}
14	62,54	20,25	2,92	0,79	12,59	0,32	0,26	(Si _{3,81} Al _{0,19})(Al _{1,26} Fe _{0,57} Ti _{0,01} Mg _{0,16})Mg _{0,11} Ca _{0,05} K _{0,02}
15	59,98	21,66	3,07	0,89	13,64	0,39	0,36	(Si _{3,67} Al _{0,33})(Al _{1,23} Fe _{0,63} Ti _{0,01} Mg _{0,13})Mg _{0,15} Ca _{0,06} K _{0,03}
\bar{m}	61,93	20,39	3,46	0,91	12,60	—	0,38	(Si _{3,78} Al _{0,22})(Al _{1,24} Fe _{0,58} Mg _{0,18})Mg _{0,13} Ca _{0,06} K _{0,03}

La différence principale observée entre la toposéquence de Kolel et la toposéquence de Dem est la plus grande abondance des chlorites et donc des couches brucitiques Mg₃(OH)₆ dans les édifices interstratifiés de Dem. Cette différence provient du fait que les chlorites existent en grande quantité dans la roche dure de Dem. La minéralogie des interstratifiés est très étroitement dépendante de la minéralogie de la roche initiale.

3. LA VERMICULITE

La vermiculite décrite dans le puits Dem 1 se retrouve également dans les profils Dem 2 et 4, mais en quantité plus faible. Trois constatations peuvent être faites dans ces profils profonds.

- C'est dans les niveaux d'altération intermédiaires déjà très évolués, présentant un début de bariolage, que l'on trouve de faibles quantités de vermiculite. Ce minéral est absent des puits amont, moins profonds. Il est également absent des horizons proches du front d'altération où seule l'amphibole s'altère, et des horizons superficiels.
- La proportion de vermiculite formée est liée à la quantité d'albite présente. Dans le puits Dem 1 sur la diabase, les microlites d'albite sont abondants et la vermiculite également. Dans le puits Dem 4 sur le chlorito-schiste, les cristaux d'albite sont rares et la vermiculite n'existe qu'à l'état de traces.
- Le puits Dem 2 sur la diabase contient de nombreux microlites d'albite, mais son altération est faible et n'atteint pas le stade des argiles bariolées. Il n'existe de la vermiculite qu'à l'état de traces dans les niveaux 350 et 650 cm. Les smectites et les interstratifiés sont dominants dans tout le profil, le feldspath n'est que très peu altéré dans le puits.

En conclusion, la vermiculite observée dans la toposéquence de Dem est incontestablement liée à la présence d'albite. Le puits Dem 1, plus riche en albite que le puits Dem 4, fournit des quantités supérieures de vermiculite dans ses niveaux d'altération. Les puits sans albite ne contiennent pas de vermiculite (Dem 7).

De plus, la vermiculite est liée à la nature et à l'intensité de l'altération. Si les niveaux d'altération sont très évolués et commencent à se barioler, l'albite s'altère et donne de la vermiculite. Si l'altération est moins forte et reste au stade de la lithomarge à structure entièrement conservée, l'albite est pratiquement inaltérée et il n'apparaît pas de vermiculite.

Il faut ajouter que la vermiculite est toujours en faible proportion par rapport à la smectite et même par rapport aux interstratifiés (14C-14M), ce qui explique que l'on n'ait pas pu l'isoler et procéder à son analyse chimique.

E - GÉOCHIMIE

La roche dure a été atteinte dans les puits creusés sur la zone des diabases, à l'amont de la toposéquence. En revanche, les puits creusés sur l'approfondissement géochimique et sur la cuirasse, au centre et à l'aval de la toposéquence, n'atteignent pas la roche mère. Les compositions moyennes des roches de ces deux dernières zones n'ont pas été établies. La composition moyenne des diabases est calculée à l'aide de cinq roches prélevées au fond des puits (Tabl.XL).

L'indice de série de RITTMANN (1963) est égal à 0,67, ce qui place cette roche virtuelle dans la série calco-alkaline (pacifique) de caractère extrême. Les calculs pétrochimiques la situent à la limite *dacite mélanocrate - basalte quartzifère*. On doit noter que la roche moyenne utilisée pour les calculs est déjà altérée, la teneur en H_2O^+ est forte (2,0%).

Tableau XL

Composition moyenne des diabases de Dem

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
Moyenne n = 5	55,12	13,07	4,72	7,77	11,94	0,17	1,31	2,60	0,24	2,0

1. MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES

Le calcul des concentrations isovolumétriques et isotitane utilisé pour l'étude du puits Dem 1 n'a pu être réalisé dans toute la toposéquence. En effet, certaines roches mères ne sont pas connues, la structure et les volumes ne sont pas conservés dans tous les profils, les cuirasses représentent des altérites particulières qui sortent du cadre de l'étude entreprise dans ce mémoire. Un calcul des concentrations partielles isotitane (JOFFE, 1936) a néanmoins été tenté pour trois puits représentatifs des différentes zones de la toposéquence. Pour le puits Dem 2, les concentrations sont calculées entre la roche dure et les différents niveaux du puits. Pour les puits Dem 7 et 10, elles sont calculées entre le niveau le plus profond atteint dans le puits et les autres niveaux (Tabl.XLI).

Les moyennes des concentrations isotitane du puits Dem 2 représentent la mobilité globale relative des éléments, pour toute l'altération subie par le profil. Les concentrations moyennes des puits Dem 7 et 10 ne représentent que l'évolution entre une altérite et les niveaux sus-jacents. L'examen du tableau montre une exportation faible des éléments dans le puits Dem 2 à altération smectitique.

- 30 à 60% des alcalins et alcalino-terreux sont évacués ainsi que 25% de la silice.

- Al, Mn et Ti sont stables.

- Le fer est enrichi relativement de 20%.

Les niveaux cuirassés et carapacés du puits Dem 10, comparés à l'altération en argile bariolée sous-jacente, montrent un enrichissement considérable en Fe, Mn et K. Les autres éléments sont exportés, en particulier Si et Al qui s'appauvrissent de 40% environ. Les concentrations du puits Dem 7 sont voisines de celles du puits Dem 2, ce qui s'explique par le caractère smectitique des niveaux d'altération profonds. On doit noter, cependant, un fort enrichissement en Mn, Fe et Al, qui provient des horizons superficiels de type argile bariolée.

Tableau XLI

Concentration isotitane dans les puits 2, 7 et 10 de
la toposéquence de Dem

	Profondeur cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
Dem 2	150	0,69	0,95	0,50	0,34	1,15	0,98	1,00	0,35	0,69	3,5
	200	0,80	1,02	0,40	0,88	0,95	0,68	1,00	0,49	0,39	2,6
	350	0,58	0,96	0,69	0,25	1,31	0,96	1,00	0,11	1,24	4,1
	500	0,86	0,98	0,63	0,64	1,30	1,15	1,00	0,64	0,59	3,4
	650	0,63	0,99	0,57	0,97	1,14	1,18	1,00	0,10	0,38	3,2
	800	0,89	0,91	0,76	0,76	1,02	0,73	1,00	0,85	0,45	2,3
	900	0,84	0,94	0,74	1,13	1,10	0,77	1,00	0,49	0,41	2,2
	Moyenne	0,76	0,96	0,61	0,71	1,14	0,92	1,00	0,43	0,59	3,0
Dem 7	150	0,61	1,09	0,05	tr.	2,60	5,4	1,00	tr.	0,27	1,16
	300	0,56	1,34	0,07	0,11	1,45	1,1	1,00	0,1	0,62	1,31
	450	0,63	1,28	0,09	0,15	1,82	1,2	1,00	0,3	0,51	1,18
	600	0,63	1,37	0,37	0,52	1,61	2,5	1,00	0,5	0,18	1,40
	750	0,88	1,48	0,93	1,01	1,49	3,6	1,00	2,5	0,62	1,08
	850	0,76	1,15	0,70	0,85	1,36	4,4	1,00	1,1	0,41	1,29
	Moyenne	0,68	1,29	0,37	0,44	1,72	3,0	1,00	0,7	0,44	1,24
Dem 10	0	0,44	0,61	0,23	tr.	2,96	1,6	1,00	0,8	tr.	0,86
	100	0,38	0,52	0,82	0,7	2,83	2,1	1,00	0,5	tr.	0,85
	300	0,53	0,60	tr.	tr.	4,22	3,4	1,00	tr.	tr.	0,50
	500	0,72	0,72	tr.	tr.	2,95	1,8	1,00	2,7	5,7	0,65
	700	0,61	0,59	2,70	2,1	1,76	5,3	1,00	0,8	5,9	0,73
	900	0,79	0,73	1,19	0,4	0,98	1,6	1,00	0,8	1,6	1,20
	Moyenne	0,58	0,63	0,82	0,5	2,62	2,6	1,00	0,9	2,2	0,80

En conclusion, si la mobilité relative des éléments est bien établie pour les puits de la zone des diabases, la trop grande épaisseur des altérites dans les zones cuirassées et dans les zones d'approfondissement géochimique ne permet pas de calculer cette mobilité globale. Une mobilité partielle, entre un niveau profond et les altérations sus-jacentes, montre un enrichissement très fort en Fe et Mn dans la zone cuirassée.

2. CORRÉLATIONS ENTRE LES ÉLÉMENTS CHIMIQUES

Une étude statistique, menée sur les analyses de 103 échantillons de la toposéquence, apporte les renseignements complémentaires sur la géochimie des différents éléments. La méthode utilisée a été décrite par BESNUS et MOSSER (1976) et par BESNUS (1977). Elle permet de définir des groupes d'éléments à intercorrélations positives. Le classement de ces groupes d'éléments dans des phases minérales définies, correspondant à des minéraux primaires ou secondaires, est purement subjectif. Il permet cependant une comparaison géochimique des faciès d'altération, qui peut confirmer les observations microscopiques et minéralogiques antérieures. Un exemple est donné, pour l'ensemble des 103 échantillons concernant les 11 puits de la toposéquence et pour les 36 échantillons des puits sur les diabases (Tabl.XLII). L'examen du classement interprétatif des groupes d'éléments suggère plusieurs hypothèses.

Tableau XLII

Groupes d'éléments à intercorrélations positives dans la toposéquence de Dem

Toposéquence complète n = 103	Hypothèse sur les phases minérales	Puits sur les diabases n = 36
Si K Sr Si K Ba Si Mg Ca Hu Sr Mg Ca Mn Ti Na Hu Sr Ni Co Cu	(feldspath) Roches mères (amphibole)	Si Na Ca Na D Ca Sr Mg Ca D Mg Fe Mn Ni
Ca Mn D Ni Cu Mn D V Ni Cu Mn Ti V Ni Co Cu Fe Mn D V Cu Fe Mn Ti V Cu	Altération intermédiaire (smectitique)	Fe Mn Ti PF V Ni Co Fe Mn Ti PF V Co Cu Si Cr
Fe Ti PF V Cu Ti PF Hu Cu Fe PF Cr	Cuirasse ferrugineuse	
Al Fe PF Cr Al Fe Ti PF V	Altération kaolinique + hydroxyde de fer	Al Ti K Ba V Al Ti Ba V Cu Al Fe Ti PF V Cu Al Fe Ti PF Hu Cu

PF : perte au feu (H₂O⁺) ; D : densité ; Hu : humidité (H₂O⁻)

- Dans la toposéquence complète, l'évolution est très progressive entre le pôle roche mère et le pôle cuirasse. Les deux groupes concernant l'altération kaolinique sont bien liés à la cuirasse, mais moins aux altérations intermédiaires et à la roche mère.
- Dans les puits sur les diabases, l'évolution est progressive entre le pôle roche mère et le pôle altération smectitique. La cuirasse n'est pas atteinte dans ce cas, et le pôle altération kaolinique est important avec des éléments chimiques comme K et Ba qui sont conservés.
- L'évolution progressive, entre une phase minérale composée de minéraux primaires et une phase minérale composée presque totalement de minéraux secondaires, est un bon argument en faveur des transformations verticales et lithodépendantes au cours de l'altération.
- Les groupes liés à l'altération kaolinique, qui s'écartent légèrement de l'évolution progressive décrite plus haut peuvent être la preuve, soit d'une altération antérieure plus poussée, soit d'une allochtonie partielle des niveaux kaoliniques. La présence des recouvrements sableux dans la dépression périphérique et dans la plaine du lac de Dem, ne permet pas de rejeter cette dernière hypothèse.

3. CORRÉLATION CUIRASSE - SUBSTRATUM

Dans une étude récente portant sur 53 cuirasses du Sénégal et de Haute-Volta (BLOT, LEPRUN et PION, 1978), nous avons recherché s'il existait une relation entre la cuirasse et la roche sous-jacente prélevée verticalement par puits. Cinq des puits de la toposéquence de Dem sont inclus dans ce travail (Dem 6, 8, 9, 10 et 11). Les principaux résultats obtenus sont les suivants.

- La géochimie des cuirasses donne une "image" déformée mais reconnaissable de la roche sous-jacente. Certains éléments chimiques tels que Si, K, Mg, Fe et Ti permettent d'identifier les familles pétrographiques auxquelles appartiennent les roches mères.
- Le reflet géochimique des roches mères, dans les cuirasses qui les surmontent, est une preuve de l'origine autochtone de ces cuirasses.

Dans le cadre de la toposéquence de Dem, les cinq puits concernés regroupent des roches différentes : granite à l'aval pour les puits Dem 6 et 8 et roches intermédiaires pour les puits Dem 9, 10 et 11. De plus, le puits Dem 6 possède un recouvrement de 2450 cm au-dessus de la roche en place. Pour les quatre puits où le matériel est en place, la géochimie des cuirasses reflète grossièrement la géochimie de la roche sous-jacente. Les conclusions de l'étude globale peuvent s'appliquer. Les cuirasses des puits Dem 10 et 11 sont riches en éléments chimiques caractéristiques des roches basiques ou neutres (Fe, Ti, V et Cu), la cuirasse du puits Dem 8 est plus riche en éléments chimiques liés aux roches acides et granitiques (Si et K), la cuirasse du puits Dem 9 est intermédiaire entre les deux groupes.

La trop grande épaisseur des niveaux d'altération, qui ne permet pas d'atteindre la roche dure, limite malheureusement l'étude des puits cuirassés à cette simple approche géochimique de l'ensemble pétrographique qui a donné les cuirasses. Les groupes à intercorrélations positives n'apportent aucun renseignement supplémentaire à ce sujet.

4. COMPARAISON DES TROIS ZONES SUR LES ROCHES BASIQUES

Les zones définies au cours de l'étude au microscope (zone d'altération des diabases, zone de l'approfondissement géochimique et zone cuirassée) présentent des différences géochimiques importantes. Les compositions chimiques moyennes et les écarts types mettent en évidence ces différences (Tabl. XVIII).

Tableau XLIII

Compositions chimiques moyennes et écarts types des différentes zones de la toposéquence de Dem

	Toposéquence entière n = 103		Diabase n = 36		Surcreusement n = 21		Cuirasse n = 46	
	moyenne	σ	moyenne	σ	moyenne	σ	moyenne	σ
SiO ₂	46,48	15,10	50,44	6,36	59,37	15,40	38,90	17,09
Al ₂ O ₃	16,33	5,12	14,61	1,60	14,64	6,00	19,93	6,04
HgO	1,46	1,60	3,53	1,49	1,77	1,24	0,18	0,09
CaO	1,87	2,48	4,93	2,65	1,36	1,13	0,11	0,09
Fe ₂ O ₃	17,07	11,01	14,72	3,11	10,40	6,27	25,78	15,80
Mn ₂ O ₃	0,11	0,08	0,15	0,07	0,08	0,05	0,08	0,07
TiO ₂	1,12	0,36	1,43	0,20	0,88	0,36	1,00	0,31
Na ₂ O	0,31	0,55	1,20	0,97	0,04	0,04	0,06	0,05
K ₂ O	0,24	0,21	0,25	0,16	0,47	0,33	0,18	0,22
P.F.	8,31	3,06	6,51	2,90	8,05	3,16	10,15	2,05
D	1,94	0,37	2,07	0,43	1,81	0,34	1,96	0,40
Hu	4,15	3,14	5,02	2,82	5,11	4,02	2,65	2,17
Sr	52	47	103	53	41	33	21	17
Ba	105	84	82	67	153	97	109	100
V	335	167	386	62	205	103	427	242
Ni	67	31	82	23	81	53	49	20
Co	36	26	49	24	31	14	23	17
Cr	164	116	63	28	129	76	263	128
Cu	112	58	156	43	83	55	92	46

P.F. : H₂O⁺, D : densité ; Hu : H₂O⁻

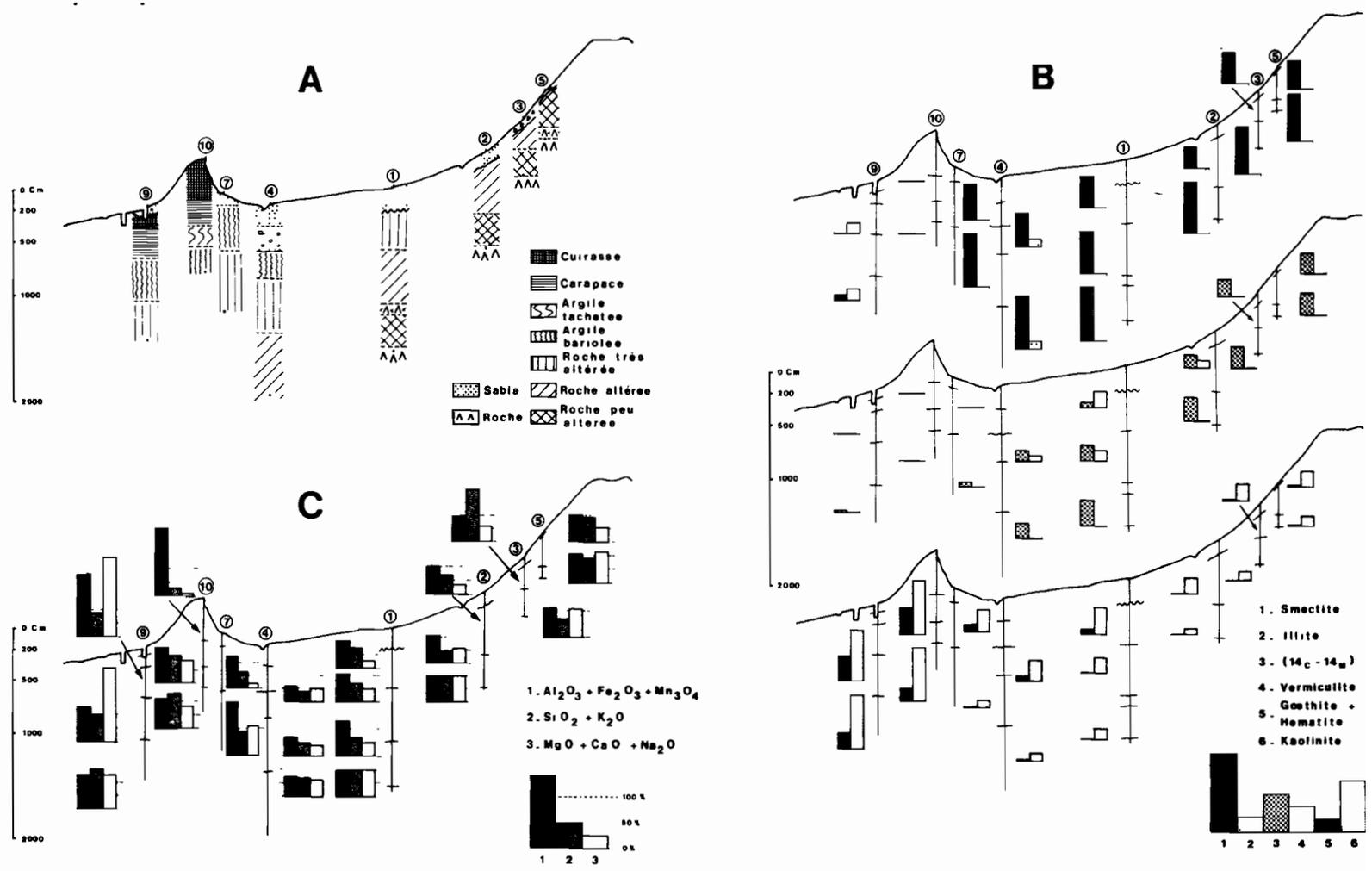


Fig.44 - Schéma morphologique (A), minéralogique (B) et géochimique isotopique (C) de la toposequence de Dem.

La composition moyenne représente toute l'épaisseur du manteau d'altération de chaque zone. Par rapport à l'ensemble de la toposéquence, les moyennes permettent de juger de la composition chimique des manteaux d'altération des trois zones et des pertes ou des enrichissements liés aux altérations. Dans le cas des éléments traces, des variations significatives apparaissent. Certains éléments sont enrichis dans la zone d'altération des diabases (Sr, Ni, Co), d'autres sont enrichis dans la zone cuirassée (V, Cr). Les écarts types calculés dans chaque zone sont importants. Cela implique, à l'intérieur de chaque sous-famille, une dispersion des teneurs de bas en haut des profils. Cependant, les altérations kaoliniques dans la zone cuirassée présentent des variations de l'écart type plus faibles que les altérations smectitiques dans la zone des diabases. Cette différence indique une plus grande homogénéité, donc une évolution plus intense et plus ancienne des niveaux à dominante kaolinique.

Les trois zones de la toposéquence sont situées sur des roches basiques variées et possèdent des niveaux d'altération d'épaisseur et de nature dissemblables. Il est probable que l'intensité de l'altération est, elle aussi, différente pour chaque puits de la toposéquence. Dans ces conditions, aucun "indice d'altération" n'a été calculé pour cette toposéquence trop hétérogène.

5. CONCLUSION

L'étude géochimique des roches basiques de la toposéquence de Dem donne des indications précieuses, malgré l'impossibilité d'atteindre les roches mères dans les zones médianes et aval.

Dans la zone amont d'altération des diabases, les éléments chimiques sont faiblement exportés, ce qui correspond aux altérations à dominante smectitique. Les éléments les plus mobiles sont les alcalins, les alcalino-terreux et la silice. Les autres éléments sont soit stables, soit légèrement appauvris, soit à peine enrichis. Les intercorrélations positives entre les éléments chimiques montrent une évolution progressive entre la roche mère et les altérations smectitiques. Les compositions moyennes de tous les niveaux de cette zone des diabases sont proches des compositions moyennes des roches mères. Tout ceci indique que l'altération des diabases en smectites s'effectue avec une faible perte de matière.

Dans la zone médiane de l'approfondissement géochimique, les éléments chimiques ont une exportation voisine de celle de la zone des diabases, ce qui correspond à une altération entièrement smectitique. On peut noter, cependant, un enrichissement en Fe, Mn et Al. Cet enrichissement correspond plutôt à ce qui peut s'observer dans la zone cuirassée. Les compositions moyennes de tous les niveaux de la zone d'approfondissement géochimique indiquent des teneurs fortes en Si, H₂O⁻, Ba. Ces valeurs fortes correspondent aux niveaux les plus riches en smectites de la toposéquence.

Dans la zone aval cuirassée, les éléments chimiques des niveaux cuirassés permettent de "qualifier" les roches mères sous-jacentes qui n'ont pas été atteintes. Les niveaux argileux les plus profonds atteints dans les puits correspondent à une altération entièrement kaolinique. La comparaison de ces niveaux profonds avec la cuirasse en surface indique un enrichissement important en Fe et Mn. La zone cuirassée a des teneurs moyennes très faibles pour la plupart des éléments, et des teneurs fortes en Fe, V et Cr.

III - CONCLUSIONS SUR L'ENSEMBLE DE LA TOPOSÉQUENCE

1. VUE D'ENSEMBLE ET SCHÉMA DE LA TOPOSÉQUENCE (FIG.44)

L'étude de la toposéquence de Dem, sur les roches basiques, a permis de définir trois zones d'altération différentes : une zone d'altération des diabases à l'amont, une zone médiane d'approfondissement géochimique, une zone cuirassée à l'aval. Ces trois zones, dont deux possèdent des niveaux d'altérites très épais, sont délimitées par les mesures géophysiques. La zone amont d'altération des diabases est étudiée en détail à l'aide du profil type Dem 1.

2. LA ZONE AMONT D'ALTÉRATION DES DIABASES

Traits généraux de la zone. - Les profils sur les diabases ont montré une altération qui est caractérisée par la conservation de la structure de la roche, par une pseudomorphose des minéraux primaires en minéraux phylliteux et par une perte en éléments chimiques faible ou modérée qui permet la conservation du potassium.

Trois niveaux d'altération, correspondant à des transformations différentes, sont visibles dans les puits sur les diabases.

- Un niveau profond où les amphiboles sont transformées en chlorite. Les plagioclases et l'épidote ne sont que peu altérés.
- Un niveau intermédiaire où les amphiboles et les chlorites se transforment en smectites et en interstratifiés (14C-14M). L'albite se transforme en kaolinite et en vermiculite. L'épidote se microfracture et ses bordures se dissolvent d'une manière congruente.
- Un niveau sommital où se développe un début de nodulation ferrugineuse et où la magnétite s'altère. Ces horizons supérieurs sont recouverts par une plus ou moins grande épaisseur de sables mélangés à des débris de roches et de cuirasses.

La genèse des minéraux phylliteux secondaires s'effectue selon un gradient vertical, car les minéraux primaires ne se déstabilisent pas tous en même temps. Les amphiboles s'altèrent en premier, plus complètement et plus rapidement que l'albite et l'épidote. En conséquence, la smectite et les interstratifiés (14C-14M) apparaissent avant la vermiculite; ils sont plus abondants que celle-ci. La vermiculite liée à l'albite et la nature brucitique des interstratifiés liée à la chlorite confirment la lithodépendance stricte des niveaux secondaires néoformés.

La composition chimique de la zone indique que l'altération des diabases s'effectue avec une exportation faible des éléments chimiques. Les plus mobiles sont le sodium, les alcalino-terreux et la silice.

3. LA ZONE MÉDIANE D'APPROFONDISSEMENT GÉOCHIMIQUE

Traits généraux de la zone. - La zone d'approfondissement géochimique, à l'aplomb du rebord amont de cuirasse, est étroite (200 m). Elle est caractérisée par des niveaux d'altération entièrement smectitiques.

Les niveaux d'altération sont envahis par les smectites qui effacent la structure originelle de la roche mère. Cette invasion remplace un ancien profil d'altération. On peut distinguer :

- une altéroplasation primaire, smectitique ou kaolinique, au sein des anciens minéraux;
- un plasma secondaire, uniquement smectitique, qui recoupe et réorganise les matériaux déjà altérés.

La restructuration par des smectites gagne tout le profil, y compris les niveaux de type argile bariolée kaolinique.

Les smectites néoformées sont complexes. Elles sont toutes de la famille des beidellites ferri-fères, mais leur composition chimique les situe entre un pôle beidellite-Wyoming et un pôle nontronite.

La composition chimique de la zone d'approfondissement reflète à la fois l'influence des altérations anciennes de type kaolinique et l'influence de l'invasion récente des smectites.

4. LA ZONE AVAL CUIRASSÉE

Traits généraux de la zone. - La zone cuirassée est caractérisée par une nodulation ferrugineuse intense, au sein d'un matériel où subsistent des plages altérées à structure conservée.

Quatre niveaux d'altération sont visibles dans les puits cuirassés où la roche dure n'a pas été atteinte.

- Un niveau d'altération kaolinique, blanchi et poudreux, où la structure de la roche est intégralement conservée.
- Un niveau d'argiles bariolées de teintes pastel, où des nodulations diffuses sont de plus en plus abondantes vers le sommet. Les argiles bariolées sont surmontées par les argiles tachetées.
- Un niveau de carapace où la nodulation ferrugineuse est intense.
- Un niveau de cuirasse massive, très dure.

Les minéraux secondaires, présents dans tous les niveaux, sont la kaolinite, la goéthite et l'hématite. L'hématite est abondante dans la cuirasse sommitale.

La composition chimique de cette zone indique une perte importante de matière, qui n'a pas été chiffrée. En revanche, on a mis en évidence un enrichissement important en fer, en manganèse, en vanadium et en chrome.

CHAPITRE VI

LES PREMIERS STADES DE TRANSFORMATION DES MINÉRAUX PRIMAIRES ET L'IDENTIFICATION DE L'ORIGINE DES ROCHES VERTES

L'étude des toposéquences a montré que plusieurs types de transformations des minéraux primaires peuvent se produire à la base des zones à altération smectitique. Ces transformations ont pu être observées dans les 54 puits qui ont atteint la roche dure ; elles existent dans les niveaux profonds sur quelques centimètres, ou parfois sur plusieurs mètres. Les mêmes transformations sont observées autour des boulders, au sein des profils. Un inventaire exhaustif de tous les cas observés serait fastidieux, aussi est-il préférable d'examiner un schéma simplifié tiré de la toposéquence de Kolel (Pl.V).

Dans la norite de Kolel, les transformations des orthopyroxènes, des clinopyroxènes et des plagioclases ont été étudiées. Les pyroxènes évoluent selon trois filiations. La plus fréquente est la *transformation en amphiboles*. Les deux autres sont plus rares et concernent le passage direct du pyroxène à la chlorite ou à la smectite. Dans tous les cas, l'évolution se poursuit ; l'amphibole et la chlorite formées se transforment finalement en smectites. Les plagioclases s'altèrent en minéraux phylliteux. Mais une faible partie, au centre des cristaux, est transformée en amas de petits grains de quartz, de calcite, et surtout d'*épidote*. Cette épidote se révèle plus stable que l'amphibole dans le profil d'altération.

Dans ce chapitre, seules seront étudiées : la transformation du pyroxène en amphibole et en chlorite et la transformation du plagioclase en épidote. Ces deux étapes sont plus ou moins fugaces et représentent un passage intermédiaire, fréquent mais non indispensable, sur le chemin de la smectite.

I - TRANSFORMATION DE LA NORITE DE KOLEL

A - LES PYROXÈNES

L'étude au microscope a montré que les pyroxènes se transforment en amphiboles, dans les premiers stades d'altération. Les hypersthènes et les augites sont remplacés par des hornblendes et des actinotes, selon une *véritable pseudomorphose qui respecte les contours des anciens cristaux*. Ce phénomène est l'*ouralitisation*. Il n'est pas visible dans la roche saine, à l'exception des bordures réactionnelles autour de quelques cristaux d'hypersthène. Les rares amphiboles préexistantes sont des hornblendes vertes, poecilites et de grande taille. Elles sont morphologiquement bien déterminables et différentes des ouralites. Il n'existe jamais de trémolite ou d'actinote visibles dans la roche mère.

L'ouralitisation est importante près du front d'altération, dans la roche encore dure. La transformation progresse par les bordures des cristaux, les clivages et les craquelures (fig.45). L'hypersthène est le premier atteint, principalement par le clivage fin (010). L'ouralite qui remplace entièrement le pyroxène est composée de plages de hornblende verte plus ou moins décolorée, mélangées à des plages plus petites de trémolite-actinote incolore et fibreuse. La pseudomorphose est souvent totale. L'orthopyroxène devient légèrement pléochroïque et montre une extinction oblique par rapport à la trace du clivage fin. Il est entièrement ouralitisé.

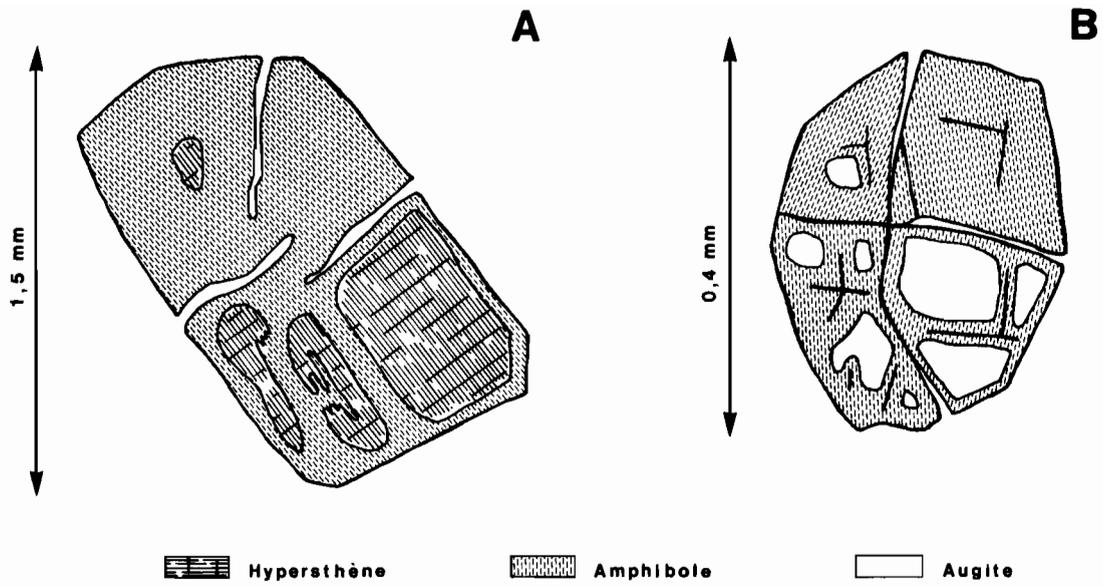


Fig.45 - Schéma de l'ouralitis d'un hypersthène (A) et d'une augite (B) dans la norite de Kolel

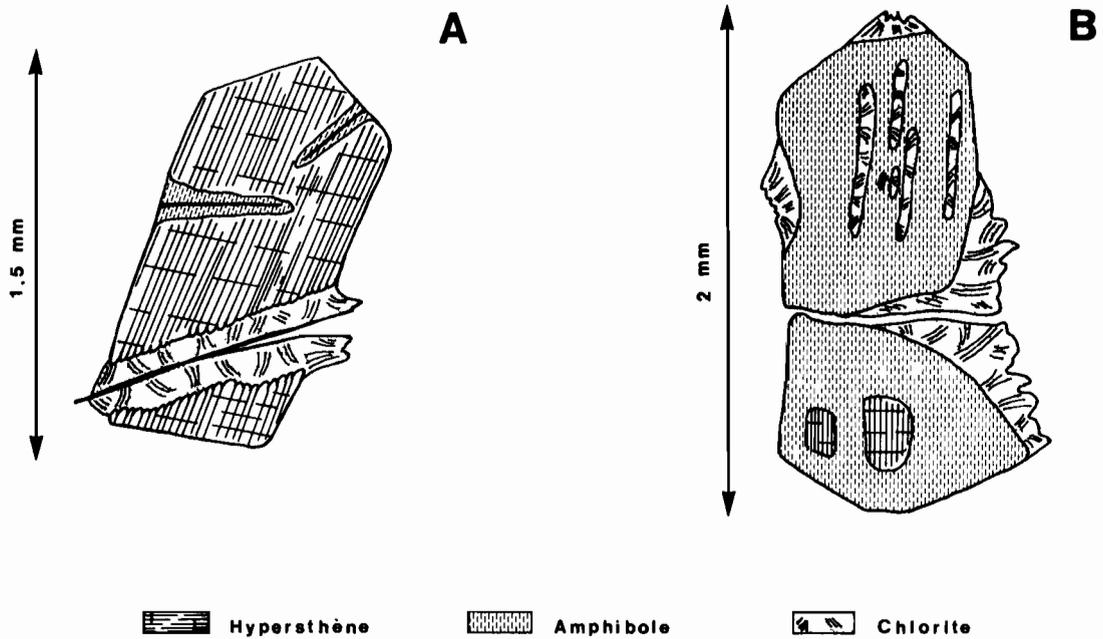


Fig.46 - Schéma de la chloritisation d'un pyroxène (A) et d'une amphibole (B) dans la norite de Kolel

L'ouralitisaiton s'observe dans la roche dure, loin des fissures et des diaclases. Les cristaux sont encore parfaitement engrenés et jointifs. Des morceaux de pyroxène peuvent subsister au coeur de l'ancien cristal. Ils jouxtent les ouralites et on ne distingue pas de vides, ni de gels, au contact des deux minéraux. L'augite présente le même phénomène, mais l'absence de clivage fin freine la transformation, et les morceaux intacts au coeur des cristaux sont plus abondants.

Près des diaclases, les pyroxènes se transforment directement en chlorite. Cette chlorite souligne les contours des anciens cristaux et forme des excroissances vers l'extérieur du pyroxène (fig.46 A). La chloritisation se produit également à partir des amphiboles qui ont remplacé les premiers pyroxènes. Dans ce cas, la pseudomorphose n'est pas aussi stricte et les chlorites néoformées n'occupent pas tout l'ancien cristal ; elles peuvent déborder à l'extérieur (fig.46 B).

L'ouralitisaiton et la chloritisation sont souvent associées. On peut les observer à l'échelle d'une seule lame mince, dans des cristaux proches. Au coeur des blocs les plus sains, l'ouralitisaiton domine. Près des diaclases et des fractures, la chloritisation est plus importante.

B - LES PLAGIOCLASES

L'étude au microscope a montré que des petits grains d'épidote prennent naissance au coeur des labradors ou entre deux cristaux de plagioclase. Ces épidotes sont accompagnées de petites quantités de calcite, de quartz et de calcédoine (fig.47). C'est une *saussuritisation*. Elle n'est pas visible dans la roche saine où les labradors sont parfaitement limpides et inaltérés. Le seul minéral accessoire préexistant est la séricite, en très faible quantité.

La transformation débute d'une manière discrète dans les niveaux profonds et s'intensifie ensuite dans les niveaux intermédiaires. Les pyroxènes sont déjà entièrement ouralitisés ou chloritisés, alors que les plagioclases sont à peine saussuritisés. L'épidote apparaît donc plus tard que l'amphibole, après quoi elle se maintient plus longtemps. Les épidotes occupent une faible partie du volume des cristaux de labrador initiaux. Les néoformations d'épidote sont réduites. Le reste du plagioclase, dont seulement un dixième est transformé en épidote, se microfracture et donne un plasma cryptocristallin totalement désorienté (altéropiasmation). Les amas d'épidote sont isolés au milieu de ce plasma, sans relations avec les réseaux de fissures.

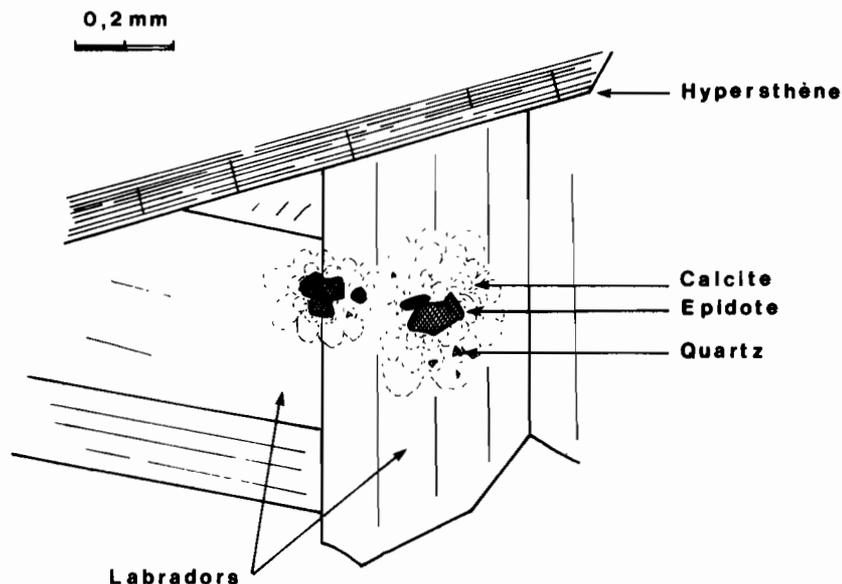


Fig.47 - Schéma de la saussuritisation d'un labrador de la norite de Kolel

C - RÉPARTITION DE L'OURALITE ET DE LA SAUSSURITE DANS LA TOPOSÉQUENCE

L'examen des roches saines prélevées au fond des puits a montré que les pyroxènes sont intacts, aussi bien l'hypersthène que l'augite. En bordure des blocs, dans la roche encore dure, les pyroxènes sont ouralitisés. On observe cette transformation au front d'altération, dans les puits Kolel 1, 2 et 4. En revanche, cette transformation n'existe pas dans les blocs des puits Kolel 5 et 6 qui se trouvent à l'amont de la toposéquence. Le phénomène d'ouralitisé est donc limité à la racine des altérations smectitiques, en position basse dans la toposéquence. Il est absent à la base des altérations kaoliniques. Le phénomène de saussuritisation possède les mêmes limites : absent dans les altérations kaoliniques, il se développe dans les altérations smectitiques en position basse.

Dans les niveaux intermédiaires, des boules avec leur cortex d'altération en place ont montré les mêmes transformations, mais sur une épaisseur moindre (fig.48). L'ouralitisé est visible en bordure des blocs. Elle est moins intense et moins abondante qu'au front d'altération. Les pyroxènes sont souvent chloritisés ou transformés en smectites.

Dans les niveaux de surface et les sols bruns, les boules sans écorce ne sont pas ouralitisées. Les observations des bordures de blocs ont montré uniquement des transformations de pyroxènes en smectites. En revanche, les diagrammes de rayons X indiquent la présence de faibles quantités d'amphiboles dans le sol brun. On peut penser que ces amphiboles proviennent des anciennes écorces des boulders, ou bien qu'elles sont les remontées biologiques des termites dans les horizons de surface. L'ouralitisé ne se produirait donc pas dans les niveaux de sol brun.

II - HYPOTHÈSES SUR LA GENÈSE DES TRANSFORMATIONS PRÉCOCES

A - HYPOTHÈSES SUR L'OURALITISATION ET LA SAUSSURITISATION

1. L'OURALITISATION

Le mot ouralite a été utilisé pour la première fois par ROSE (1842), pour désigner la pseudomorphose de pyroxènes par des amphiboles fibreuses. Très tôt on s'est aperçu que ce phénomène pouvait s'accompagner de la formation d'épidote dans les plagioclases calciques (CLARKE, 1924). De nombreuses explications ont été avancées au sujet de l'ouralitisé. Elles vont de l'action tardive d'un magma devenu plus acide (COLONY, 1923) jusqu'à l'altération hydrothermale (SCHWARTZ, 1939), en passant par tous les types possibles de métamorphisme. L'hypothèse la plus communément admise est celle d'un métamorphisme régional, dans la zone des schistes à épidote et actinolite (LAFFITE, 1957 ; WINKLER, 1974).

En fait, de nombreux auteurs ont décrit des exemples d'ouralitisé qui n'entrent pas dans le schéma du métamorphisme régional.

- Pour HASHIMOTO (1972) et SMITH (1969), l'ouralitisé peut se produire dans plusieurs zones de métamorphisme. Ce n'est pas un isograde.
- Pour HEIMLICH (1974) et HARRIGAN et MAC LEAN (1976), l'ouralitisé est imputable au rétro-morphisme.
- GIBSON et JENKS (1938) et TAYLOR (1974) font intervenir l'altération hydrothermale.
- Enfin, LACROIX (1942) et RODGERS (1973) montrent que l'ouralitisé est souvent liée au dynamométamorphisme. Mais on peut également avoir une ouralitisé sans déformations tectoniques ou après les déformations.

En Afrique de l'Ouest, y compris la Haute-Volta, l'hypothèse du métamorphisme régional a été retenue par la plupart des géologues qui ont étudié le socle birrimien. Cependant, ce métamorphisme régional possède un caractère localisé. On observe des passages latéraux entre roches métamorphisées et roches non métamorphisées, à l'échelle du massif aussi bien qu'à l'échelle métrique. DUCELLIER (1963) et surtout VAN EYK (1964) ont noté ces variations en Haute-Volta. SUTTON et WATSON (1951) font la même constatation dans les Iles Britanniques, et POLDERVAART (1953) passe en revue les cas où des enclaves non métamorphisées demeurent à l'état de reliques dans des zones métamorphiques.

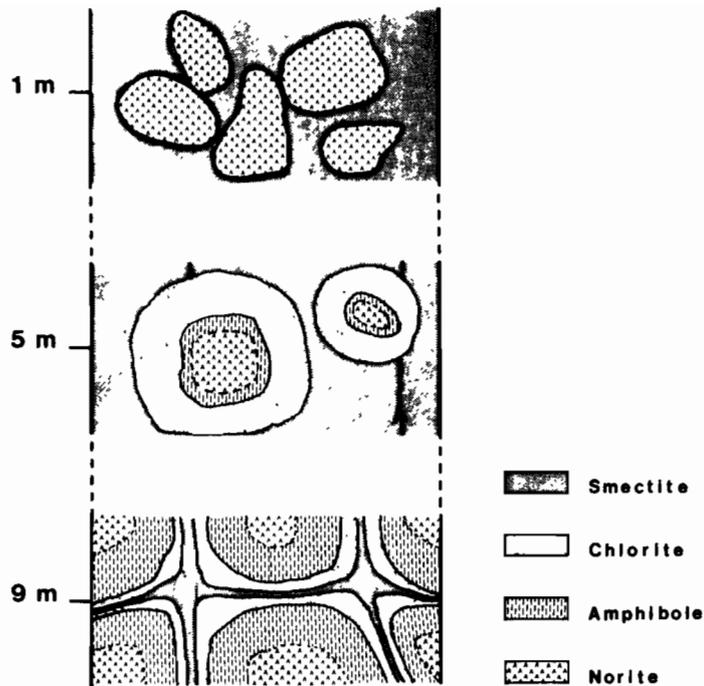


Fig.48 - Répartition schématique de l'ouralite et de la chlorite dans un profil de la toposéquence de Kolel

2. LA SAUSSURITISATION

La saussuritisation des plagioclases a été expliquée également par l'action du métamorphisme. DE LA ROCHE (1957) propose une série de réactions où le plagioclase donne l'épidote. Il établit les relations entre le métamorphisme générateur et l'épidote formée. Pour STORRE et NITSCH (1972) et pour RAMBALDI (1973), l'équilibre épidote-anorthite indique le degré de métamorphisme. Pour HARPUM (1954), la formation d'épidote est liée au métamorphisme accompagné de déformations tectoniques.

3. TRANSFORMATIONS PRÉCOCES PAR ALTÉRATION MÉTÉORIQUE

Dans des études récentes, WACKERMANN (1967, 1975) analyse les phénomènes d'ouralitisation et de saussuritisation sous l'angle de l'altération météorique. Il distingue, à la base de ses profils d'altération, des transformations qu'il nomme du premier degré. Ces transformations consistent en une hydroxylation des silicates primaires dans la roche dure. Cette hydroxylation fournit des minéraux de la famille des épidotes, des amphiboles et des chlorites. Les plagioclases évoluent vers l'albite. A l'aide d'un exemple pris dans les dolérites paléozoïques non métamorphisées du Sénégal Oriental, il montre que *les transformations précoces des minéraux primaires doivent être imputées aux seuls agents météoriques.*

Toutes ces transformations, très bien définies par WACKERMANN (1967), sont comparables aux phénomènes de séricitisation (damouritisation) et de chloritisation décrits dans les massifs granitiques. Dès 1941, J. de LAPPARENT, suivi par MILLOT (1949), avait attribué la genèse des séricites à la zone inférieure d'altération météorique, ou "zone de cimentation". Ceci représente un premier courant de pensées, qui s'oppose à celui qui voit dans la séricitisation et la chloritisation l'effet du rétro-métamorphisme ou de la "rétrodiagenèse" (LELONG et MILLOT, 1966). Ce deuxième courant étant démontré par de nombreux pétrographes du rétro-métamorphisme et de la diaphorèse, on se trouve devant la convergence des cristallisations dans le rétro-métamorphisme et dans l'altération commençante.

B - DISCUSSION SUR LA TOPOSÉQUENCE DE KOLEL

Dans le cas de la toposéquence de Kolel, l'ensemble des observations permet clairement de rattacher les transformations précoces aux phénomènes d'altération météorique.

La norite initiale n'est pas métamorphisée. L'examen des lames minces a montré une roche où les pyroxènes et les plagioclases sont parfaitement limpides. Ils ne présentent aucune trace de transformations. Une datation géochronologique (Institut de Géosciences, Université de São Paulo), par la méthode potassium-argon, a donné un âge de 1521 ± 70 millions d'années. Cet âge situe le massif de Kolel dans un épisode plus jeune que la phase paroxysmale de l'orogénie éburnéenne, qui est datée de 2100 M.A. (MARCELLIN, 1971). Il est également postérieur au métamorphisme des massifs basiques qui sont tous datés d'environ 1800 M.A. (VACHETTE, CANTAGREL et GAMSONRÉ, 1975). Le massif de Kolel est donc intrusif dans le Birrimien, il n'a pas subi les effets du métamorphisme régional.

L'hypothèse du rétro-métamorphisme, ou du métamorphisme de contact, pourrait expliquer la zonalité des transformations observées, qui sont de plus en plus intenses vers le sommet des profils. Cependant, on comprend mal pourquoi les points hauts de la toposéquence ne sont pas transformés, alors que les points bas le sont. De plus, ces types de métamorphisme n'intéressent que le pourtour des massifs, au moment de leur mise en place. Sur une roche plus vieille qu'un milliard d'années, on peut supposer que l'érosion a décapé les bordures susceptibles d'avoir subi un rétro-métamorphisme. Les très rares hornblendes vertes primaires et les quelques séricites décrites dans la roche saine peuvent cependant marquer l'empreinte d'une faible rétro-morphose.

L'observation du massif de Kolel a montré un réseau important de diaclases et de fractures dans la roche dure. On observe que les pyroxènes sont transformés en chlorites près de ces fractures, alors qu'ils donnent des amphiboles au coeur de la norite. Mais l'hypothèse du dynamométamorphisme ne peut expliquer toutes les transformations précoces. En effet, dans les altérations des niveaux intermédiaires, toutes les plages se chloritisent, aussi bien celles qui sont proches des diaclases que celles qui en sont éloignées. De plus, les diaclases dans les puits du sommet de la colline ne s'accompagnent pas de transformations en chlorite. En revanche, dans les puits situés sur les points bas de la toposéquence, les diaclases sont bordées de chlorites. Enfin, il n'y a aucune trace de circulations hydrothermales dans la norite : les diaclases sont fines et l'épaisseur de l'écorce d'altération est toujours faible (quelques centimètres).

L'hypothèse de la transformation par altération météorique est celle qui s'applique le mieux aux phénomènes observés dans la toposéquence de Kolel. Elle explique en particulier la faible épaisseur des niveaux concernés, coïncés entre une roche saine et des altérations argileuses. De nombreux arguments confirment l'absence de métamorphisme et le simple réajustement des minéraux aux conditions supergènes.

- Il n'existe aucun minéral de transformation autre que les amphiboles, la chlorite et l'épidote dans les norites de Kolel.
- Ces minéraux de transformation sont toujours très petits. Leur taille est plus proche de celle des phyllites que de celle des minéraux primaires dont ils proviennent. Elle est plus faible également que la taille qu'ils atteignent dans les recristallisations métamorphiques.
- Il existe un relais des différentes transformations minérales, qui suit l'évolution des niveaux d'altération. Les niveaux les plus proches du front d'altération sont surtout ouralitisés, ils correspondent à l'altération la moins intense. Les niveaux sus-jacents sont chloritisés et saussuritisés, ils correspondent à une altération plus poussée. Comme les différents niveaux d'altération peuvent schématiquement être assimilés à des couches horizontales, les transformations présentent une zonalité verticale à évolution de plus en plus forte vers le haut.
- La même zonalité des transformations minérales est observée de l'intérieur vers l'extérieur des boulders. On peut parler de zonalité concentrique. Mais les transformations précoces au pourtour d'une boule sont plus ou moins accentuées selon la position de la boule dans le profil (fig.48).
 - A la base du puits, le cortex ouralitisé est épais.
 - Au milieu du puits, le cortex ouralitisé est mince.
 - Au sommet du puits, il n'y a pas de cortex ouralitisé.
- A l'amont de la toposéquence, où le front d'altération est en position haute, l'ouralitisation et la saussuritisation n'existent pas. A l'aval de la toposéquence, où le front d'altération est en position basse, les transformations prennent toute leur ampleur.

L'ensemble des arguments précédents montre que ce sont les conditions d'hydrolyse et de drainage interne de la roche qui conditionnent les positions, les relais et les zonalités des transformations précoces. En effet, dans des conditions d'hydrolyse intense ou de bon drainage (le haut

des profils et l'amont de la toposéquence), ni l'ouralitisaiton, ni la saussuritisaiton ne sont possibles. Dans les zones basses à hydrolyse réduite et à confinement, ces transformations sont importantes. Si les circulations sont très réduites au sein de la roche compacte, l'ouralitisaiton est dominante. Si les circulations sont favorisées par un réseau de fractures, la chloritisaiton se produit.

Les caractères des solutions, dans ces zones profondes, déterminent la nature des transformations précoces. Le drainage lent ou inexistant est celui d'un milieu confiné.

III - ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES TRANSFORMATIONS PRÉCOCES

Les premières transformations dans la norite de Kolel se traduisent par une diminution de la densité de 2,90 à 2,60 environ, et par une augmentation considérable de l'eau de constitution (H_2O^+). Les valeurs initiales de H_2O^+ sont toujours inférieures à 0,50 %. Elles passent brutalement à 2 à 3 % dans les échantillons ouralitisés.

Les variations des teneurs en éléments majeurs sont faibles. La séparation des minéraux purifiés, permettant une analyse chimique complète, s'est avérée impossible. On a donc suivi l'évolution de quelques éléments chimiques, soit dans des échantillons fractionnés, soit ponctuellement dans un cristal.

A - ÉVOLUTION DU FER FERREUX Fe^{2+}

Les pyroxènes contiennent une forte proportion de leur fer total à l'état ferreux. En revanche, les amphiboles possèdent beaucoup plus de fer à l'état ferrique. En moyenne, on peut considérer que l'hypersthène contient 95% de son fer à l'état ferreux, l'augite 85% et la hornblende seulement 50% (DEER, HOWIE et ZUSSMAN, 1964).

Le dosage de Fe^{2+} et Fe^{3+} des fractions supérieures à 20 μ de quelques couples d'échantillons de la toposéquence de Kolel, permet de suivre l'oxydation du fer (Tabl.XLIV).

Tableau XLIV

Dosage de Fe^{2+} et Fe^{3+} dans la norite de Kolel

	KO - 1		KO - 2		KO - 3		KO - 4	
	R. mère	Ecorce 1000 cm	900 cm	600 cm	1050 cm	800 cm	650 cm	550 cm
FeO %	5,7	1,0	4,5	2,5	3,0	1,2	6,5	2,5
Fe ₂ O ₃ % (Fer total)	7,7	8,0	9,3	7,2	6,5	6,6	9,3	8,4
$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$ %	75	10	50	35	45	20	70	30

Les proportions de Fe^{2+} décroissent entre la roche dure, qui contient le pyroxène, et les écorces d'altération, qui contiennent surtout l'amphibole. La diminution en FeO dans les échantillons ouralitisés correspond à 60% de la quantité initiale de fer ferreux. Ces valeurs coïncident avec les mesures de RODGERS (1973) sur des orthopyroxènes ouralitisés de Nouvelle-Calédonie.

Par ailleurs, on remarque que les teneurs en fer total sont très voisines, dans les couples d'échantillons. Ceci montre que l'ouralitisé n'a consisté qu'en une oxydation des deux tiers du fer ferreux. Ceci montre également qu'avant l'ouralitisé, la norite n'avait subi aucun métamorphisme oxydant et que ses pyroxènes étaient riches en fer ferreux, comme dans une roche fraîchement cristallisée. L'ouralitisé se limite bien à une frange étroite au front d'altération.

En conclusion, l'ouralitisé se produit directement sur les pyroxènes d'une norite fraîche, par oxydation et hydratation.

B - VARIATIONS GÉOCHIMIQUES VISIBLES A LA MICROSONDE

Un grand nombre de pyroxènes à divers stades d'altération, repérés sur lames minces, a été examiné à l'aide de la microsonde (système TRACOR). On mesure en comptage d'impulsions chaque raie du spectre de rayonnement X durant un temps constant (100 secondes). Les comptages obtenus ne peuvent être assimilés à des dosages chimiques. En revanche, le rapport des comptages entre deux éléments prend une valeur quantitative. Tous les éléments ont été rapportés au comptage de la silice.

Les résultats, pour 65 échantillons, sont regroupés dans des représentations triangulaires, selon les systèmes Ca-Fe-Mg (fig.49 A) et Ca-Fe-Al (fig.49 B). Cette figure permet de situer la roche initiale dans la famille des ferro-gabbros (fig.49 A). Elle permet également de suivre les transformations des orthopyroxènes et des clinopyroxènes et les filiations de ces minéraux (fig.49 B).

1. LES PYROXÈNES ET LES AMPHIBOLES

Les pyroxènes sont groupés en deux familles. Les hypersthènes riches en Fe sont pauvres en Ca et Al. Les augites, riches en Ca, contiennent moins de Fe et peu de Al. Il n'existe pas de phases intermédiaires entre ces deux groupes. Une valeur moyenne, pour l'hypersthène type et pour l'augite type, est reportée sur le diagramme (DEER *et al.*, 1964). Le décalage observé entre les échantillons de référence et les échantillons naturels provient du fait que les rapports entre éléments chimiques sont calculés :

- à l'aide des analyses chimiques, pour le minéral type ;
- à l'aide des comptages d'impulsions, pour les échantillons de Kodel.

Les amphiboles provenant des deux groupes de pyroxènes forment deux lignées distinctes. Les hypersthènes à fortes teneurs en fer donnent des amphiboles riches en fer. Les augites à fortes teneurs en calcium donnent des amphiboles riches en calcium. On voit sur la figure 49 B qu'il n'existe pas d'amphiboles dans la zone intermédiaire entre hornblende et actinolite. Les produits formés conservent la composition du pyroxène dont ils dérivent. Ils forment deux groupes d'amphiboles caractéristiques des pyroxènes parentaux. Il s'en déduit qu'aux rayons X ce sont des mélanges qui apparaissent sur les diagrammes et qui donnent l'apparence d'une seule population d'amphiboles. On voit que seule l'analyse ponctuelle a permis de montrer cette double filiation des ouralites, que l'étude minéralogique de routine ne peut révéler.

Plusieurs amphiboles sont proches des pyroxènes, et leur composition chimique, en Ca-Fe-Al, est pratiquement identique. Il est probable que certains points représentatifs des augites concernent en fait un mélange intime de pyroxènes et d'ouralite. La pseudomorphose est souvent tellement parfaite que la distinction optique est difficile. Dans ce cas, l'ouralitisé équivaut à une conservation de la composition chimique avec seulement un léger accroissement de Al.

Les deux lignées qui conduisent finalement à la chloritisé sont caractérisées par un apport important d'aluminium. Dans le cas des hypersthènes, cet apport est accompagné d'une perte de fer. Dans le cas des augites, cet accroissement de Al s'accompagne d'une perte de Ca. Dans les deux cas, les autres éléments demeurent relativement constants. L'accroissement de l'aluminium sera envisagé plus loin, dans la discussion des résultats.

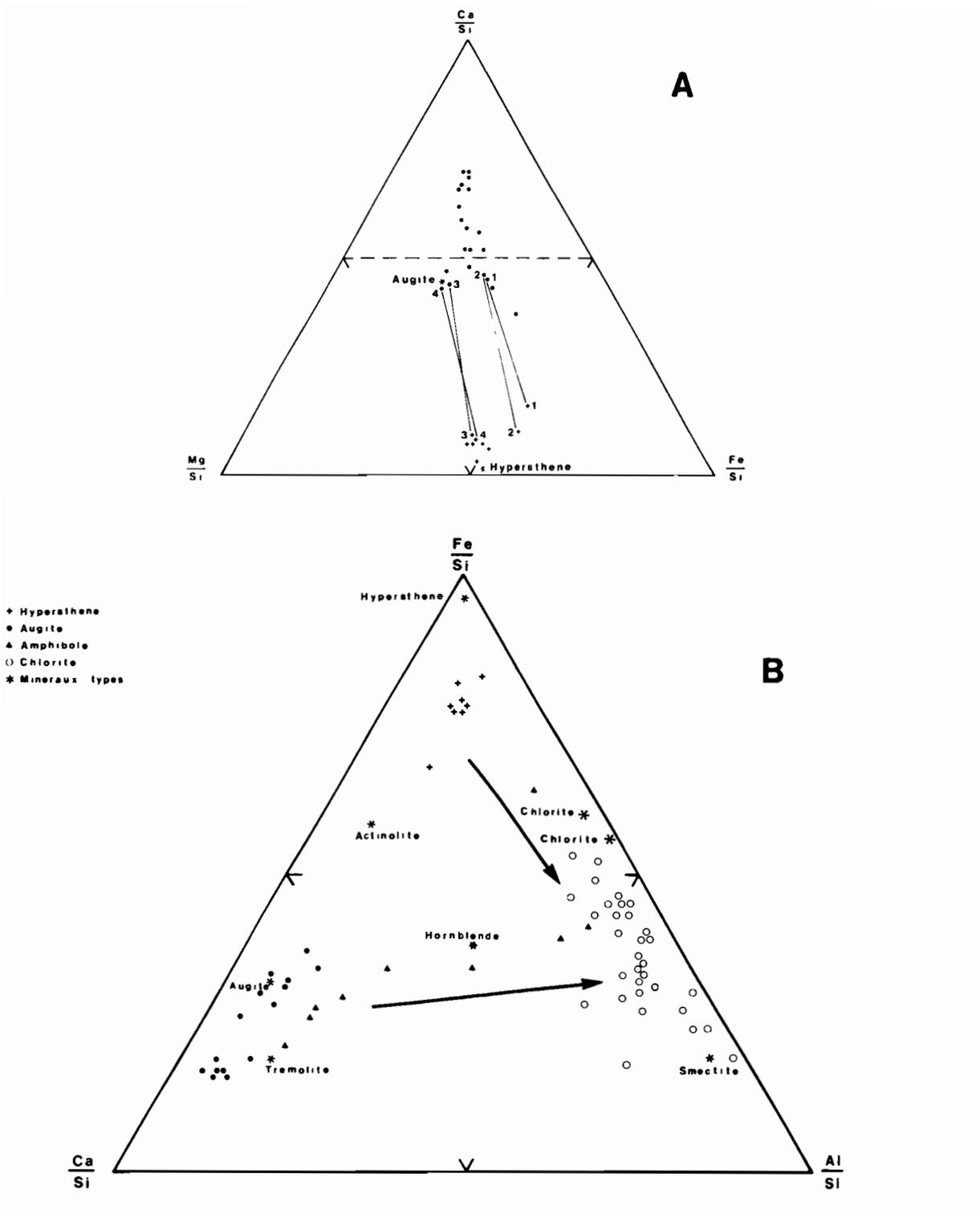


Fig.49 - Diagramme Ca-Fe-Mg des pyroxènes sains (A) et diagramme Fe-Al-Ca des pyroxènes et de leurs transformations précoces (B).

* Minéraux types (d'après DEER *et al.*, 1964). Les couples 1-1, 2-2, 3-3, 4-4 représentent un hypersthène et une augite dans une même lame mince.

2. LES CHLORITES

Les transformations des deux groupes de pyroxènes conduisent à deux familles de chlorites, qui sont proches l'une de l'autre. On peut penser qu'il se produit une homogénéisation chimique des deux lignées d'amphiboles. En réalité, les chlorites dérivant des hypersthènes sont plus riches en magnésium que les chlorites dérivant des augites (fig.50). Le diagramme de corrélation Fe-Mg indique qu'il existe une corrélation positive significative entre ces deux éléments.

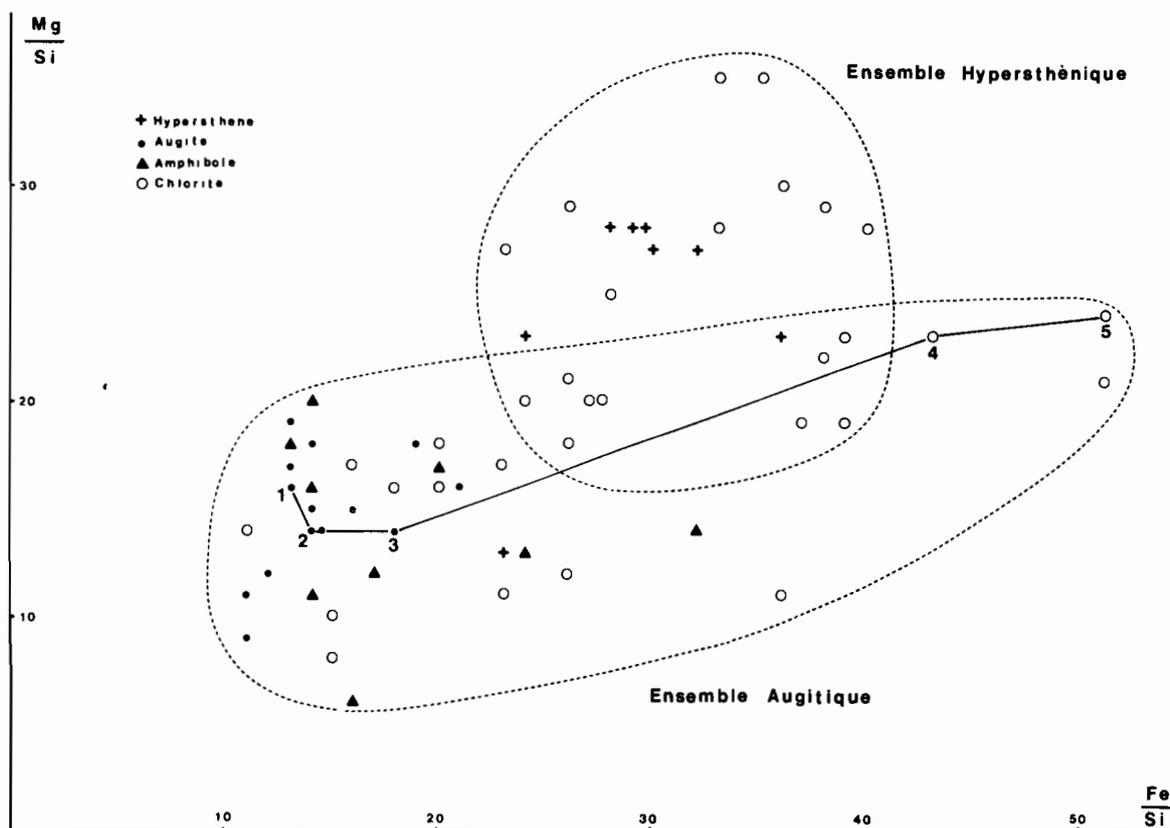


Fig.50 - Corrélation Fe-Mg dans les pyroxènes et leurs premiers stades d'altération
1, 2, 3, 4 et 5 : évolution d'un même cristal d'augite depuis le coeur jusqu'à la bordure

La figure 50 indique que les chlorites provenant des augites s'enrichissent en Fe et beaucoup moins en Mg. Les chlorites provenant des hypersthènes restent riches en Mg, car cet élément existe en grande quantité dans le pyroxène initial. Un certain nombre de points sont communs aux deux lignées de chlorites. Malgré ces points communs, on peut dire qu'un reflet géochimique du pyroxène initial subsiste dans l'étape de la chloritisation, qui est plus évoluée que l'étape de l'ouralitisation.

L'évolution se poursuit ensuite par une transformation en interstratifiés (14C-14M) et en smectites. Il est probable qu'à ce stade, les deux lignées géochimiques se sont rejointes. Il s'agit alors de la genèse des minéraux phylliteux, qui sera traitée dans les chapitres suivants. Mais certaines chlorites analysées à la microsonde peuvent représenter le passage aux smectites et expliquer la position décalée de certains points représentatifs vers le pôle alumineux (fig.49 B).

3. DISCUSSION

L'évolution géochimique observée sur les deux familles de pyroxènes présente un caractère commun. Pour les deux groupes, il s'agit principalement d'un apport d'aluminium. Cet apport a été décrit par OLIVER (1951) dans les norites de Sudbury au Canada. Il est mis en évidence également dans

les pyroxénolites de Nouvelle-Calédonie par RODGERS (1973) et dans les diabases de Finlande par PIISPANEN et ALAPIETI (1977).

Mais l'évolution est différente entre orthopyroxènes et clinopyroxènes. Pour les hypersthènes de Kolel, on a vu un accroissement de Al accompagné d'une diminution de Fe. Ce résultat est confirmé dans les bronzites de Nouvelle-Calédonie. Pour les augites de Kolel, il y a un accroissement de Al qui s'accompagne d'un départ de Ca. Les auteurs observent le même phénomène sur des augites et des diopsides de Nouvelle-Calédonie et de Finlande.

De plus, tous les auteurs pensent que le mécanisme de l'ouralitisaiton peut être différent pour les deux familles de pyroxènes. Le système orthopyroxène - amphibole est considéré comme un système relativement ouvert, avec apport extérieur de Al et Si provenant des plagioclases proches. Le système clinopyroxène - amphibole est considéré comme plus fermé, avec diminution de Ca et Si qui peuvent rester dans le minéral sous forme de calcite et de quartz.

Dans les deux cas, la transformation en ouralite s'effectue selon le schéma de PATTERSON (1965). Le pyroxène est d'abord transformé en amphibole anhydre par rotation alternée des tétraèdres de silice et expulsion des cations extérieurs. Une hydratation se produit ensuite, qui relie les chaînes de pyroxènes. Deux fibres unitées de pyroxène deviennent une fibre unité d'amphibole. La pseudomorphose s'effectue selon l'axe d'allongement (c) du cristal.

Il est à noter que l'apport d'aluminium nécessaire n'a pas été chiffré par les auteurs. Il peut soit provenir des feldspaths environnants, soit correspondre à un enrichissement relatif dans un système fermé. L'hypothèse d'un apport est en contradiction avec les résultats des études géochimiques globales, qui montrent que l'aluminium est un élément très stable au cours de l'altération. On doit donc considérer avec prudence tout déplacement massif de Al et s'en tenir à l'hypothèse qui nécessite le moins de transport possible. Dans le cas de la norite de Kolel, toutes les observations montrent que l'ouralitisaiton progresse et se développe par les fissures et les clivages qui permettent les circulations. Le milieu est donc ouvert. Il est probable qu'une partie au moins de Al est amenée dans ces chenaux depuis les feldspaths les plus proches, qui sont seuls susceptibles de fournir cet élément.

C - CONCLUSION DE L'ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

Les transformations précoces de la norite de Kolel et en particulier l'ouralitisaiton, se traduisent par de faibles variations géochimiques dans les minéraux primaires.

- L'ouralitisaiton est caractérisée par un apport considérable en eau (H_2O^+).
- Le fer ferreux des pyroxènes est oxydé en fer ferrique.
- Un accroissement de l'aluminium s'accompagne, dans les orthopyroxènes, d'une baisse du fer, et dans les clinopyroxènes d'une diminution du calcium.

Les évolutions géochimiques de chaque groupe de pyroxènes sont séparées. Les orthopyroxènes fournissent des amphiboles et ensuite des chlorites riches en Fe et Mg. Les clinopyroxènes fournissent des amphiboles riches en Ca et ensuite des chlorites riches en Fe et pauvres en Mg.

Le minéral initial impose son "image" géochimique aux néoformations. La lithodépendance des minéraux formés par l'altération météorique est de nouveau mise en évidence. Cependant, à l'échelle du cristal, certains éléments peuvent migrer très légèrement, en particulier l'aluminium.

IV - IDENTIFICATION DE L'ORIGINE DES AMPHIBOLES

Après l'étude détaillée des transformations précoces, on peut faire rapidement l'inventaire des caractères qui permettent d'affirmer qu'une amphibole est d'origine météorique, ou bien qu'une amphibole a une autre origine.

A - IDENTIFICATION D'UNE AMPHIBOLE D'ORIGINE MÉTÉORIQUE

A l'échelle d'un cristal, le phénomène d'ouralitisisation est très progressif. Il se reconnaît par les caractères suivants.

- La transformation se propage de la bordure vers le centre des pyroxènes.
- Il reste des morceaux de pyroxènes résiduels au coeur des amphiboles, dans la plupart des cas.
- *Les amphiboles formées sont toujours de petite taille.* L'ouralite est composée d'un enchevêtrement de cristaux de 2 à 3 μ d'épaisseur et de 20 à 30 μ de longueur au maximum.
- L'ouralite contient un mélange d'amphiboles fibreuses incolores et d'amphiboles légèrement pléochroïques.
- Le mélange est tellement intime qu'il donne les diagrammes de rayons X d'une seule population d'amphiboles.
- Les raies principales de ce mélange sont intermédiaires entre celles de la hornblende verte et celles de l'actinote. Elles varient d'un échantillon à l'autre entre ces deux pôles.
- La composition chimique du mélange d'amphiboles est voisine de celle du pyroxène initial :
 - les hypersthènes donnent un mélange d'amphiboles riches en fer et en magnésium,
 - les augites donnent un mélange d'amphiboles riches en calcium.
- Les amphiboles n'ont jamais une composition chimique intermédiaire entre les deux lignées définies par les pyroxènes de départ.

On peut voir que les amphiboles d'origine météorique ont des caractères bien particuliers. Leur morphologie, leur minéralogie et leur géochimie en font des transformations très ménagées des pyroxènes. Cependant, on pourrait supposer, à la limite, que des mécanismes comme la rétro-morphose puissent donner les mêmes résultats. On doit donc envisager une identification des amphiboles dans le contexte du puits, de la toposéquence et même du massif cristallin.

B - IDENTIFICATION DES AMPHIBOLES MÉTÉORIQUES DANS LEUR CONTEXTE

1. POSITION DANS LE PROFIL

La position des amphiboles dans le profil fournit les arguments décisifs pour en faire des minéraux d'altération météorique. On peut noter les faits suivants.

- Les niveaux ouralitisés se situent au contact de la roche saine, soit près du front d'altération, soit autour des boulders.
- *La puissance des niveaux ouralitisés est faible*, de quelques centimètres autour des boules à quelques mètres près du bedrock.
- L'ouralitisation présente une zonalité verticale. Elle est faible au contact de la roche saine, elle est plus intense en remontant dans le profil.
- L'ouralitisation présente la même zonalité autour des boules. Elle est plus accentuée dans les écorces externes que dans les écorces internes des boulders.

On peut donc conclure que les phénomènes d'ouralitisation forment une frange en bordure de la roche saine. Or le front d'altération n'est pas une limite fixe. Le bedrock s'enfonce lorsque l'altération progresse. L'ouralitisation liée à cette limite mobile est forcément liée à l'altération.

2. POSITION DANS LA TOPOSÉQUENCE ET DANS LE MASSIF

La géométrie de l'ouralitisation dans la toposéquence permet d'apprécier les conditions nécessaires pour que le phénomène se produise. En effet, l'ouralitisation se produit dans les points bas de la toposéquence ; elle n'existe pas sur les points hauts, en particulier à l'amont. Il est donc indispensable que la roche saine soit soumise à une altération lente, dans un milieu à mauvais drainage, pour que la formation d'amphiboles soit possible.

3. CONCLUSION

Les amphiboles qui correspondent à la plupart des critères définis ici sont incontestablement d'origine météorique. Sont indispensables : les critères morphologiques de petite taille, de position dans les points bas de la toposéquence et de frange étroite en bordure de la roche saine.

V - CONSÉQUENCES DES TRANSFORMATIONS PRÉCOCES DES MINÉRAUX PRIMAIRES

Les transformations des minéraux primaires conduisent à la genèse d'ouralite, de chlorite et d'épidote. Ces minéraux, lorsqu'ils sont abondants, donnent à la roche un faciès particulier qui est celui des "roches vertes". Ces roches vertes se trouvent en telle quantité dans le Birrimien de Haute-Volta, qu'il est indispensable de s'interroger sur leurs origines.

A - LES ROCHES VERTES

En Haute-Volta, les roches basiques qui présentent une forte proportion de chlorites et d'épidotes ont été classées sans exception selon la zonéographie du métamorphisme régional (DUCELLIER, 1963). Cet auteur utilise le terme de gabbro métamorphisé, ou dolérite métamorphisée, si la texture de la roche est reconnaissable. Il utilise le terme d'amphibolite dans le cas où la texture de la roche n'est plus reconnaissable. La plupart de ces amphibolites dérivent de roches éruptives et sont des *ortho-amphibolites*. Pour les roches non métamorphisées, le même auteur emploie le terme de plagioclisolites. Ces roches seraient d'un âge post-birrimien.

Cette division en trois groupes est difficile à utiliser sur le terrain, car elle nécessite l'emploi du microscope pour rechercher des plages préservées. D'autre part, on sait depuis WACKER-MANN (1967) qu'il existe une convergence de faciès très nette entre un léger métamorphisme et l'altération météorique. Dans ces conditions, le diagnostic macroscopique des affleurements rencontrés et leur cartographie sont difficiles. Chaque roche doit être replacée dans son contexte local, à l'échelle du massif.

B - LES ORIGINES DES FACIÈS VERTS

1. LE RÔLE DU MÉTAMORPHISME

La toposéquence de Dem est creusée sur une *dolérite métamorphisée*. Cette roche est composée d'albite limpide, d'amphibole, de quartz et d'épidote. L'abondance des amphiboles et des épidotes (45%) peut s'expliquer de plusieurs manières, mais de nombreux arguments font opter pour l'hypothèse d'une origine métamorphique.

- On ne trouve jamais de pyroxènes résiduels, même à la base des puits profonds. Tous les pyroxènes sont déjà transformés en amphiboles et en chlorites primaires, avant le début de l'altération météorique.
- Des minéraux particuliers existent dans le massif basique de Dem. On trouve de la paragonite et du stilpnomélane dans les puits des toposéquences Dem 2 et Sian 4. Ces minéraux sont souvent des paragenèses des schistes métamorphiques.
- La taille des cristaux d'épidote et d'amphibole est de l'ordre de 100 à 200 μ . Ces mêmes minéraux provenant de l'action de l'altération météorique sont plus petits (20 à 30 μ).
- Les petits cristaux d'albite existent dans la roche saine. Ils ne proviennent pas d'une albitisation relative d'autres plagioclases. On peut les interpréter comme des transformations épizonales de plagioclases calciques en épidote et albite, et non comme des transformations dans les altérations.
- De nombreux filons de quartz et de quartzite à épidote recoupent la roche. Ils montrent des cristaux grossièrement orientés. Cette orientation est ensuite accentuée dans les niveaux d'altération, mais elle existe déjà dans la dolérite dure.

En conséquence, on peut donc être sûr que les amphiboles et les épidotes observées dans le massif de Dem sont les produits d'un faible métamorphisme régional. Cependant, dans la même chaîne birrimienne, des collines proches ont montré des roches éruptives basiques non transformées par le métamorphisme (Kougouri, Santaba). Les conclusions valables pour la colline de Dem n'ont donc qu'une valeur locale.

2. LE RÔLE DES ALTÉRATIONS MÉTÉORIQUES

La toposéquence de Kolel est creusée sur *des gabbros non métamorphisés*. On a montré précédemment que les amphiboles, les chlorites et les épidotes proviennent des premières transformations des pyroxènes et des plagioclases primaires, par altération météorique. Mais la détermination de la roche se fait sans ambiguïté. En effet, les faciès "roches vertes" d'altération ne sont pas si fréquents qu'ils empêchent de reconnaître la pétrographie d'origine. Les boules à amphiboles sont moins nombreuses que les boules à pyroxènes, si bien qu'il subsiste toujours des pyroxènes dans les roches échantillonnées sur les versants des collines.

La colline de Kolel ne montre aucune trace de métamorphisme : ni minéraux satellites, ni déformations, ni filonnets quartzitiques. Le faciès de fausse-schistosité est peu développé dans la norite grenue, il n'existe que dans les niveaux très altérés.

En conséquence, on peut être sûr que les amphiboles et les épidotes observées dans le massif de Kolel sont les produits de l'altération météorique. Les roches vertes ne représentent qu'un épiphénomène dans le massif de Kolel.

3. LES FACIÈS VERTS INDÉTERMINÉS

La toposéquence de Tankièdougou est creusée sur trois roches différentes. Les andésites transformées en amphibolites correspondent à un faciès vert qui peut être considéré comme un faciès paléovolcanique des andésites. La granodiorite intrusive dans les roches basiques est peu transformée, excepté une séricitisation des plagioclases. Les péridotites sont entièrement serpentinisées et ouralitisées, mais c'est le cas général sur les roches ultrabasiques où les niveaux altérés sont toujours très épais. Cette serpentinisation peut d'ailleurs être récente (BARNES, O'NEIL et TRESCASES, 1978).

Les roches vertes sont abondantes sur les collines, mais on observe également de nombreux affleurements d'andésite saine sur les pentes. L'étude de la toposéquence a montré, de plus, l'influence de la tectonique ; les amphibolites possèdent une schistosité grossière et sont recoupées par des filons et filonnets de quartz. Enfin, les intrusions granitiques ont pu modifier les roches encaissantes.

En conséquence, il est difficile, voire impossible, d'attribuer une origine certaine aux faciès de roches vertes rencontrés à Tankièdougou. Tout au plus peut-on dire que la tectonique et les intrusions granitiques jouent un rôle. Mais les transformations observées sont susceptibles de résulter en partie de l'altération météorique.

C - CONFUSION ENTRE LES DIFFÉRENTES ROCHES BASIQUES

1. LES ROCHES BASIQUES MÉTAMORPHISÉES ET LES ROCHES BASIQUES NON MÉTAMORPHISÉES

Il ressort de l'étude des toposéquences que l'ouralitisation et la saussuritisation peuvent mimer le métamorphisme, dans des zones où les roches ne sont pas métamorphisées. L'ambiguïté ne peut être levée que par des observations complètes à l'échelle d'une colline ou d'un massif. Dans certains cas, le doute peut subsister comme pour la toposéquence de Tankièdougou.

Sur le terrain, des variations latérales se produisent entre faciès transformés et faciès non transformés, parfois sur quelques mètres. La représentativité d'un seul affleurement ne peut être établie. Il peut même en résulter, en surface, une abondance de blocs ou de boules qui représentent mal la roche de profondeur.

D'autre part, les transformations par altération météorique se produisent dans un certain ordre. On a vu que l'ouralitisation des pyroxènes s'effectue avant la saussuritisation, que la chloritisation peut être intense ou mal marquée selon la qualité du drainage, et que les plagioclases calciques sont altérés avant les plagioclases sodiques. Il en résulte que, selon les niveaux altérés mis à l'affleurement, certaines transformations précoces prennent une importance en surface qu'elles n'ont pas en profondeur.

Ce problème n'a en général qu'une importance relative pour les roches grenues. En revanche, il devient fondamental dans le cas des roches effusives.

2. LES ROCHES BASIQUES A STRUCTURE CONSERVÉE ET LES ROCHES BASIQUES A STRUCTURE NON RECONNAISSABLE

Dans le cas des roches microlitiques, les transformations des minéraux primaires peuvent donner lieu à des confusions plus importantes. La structure des andésites et des basaltes disparaît dès les premiers stades de transformation des microlites. La mésostase cristallise et les porphyroblastes évoluent moins vite. Ils sont isolés dans une matrice entièrement transformée.

La majorité des ortho-amphibolites décrites dans le Birrimien de Haute-Volta dérive des roches volcaniques, sans qu'il soit possible de séparer l'influence du métamorphisme de l'influence de l'altération. La détermination des amphibolites se complique également par le fait que, dans un contexte volcano-sédimentaire, il existe de nombreuses formations détritiques fines (cinérites, tufs, grauwackes, brèches diverses ...). Sous l'action du métamorphisme régional, ces formations peuvent donner des amphibolites comparables (LAPADU-HARGUES, 1958) ou différentes (MOINE, 1969) de celles qui proviennent des roches volcaniques.

Lorsque l'altération météorique agit sur les amphibolites, la détermination de l'origine devient délicate. La recherche de plages intactes, sur un grand nombre de lames minces, permet parfois de déterminer la nature de la roche originelle.

Enfin, le problème de l'identification des amphibolites est rendu plus ardu par l'apparition généralisée d'une schistosité liée aux altérations superficielles.

3. FORMATION D'UN FACIÈS SCHISTEUX DANS LES ROCHES BASIQUES

Les transformations précoces étudiées ici respectent généralement le grain de la roche initiale. Mais l'ouralitisaiton et la saussuritisaiton préparent des transformations plus complexes, dont le terme ultime est un mélange quartzo-phylliteux souvent orienté. WACKERMANN (1967, 1975) a décrit soigneusement le phénomène de litage ou d'orientation des minéraux de néogénèse selon la direction de fracturation principale des roches. Il montre que la "fausse schistosité" ainsi créée est maximale dans les roches où l'amphibole et la chlorite sont abondantes. On peut donc penser qu'une ouralitisaiton importante conditionne la formation de "schistes" à partir de roches massives diverses.

Les diaclases verticales sont les chenaux privilégiés de la circulation des eaux. Les néogénèses s'orientent donc selon des plans verticaux et amplifient cette direction tectonique. Il se forme des faciès schistoux verticaux ou redressés. Ce phénomène est visible dans les roches grenues, par exemple à Kolel et à Dem. Il est plus important dans les roches microlitiques. Dans le massif de Tankiédougou, certaines andésites et amphibolites passent à des schistes amphiboliques, ou même à des chloritoschistes dans les niveaux d'altération superficiels.

L'étude de la toposéquence de puits profonds montre que l'accentuation de la schistosité verticale, selon les directions des diaclases principales, est un phénomène différent et plus évolué que les transformations précoces des minéraux primaires. L'ouralitisaiton et la saussuritisaiton s'observent aussi bien dans les roches grenues s'altérant en boules que dans les roches microlitiques s'altérant en plaquettes. En revanche, la fausse schistosité est un phénomène qui ne prend toute son ampleur que dans les roches microlitiques tectonisées. Elle souligne et accentue les conséquences de la tectonique, plus que les résultats des transformations minérales.

4. LES ROCHES BASIQUES A FACIÈS SCHISTEUX ET LES SCHISTES SÉDIMENTAIRES

Les faciès schistoux peuvent correspondre en profondeur à des roches massives, à des roches métamorphiques ou à des schistes sédimentaires. DUCELLIER (1963) a discuté l'origine de certains schistes, en comparant les analyses chimiques de quatre schistes à celles de 13 roches basiques. Il constate que les schistes ne peuvent absolument pas provenir de la transformation des roches basiques. VAN EYK (1964) conteste cette comparaison, les schistes utilisés sont indiscutablement des roches sédimentaires. Il conclut son étude en laissant la place aux deux possibilités : "Il y a des schistes purement sédimentaires, mais sans doute une partie de ce qui est cartographié comme schistes représente en réalité des roches vertes ..."

On ne peut que souscrire à une telle conclusion, qui rend compte des différences entre les roches à l'affleurement et les roches observées au fond des puits. En réalité, la confusion entre les faciès schistoux ne se produit que pour les affleurements très altérés, entièrement composés de quartz et de phyllites. Les minéraux primaires sont alors totalement transformés.

VI - CONCLUSIONS

L'étude détaillée des transformations précoces dans l'altération des roches basiques permet quelques conclusions importantes.

1. Ouralitisation, chloritisation et saussuritisation

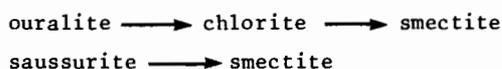
La première transformation qui s'observe au contact de la roche saine est l'ouralitisation des pyroxènes ; elle est suivie immédiatement de la chloritisation des ouralites. La saussuritisation des plagioclases est visible ensuite, dans les niveaux plus altérés. Ces transformations se produisent à la base des zones à altération smectitique ; elles sont abondantes dans les parties déprimées du paysage.

2. Origine météorique

Les transformations précoces des minéraux primaires sont attribuées le plus souvent à l'action de métamorphismes peu intenses. Mais ces transformations peuvent recevoir une autre explication. De nombreux arguments morphologiques, minéralogiques et surtout géométriques démontrent l'origine météorique de ces transformations. Elles sont commandées par les conditions d'hydrolyse et de drainage interne de la roche.

3. Les séquences d'altération

Les premières transformations sont caractérisées par l'hydratation et l'oxydation des minéraux primaires. Elles se développent ensuite en donnant les séquences d'altération suivantes :



L'évolution s'effectue depuis la base vers le haut des profils, d'une manière lithodépendante.

4. La double filiation des pyroxènes aux amphiboles

Les amphiboles formées à partir des ortho- et des clinopyroxènes suivent deux filiations séparées. Pour les orthopyroxènes, il y a accroissement de Al et perte de Fe. Pour les clinopyroxènes, il y a accroissement de Al et perte de Ca. Les amphiboles reflètent la composition chimique du pyroxène parental, excepté pour une partie de Al.

5. Conséquences pour la géologie de terrain et la cartographie

La détermination des "roches vertes", abondantes sur le socle birrimien, ne peut s'effectuer sur le seul critère d'un affleurement. Les observations doivent s'effectuer sur un grand nombre de points et, si possible, dans des puits profonds. En effet, les transformations précoces peuvent modifier la nature des minéraux dans les roches grenues, la structure originelle dans les roches volcaniques et la schistosité dans les roches tectonisées.

6. En résumé, il est démontré que nombre de faciès, parfois schisteux, à amphibole, chlorite et épidote, ne sont que le résultat d'altérations précoces et ménagées des roches basiques. Ces transformations importantes, sans passage par le métamorphisme, sont un "masque" qu'il est nécessaire de connaître.

CHAPITRE VII

ALTÉRATIONS ANCIENNES ET RÉCENTES

Le problème des altérations anciennes et récentes a été évoqué dans de nombreux chapitres de ce travail. Cependant, il est nécessaire de reprendre la question d'une manière détaillée, afin de juger de l'importance des altérations formées au cours des périodes récentes. Il faut également étudier les mécanismes réglant la nature et l'intensité de ces deux types d'altération. Enfin, il est important de vérifier si ces deux altérations, qui cohabitent souvent dans les massifs birrimiens basiques, continuent à fonctionner ou si l'altération héritée du passé est figée.

La possibilité de datations absolues est pour l'instant à exclure dans les matériaux d'altération, bien que des travaux récents abordent ce problème (CLAUER, 1976 ; BOULAD, MULLER et BOCQUIER, 1977). De même, on ne connaît pas, en Haute-Volta, de manteaux d'altération recouverts par des formations plus récentes. Des comparaisons sont possibles avec certaines régions d'Afrique de l'Ouest (Sénégal, Cameroun, Hoggar), là où des profils d'altération sont recouverts par des coulées volcaniques tertiaires ou quaternaires (LEPRUN, 1979). Mais dans ce chapitre, on n'envisage que le problème de l'antériorité de certains niveaux d'altération par rapport à d'autres, de nature et d'épaisseur différentes, sans préjuger de leur âge absolu réel.

I - LES DIFFÉRENTS PROFILS D'ALTÉRATION

Les profils étudiés dans les toposéquences sont souvent complexes. Ils sont intermédiaires entre deux groupes de profils qui représentent les pôles extrêmes des altérites observées.

- Un groupe contient les profils très épais à matériel kaolinique, qui sont cuirassés ou non cuirassés.
- Le deuxième groupe comporte les profils à matériel smectitique, qui sont moins épais.

A - LES PROFILS D'ALTÉRATION ENTIÈREMENT KAOLINIQUES

Des profils épais, à matériel entièrement kaolinique, ont été décrits dans les toposéquences de Kolel et de Dem. L'étude géophysique a montré que la roche dure se trouve à des profondeurs plus fortes lorsqu'ils sont cuirassés que lorsqu'ils ne le sont pas.

- Dans le massif de Dem, les sondages électriques indiquent des épaisseurs d'altérites de 30 à 40 m sous la cuirasse.
- Les buttes témoins, au voisinage des massifs de Kolel et de Tankièdougou, ont également des épaisseurs d'altérites d'environ 30 m.
- Les cuirasses perchées au sommet des hautes collines (Sian, Kougouri, Dem...) surmontent des manteaux d'altération d'une épaisseur de 100 à 200 m. Dans ce cas, la cuirasse sommitale est alumino-ferrifère et souvent bauxitique.

1. LE PUIITS KOLEL 6

Le puits KO-6 a été étudié dans le chapitre III. Il se situe à l'amont de la toposéquence, est entièrement kaolinique et atteint la roche dure. On peut le résumer schématiquement de la manière suivante.

- Il se compose de niveaux d'altération blanchis (de 900 à 400 cm de profondeur) surmontés par des argiles bariolées (de 400 à 150 cm) et un sol brun subaride (de 150 cm à la surface).
- Les mesures physico-chimiques montrent une altération intense : la fraction fine est importante (60 %), les densités apparentes sont faibles (1,10 à 1,30).
- L'étude minéralogique indique des transformations radicales des minéraux primaires. Les pyroxènes se transforment en goethite et kaolinite, les plagioclases en kaolinite. C'est une altéropiasmation qui donne uniquement de la kaolinite.
- L'étude géochimique indique une perte de matière considérable. Selon le calcul isovolumétrique, les pertes sont les suivantes :

Al (-16 %), Ti (-21 %), Fe (-33 %), Mn (-43 %), Si (-62 %), K (-68 %), Na (-92 %), Mg et Ca (-96 %)

2. CARACTÈRES PARTICULIERS AU PUIITS KOLEL 6

Le puits KO-6 n'est pas cuirassé. Il comporte, en surface, un sol brun subaride et quelques gravillons de cuirasse dispersés dans le sol. Les horizons superficiels possèdent des accumulations de calcite sous forme de pseudo-mycélium. Cette calcite est anormale dans un profil entièrement kaolinique.

Dans les niveaux profonds, les boules de roches dures possèdent des écorces qui contiennent uniquement de la kaolinite. Des échantillons, prélevés sur des boules à 900 cm, montrent qu'il n'y a aucune trace de smectites, ni d'interstratifiés au contact de la roche saine. En revanche, les puits aval présentent toujours des néogénèses smectitiques autour des boulders.

L'étude des niveaux profonds, au moment du prélèvement, a montré qu'ils ne sont pas humides. De par la position amont du puits et la faiblesse de la pluviosité dans la région (400 mm/an), on peut penser que ces niveaux profonds ne sont jamais humectés.

B - LES PROFILS D'ALTÉRATION ENTIÈREMENT SMECTITIQUES

Les profils smectitiques ont été décrits dans les trois toposéquences. Ils mesurent généralement entre 3 et 8 m dans les régions étudiées ; les roches dures sont atteintes au fond des puits. Ces profils contiennent des argiles gonflantes, des interstratifiés et des minéraux primaires. Ils ne contiennent que peu ou pas de kaolinite dans les horizons de surface. Ces profils entièrement smectitiques sont épais dans les zones basses des toposéquences, ils sont plus minces sur les pentes.

1. LE PUIITS KOLEL 4

Le puits KO-4, décrit dans le chapitre II, est entièrement smectitique et atteint la roche dure. On peut le résumer schématiquement de la manière suivante.

- Il se compose d'une roche diaclasée peu altérée (de 650 à 300 cm) surmontée par une altération argileuse (de 300 à 150 cm) et un sol brun (de 150 cm à la surface).
- Les mesures physico-chimiques montrent une altération faible du gabbro noritique. La résistivité apparente est moyenne (30 Ω .m), la densité apparente est forte (2,0 à 2,5), les fractions grossières sont abondantes.
- L'étude minéralogique prouve que les minéraux primaires inaltérés sont abondants. La smectite est exclusive dans les niveaux profonds (100 %), elle est dominante dans les horizons de sol brun (80 %).
- L'étude géochimique indique que la perte de matière est faible. Selon le calcul à volume constant, les gains et les pertes sont les suivants :

K (+70 %), Ti (+7 %), Al (0 %), Si et Na (-20 %), Fe (-35 %), Ca (-45 %), Mn (-55 %), Mg (-70 %)

2. CARACTÈRES PARTICULIERS AU PUIITS KOLEL 4

Le puits KO-4 est creusé sur un gabbro noritique à grain fin qui ne fournit pas de boulders, mais qui s'altère en prismes et plaquettes. La structure de la roche est conservée jusque dans le sol brun. La transformation ménagée des minéraux primaires fait apparaître des minéraux intermédiaires.

- Les amphiboles d'ouraltisation sont abondantes, ainsi que les interstratifiés (14C-14M).
- Il y a néogenèse de quartz et d'épidote dans les plagioclases.
- Les smectites sont exclusives dans tous les niveaux où la structure de la roche est conservée.

Le puits KO-4 est situé sur un replat de la toposéquence, dans une position topographique qui favorise le rassemblement des eaux. La pluviosité faible de la région (400 mm/an) est donc augmentée d'un coefficient inconnu, mais probablement important (supérieur à 10 %). La roche dure est proche de la surface du sol.

C - LES PROFILS D'ALTÉRATION SMECTITIQUES ET KAOLINIQUES

Les profils purs, entièrement kaoliniques ou entièrement smectitiques, ne représentent qu'une faible partie des puits étudiés. Le plus souvent, les profils sont composés d'une association, en plus ou moins grande proportion, des minéraux d'altération décrits précédemment. En général, les puits présentent une succession de niveaux kaoliniques surmontant des niveaux smectitiques. C'est le cas des profils épais des toposéquences de Dem, Sian, Méné ... Quelques profils sont plus complexes (Dem 7 et Kolel 3), ils seront discutés en détail dans ce chapitre.

1. LE PUIITS DEM 1

Le puits Dem 1, décrit dans le chapitre V, est composé de niveaux d'altération smectitiques et kaoliniques et atteint la roche dure. Il peut se schématiser de la manière suivante.

- Il se compose d'une roche altérée diaclasée (de 1500 à 600 cm) comportant une passée moins altérée (de 1200 à 1100 cm). Ces horizons sont surmontés par une altération argileuse (de 600 à 200 cm) présentant un début de bariolage vers le haut. Au-dessus se trouve un recouvrement détritique et sableux (de 200 cm à la surface).
- Les mesures physico-chimiques montrent une altération faible en profondeur et plus forte vers le sommet. Les résistivités apparentes sont faibles, les densités apparentes décroissent depuis la base jusqu'aux horizons superficiels.
- L'étude minéralogique indique la prédominance de la smectite. On note la présence de traces de kaolinite dans les niveaux profonds et de 30 % dans les niveaux intermédiaires. Les interstratifiés (14C-14M) de la base du puits disparaissent vers 800 cm, la vermiculite apparaît au-dessus.
- L'étude géochimique montre que la perte de matière n'est pas très importante dans l'ensemble du puits. Selon le calcul à volume constant, entre 1550 et 250 cm, la perte des éléments chimiques est la suivante :

Fe et Mn (0 %), Ti (-20 %), Al (-25 %), K (-30 %), Mg (-40 %), Si (-45 %), Ca (-50 %), Na (-75 %)

2. CARACTÈRES PARTICULIERS AU PUIITS DEM 1

Le puits Dem 1 présente une transition progressive entre les différents niveaux d'altération. Les niveaux entièrement smectitiques passent à des niveaux de plus en plus kaoliniques vers le sommet du puits. Si on élimine les niveaux sableux, on voit que la kaolinite augmente, mais sans devenir le minéral prépondérant. De même, dans les puits 7, 8, 9 et 10 de Tankièdougou, la kaolinite augmente de 10 % à la base des puits jusqu'à 50 % en surface. Dans les niveaux d'argiles bariolées, la kaolinite devient dominante.

Dans le puits Dem 1, on observe une évolution qui n'existe pas dans les puits uniquement smectitiques. Les interstratifiés disparaissent et il se forme un peu de vermiculite. Les éléments majeurs sont moyennement lessivés, excepté le fer et le manganèse. Les observations morphologiques montrent que ces deux éléments sont immobilisés, surtout entre 250 et 200 cm, dans le commencement de bariolage des altérations argileuses.

Le puits Dem 1 qui, dans son ensemble, est à dominante smectitique, présente un passage continu vers les altérations kaoliniques et les ségrégations d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Les niveaux sableux sont discordants sur cette séquence continue.

D - INTERPRÉTATION DES DIFFÉRENTS PROFILS

1. LE PROFIL D'ALTÉRATION "MIXTE", SMECTITIQUE ET KAOLINIQUE

Dans la zone d'étude sahélo-soudanienne, on a défini un profil complet, tel qu'on peut l'observer dans la région de Kaya. Décrit dans le chapitre III, il comprend de haut en bas :

- des niveaux cuirassés et carapacés,
- des niveaux d'argiles tachetées et bariolées,
- des niveaux d'altération kaoliniques,
- des niveaux d'altération smectitiques,
- la roche dure.

Ce profil observé correspond en grande partie au profil d'altération simulée de FRITZ (1975). Cet auteur étudie l'altération d'un granite, mais il prévoit que pour les roches basiques, les niveaux à kaolinite seront minces par rapport aux épais niveaux à smectites. C'est effectivement ce qui est observé dans les différentes toposéquences, sur les massifs birrimiens basiques. En revanche, l'hypothèse d'une évolution continue de l'altération exige que la totalité du profil s'altère et s'approfondisse d'une manière homogène. Cela n'est pas le cas dans la zone tropicale sèche, car les manteaux d'altération épais ne sont pas humectés sur toute leur épaisseur.

On peut schématiser les niveaux d'altération smectitiques et kaoliniques susceptibles de se former progressivement dans les régions à climat humide et dans les régions à climat sec (fig.51). L'épaisseur des niveaux smectitiques sera faible en zone humide et forte en zone sèche. Dans les toposéquences étudiées (entre 400 et 1100 mm/an), le maximum de kaolinite est observé à Tankiédougou, en climat sud-soudanien (fig.51). Les niveaux kaoliniques sont très réduits par rapport aux niveaux smectitiques. On peut donc conclure que la formation de niveaux kaoliniques très épais n'est possible, sur les roches basiques, que dans des régions plus humides et donc plus méridionales que la Haute-Volta.

Dans ce chapitre, le terme de "profil mixte" sera utilisé pour tous les profils composés de niveaux d'altération kaoliniques surmontant des niveaux d'altération smectitiques.

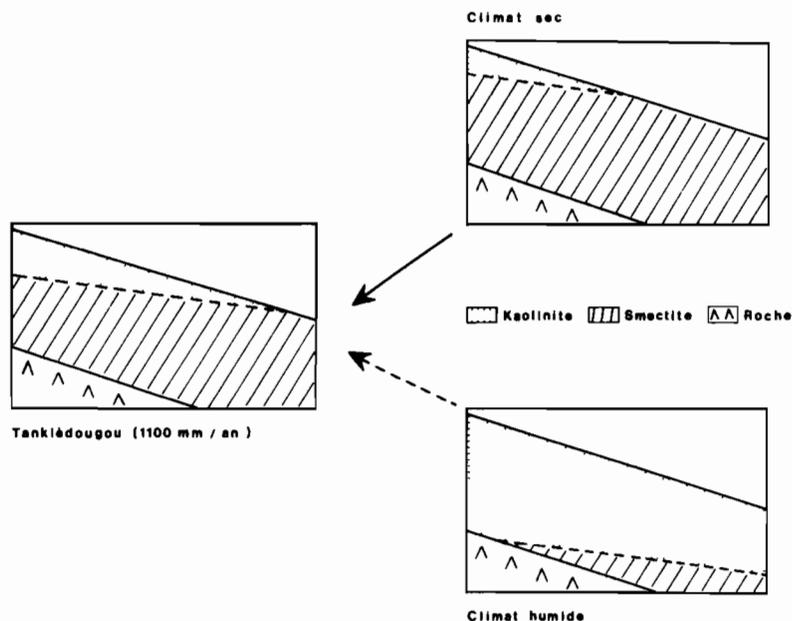


Fig.51 - Schéma de répartition des niveaux smectitiques et kaoliniques dans les régions à climat humide et dans les régions à climat sec

2. DISCUSSION DES TROIS TYPES DE PROFIL

On vient de voir que dans la succession habituelle des niveaux d'altération, les horizons kaoliniques sont plus éloignés de la roche dure que les horizons smectitiques. Les niveaux kaoliniques sont plus altérés et plus évolués. Non seulement la nature de l'altération change, mais "l'intensité" de l'altération augmente (PEDRO, DELMAS et SEDDOH, 1975). Une évolution continue du profil d'altération peut donner cette succession, bien que la quantité de smectites formée sur les roches basiques soit supérieure à la quantité de kaolinite.

En revanche, les profils entièrement smectitiques ou entièrement kaoliniques ne correspondent pas à une évolution continue du manteau d'altération.

- Les profils entièrement smectitiques correspondent à une altération ménagée. Ils se situent en position basse et leur épaisseur est faible. Ils sont fonctionnels dans les conditions climatiques actuelles.
- Les profils entièrement kaoliniques correspondent à une altération intense. Ils se situent en position haute et leur épaisseur est forte. Ils ne sont pas fonctionnels dans les conditions climatiques actuelles.

En conclusion, quand les deux types de profils cohabitent dans la même région sahélo-soudanienne, on peut dire qu'il s'agit de deux altérations d'âges différents. Les altérations smectitiques sont récentes, les altérations kaoliniques sont plus anciennes. Le profil "mixte" se compose donc de niveaux anciens surmontant des niveaux récents.

II - LES PROFILS D'ALTÉRATION RÉCENTS

De nombreux auteurs ont décrit les altérations qui se forment actuellement dans les régions tropicales sèches. Parmi les travaux récents, on peut citer ceux de PAQUET (1970), BOCQUIER (1971) au Tchad, de BOULET (1974) et LEPRUN (1979) en Haute-Volta. Dans toutes ces études, les minéraux phylliteux qui se forment actuellement par altération des roches cristallines sont principalement des smectites. De même, dans l'étude des toposéquences sur les roches basiques, on a vu que c'est *toujours la smectite* qui se forme au contact de la roche dure, dans les zones où l'altération progresse. Cette smectite se situe aussi bien au front d'altération qu'autour des boulders et des minéraux primaires inaltérés.

1. RÔLE DU CLIMAT

La smectite correspond aux premiers stades de l'altération phylliteuse en zone sahélo-soudanienne. Cependant, elle n'est pas toujours exclusive. Il existe jusqu'à 20 % de kaolinite dans les niveaux profonds des puits de la zone sud-soudanienne (Tan 7). Ce pourcentage tombe à 10 % en zone nord-soudanienne (Dem 2), il devient nul en zone sahélienne. On peut donc admettre que l'altération récente forme uniquement de la smectite en climat sahélien. Elle forme de la smectite et un peu de kaolinite en climat plus humide.

2. POSITION DANS LA TOPOGRAPHIE

Les profils smectitiques se situent non seulement sur les points bas des toposéquences, mais également sur les versants et parfois sur les sommets des collines de roches basiques.

- Des profils d'altération minces (2 à 5 m) se forment sur les fortes pentes des collines trop cultivées où la végétation a disparu et où l'érosion a tronqué les anciennes altérations. Il y a formation d'un profil jeune à partir de la roche sub-affleurante (Dem 3 et 5). Les minéraux néoformés dans ces profils sont des beidellites ferrifères et des interstratifiés chlorite-smectite. Il subsiste de nombreux minéraux primaires inaltérés.

- Des profils d'altération d'épaisseur moyenne (4 à 8 m) se forment sur l'ensemble des collines arrondies où il ne subsiste pas d'altérations anciennes au sommet du modelé. Il y a formation de profils smectitiques surmontés par des sols bruns (Tankiédougou, Méné, Kolel 4). Sur les points bas se forment des sols bruns à tendance verticale.
- Dans les profils d'altération épais (> 10 m), les niveaux d'altération smectitiques se situent sur les points bas des toposéquences (Kolel, Dem). Mais on les trouve également sous les niveaux kaoliniques des points hauts (Dem 7, 9, 10 et 11), excepté pour le puits KO-6.
- Dans les niveaux intermédiaires et superficiels des profils d'altération, les boules de roche et les minéraux primaires isolés se transforment également en smectites et en interstratifiés (14C-14M). La pellicule d'altération est mince et les transformations sont ménagées en quantité et en intensité (Kolel 1 et 2).

3. CONCLUSION

On peut dire que la smectite est omniprésente sur les massifs de roches basiques. On la trouve dans les bas-fonds, sur les versants et même sur les sommets des collines. Cette smectite est seule dans les zones sahéliennes et dans les profils minces. Elle est accompagnée d'un peu de kaolinite dans les zones sud-soudaniennes et dans les profils plus épais.

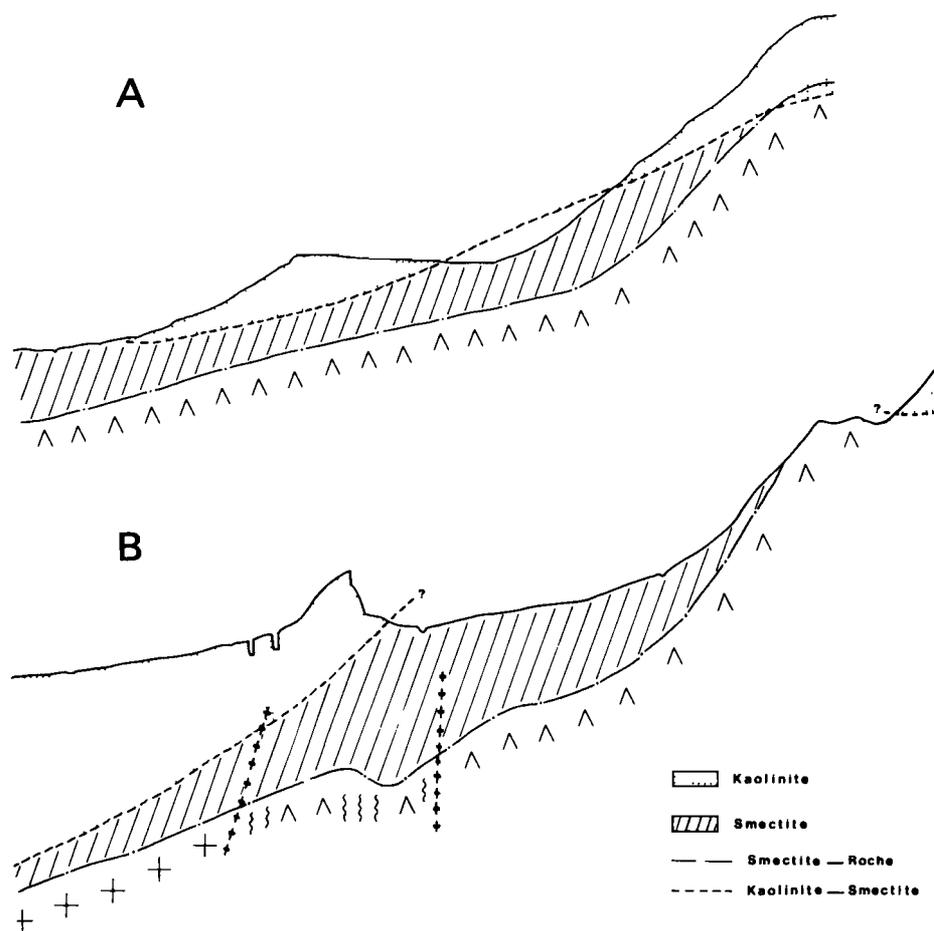


Fig.52 - Schéma des limites entre altérations smectitiques et kaoliniques à Kolel (A) et à Dem (B)

III - LES PROFILS D'ALTÉRATION ANCIENS

A - LES PROFILS ANCIENS NON REMANIÉS

De nombreux auteurs ont noté le caractère relictuel des profils kaoliniques que l'on observe dans les régions à climat sahélien. C'est le cas notamment de MAIGNIEN (1960), de SOURDAT (1977) et, en Haute-Volta, de BOULET (1974) et de LEPRUN (1979). Les grands profils kaoliniques sont anciens, d'après ces auteurs, et les climats actuels ont bien du mal à les faire évoluer.

1. LES PROFILS FIGÉS

La pluviosité est faible dans les zones sahéliennes et nord-soudaniennes. Les profils épais ne sont pas humectés sur toute leur épaisseur. Les niveaux profonds restent secs et non fonctionnels, c'est le cas du puits KO-6. De plus, les profils kaoliniques sont souvent en position haute dans le paysage, au sommet d'une colline (KO-6) ou au sommet d'une butte témoin (Dem 10). Cette position empêche tout apport d'eau venue de l'amont.

2. LES PROFILS QUI S'APPROFONDISSENT

Lorsque les profils kaoliniques s'approfondissent, on a vu que les altérations qui se forment ne sont pas kaoliniques mais smectitiques. Les toposéquences de Kolel et de Dem permettent de dessiner les limites du front d'altération et les limites entre les altérations kaoliniques et smectitiques (fig.52).

L'examen de la figure montre que le front d'altération a une pente différente de la limite entre smectites et kaolinite, qui est un front d'altération ancien. Dans la toposéquence de Kolel, les puits aval possèdent un front d'altération moins pentu que la limite kaolinique située au-dessus. En revanche, les puits amont ne possèdent pas d'altération smectitique et les deux limites se rejoignent (fig.52A). Dans la toposéquence de Dem, sous les profils cuirassés, le front d'altération récent a également une pente moins forte que celle de la limite des altérations kaoliniques (fig.52 B).

L'approfondissement du front d'altération s'accompagne donc d'un changement de sa pente qui se rapproche de l'horizontale. Il y a donc aplanissement souterrain de la roche en voie d'altération.

B - LES PROFILS ANCIENS REMANIÉS

Dans les niveaux superficiels et dans les sols, la quantité de kaolinite peut devenir importante, quel que soit le profil d'altération sous-jacent. C'est le cas notamment à Kolel (Kolel 2 et 3), à Dem (Dem 2) et à Tankiédougou (Tan 6 et 7). Plusieurs hypothèses peuvent expliquer l'abondance de kaolinite.

- *Les niveaux de surface humectés évolueraient périodiquement.* Une altération poussée donnerait naissance à la kaolinite, même dans les régions sahéliennes. Mais on a vu, dans ces régions, que les néoformations dans les horizons de surface ne sont justement pas kaoliniques.
- *Les niveaux de surface seraient pollués* par des apports éoliens de kaolinite. Mais les études géochimiques montrent une continuité entre les horizons profonds et les horizons de surface.
- *Les niveaux de surface auraient hérité la kaolinite* de profils d'altération antérieurs. Là est sans doute la bonne hypothèse, car on peut trouver parfois les racines intactes de ces anciens profils kaoliniques. Mais le plus souvent cet héritage s'est trouvé remanié. Ce remaniement sur place est confirmé par les faits suivants.
 - Il y a augmentation de la densité apparente dans les niveaux superficiels (de 150 cm à la surface).
 - Dans ces niveaux, il y a concentration des minéraux lourds.
 - On trouve parfois, dans ces niveaux, des résidus de formations cuirassées (gravillons et minéraux ferruginisés).

On peut donc admettre que, dans ces horizons superficiels, une partie de la fraction fine est évacuée et la fraction grossière est concentrée. Cependant, le remaniement d'anciens profils ne contenant que de la kaolinite et de la goéthite permet de conserver une quantité élevée de ces minéraux dans les niveaux de surface.

En conclusion, l'abondance de la kaolinite dans les horizons superficiels des profils provient de la présence de niveaux remaniés de la couverture kaolinique antérieure. Les autres facteurs tels que formation sur place ou pollution n'interviennent que pour une faible part.

IV - LA TRANSFORMATION DES PROFILS D'ALTÉRATION ANCIENS

La présence de minéraux inhabituels et même anormaux dans certains profils kaoliniques a été décrite par quelques auteurs. HARRISON (1933) observe la présence de feldspaths et de chlorites dans des profils latéritiques du Ghana. LAJOINIE et BONIFAS (1961) décrivent des chlorites dans un environnement gibbsitique des latérites de Guinée. Les auteurs russes notent la présence d'hydrobiotites dans les altérations kaoliniques de la plateforme sibérienne (AKULSHINA et PISAREVA, 1970). Tous ces minéraux peuvent provenir de faibles transformations de la roche initiale, mais ils sont incompatibles avec une altération poussée de type monosiallitique.

Dans l'étude des toposéquences, les niveaux d'altération kaoliniques semblent relativement stables dans les conditions climatiques actuelles. Cependant, certaines transformations se produisent, en particulier dans les minéraux relictuels contenus dans les profils. Cette reprise des altérations kaoliniques est un argument supplémentaire pour montrer que celles-ci sont anciennes dans la zone étudiée.

A - TRANSFORMATIONS DANS LES NIVEAUX KAOLINIQUES INTERMÉDIAIRES ET SUPERFICIELS

Les profils entièrement kaoliniques des zones tropicales sèches présentent des caractères différents des profils ferrallitiques de la zone tropicale humide. En effet, les manteaux d'altération kaoliniques des régions sahélo-soudanaises contiennent beaucoup de minéraux résiduels et ont une composition chimique différente de celle des altérations ferrallitiques.

1. LES MINÉRAUX RÉSIDUELS

Dans les profils entièrement kaoliniques on a pu observer des minéraux primaires à peine altérés. On trouve des boules dans le profil KO-6, entourées d'écorces d'altération kaoliniques. Dans les horizons pédologiques, les débris de roche inaltérée sont plus abondants, les remaniements et les tassements les concentrent.

Ces minéraux ou débris résiduels sont repris par l'altération récente. Dans le puits KO-6, ils alimentent des pseudo-mycéliums de calcite. Ces cristallisations de calcite se situent dans les fissures et canaux des argiles bariolées. On observe également cette calcite dans les horizons pédologiques, accompagnée de petites quantités d'interstratifiés (14C-14M). La présence de ces pseudo-mycéliums est fréquente en zone sahélienne (Kolel) et nord-soudanaise (Dem). Elle n'a pas été observée en zone sud-soudanaise (Tankiédougou). La genèse de cette calcite est récente et de toute façon postérieure à la genèse de la kaolinite.

Dans les horizons pédologiques, les minéraux résiduels sont plus abondants. La reprise de l'altération récente peut s'exercer sur des niveaux très riches en minéraux altérables. Dans ce cas, les horizons de surface sont un véritable "réservoir" d'éléments chimiques. On peut observer, en particulier dans la zone sahélienne (KO-3), des altérations smectitiques surmontant des altérations kaoliniques.

2. ABONDANCE DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES DANS LES NIVEAUX SUPERFICIELS

Les profils kaoliniques montrent une grande homogénéité dans leur composition chimique, depuis la base jusqu'au sommet. Cependant, une étude détaillée permet de voir que certains alcalins et alcalino-terreux sont plus abondants vers le sommet des profils que dans les niveaux profonds.

- Pour les niveaux à structure conservée du puits KO-6, la teneur en calcium est de 0,5 à 1 % plus forte vers le haut du profil. Le calcul à volume constant montre que les éléments chimiques restent stables entre 900 et 400 cm. En revanche, entre 400 et 150 cm, *les argiles bariolées sont en moyenne 1,3 fois plus riches en Si, Al, Fe, Mn, Ti et K que les niveaux sous-jacents.*
- Dans une tranchée au flanc d'une butte cuirassée (Méné 18), on a recoupé des horizons d'argiles tachetées et de carapaces partiellement remaniés, surmontant une lithomarge kaolinique blanche. Les analyses moyennes de ces deux types de niveaux sont regroupées dans le tableau XLV.

Tableau XLV

Composition moyenne des horizons kaoliniques de la tranchée de Méné 18

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
Argiles tachetées n = 4	31,89	25,65	0,26	0,10	28,13	0,07	1,43	-0,02	0,56	11,12
Lithomarge kaolinique n = 8	68,91	16,58	0,44	0,06	4,66	0,03	0,46	-0,02	2,35	5,28

L'examen du tableau indique une augmentation considérable de Fe et Ti dans les argiles tachetées et une forte diminution de Si et K. Al, Ca et Mn augmentent également vers le haut du profil. L'étude des éléments traces montre une augmentation de Sr, V, Ni, Co, Cr et une diminution de B, Ba et Pb dans ces mêmes niveaux d'argiles tachetées.

On voit donc que les teneurs de nombreux éléments augmentent fortement si les niveaux superficiels sont remaniés. Dans le cas d'un démantèlement de cuirasse, l'enrichissement est encore amplifié pour certains éléments (LEPRUN, 1977, 1979).

3. CONCLUSION

L'étude des niveaux intermédiaires et superficiels kaoliniques fait apparaître trois points importants.

- *Dans les niveaux intermédiaires à structure conservée, une altération bisiallitique des minéraux résiduels succède à l'ancienne altération monosiallitique.*
- *Dans les niveaux superficiels remaniés, la proportion de minéraux résiduels est plus forte et l'altération smectitique est accentuée par rapport aux niveaux intermédiaires.*
- *Dans les niveaux superficiels remaniés ou non remaniés, on observe que certains éléments chimiques sont plus abondants que dans les niveaux kaoliniques sous-jacents. En particulier, les niveaux d'argiles bariolées sont moins lixiviés que la lithomarge blanche qui est située au-dessous. Ce phénomène sera discuté dans le chapitre suivant.*

B - TRANSFORMATIONS DANS LES NIVEAUX KAOLINIQUES PROFONDS

Sous les niveaux qui ne contiennent que de la kaolinite, il se forme des altérations qui contiennent principalement des smectites. Sous les profils cuirassés de Dem, par exemple, les résistivités apparentes des niveaux proches du front d'altération correspondent à des smectites (Dem 9 = 10 Ω .m; Dem 10 et 11 = 7 Ω .m). Si le passage est brutal entre les altérations kaoliniques et smectitiques, il est intéressant de suivre l'évolution des minéraux dans les deux types d'altération.

1. LES PYROXÈNES

L'étude de la toposéquence de Kolel a montré les deux évolutions possibles des pyroxènes.

- Ils donnent une trame de goéthite entourant des vides et de la kaolinite. La trame ferrugineuse souligne les bords du cristal et imprègne les fractures.
- Ils donnent des smectites alignées selon la direction d'allongement du cristal et les clivages fins. Le fer est mobilisé dans le réseau de la smectite et les contours et les cassures du pyroxène s'estompent.

Dans les deux cas, l'habitus de l'altération est très différent. Il n'y a pas possibilité de passage de l'une des formes altérées à l'autre. Un pyroxène transformé en smectites conserve ses clivages fins et perd ses contours et ses cassures, alors qu'un pyroxène transformé en kaolinite perd ses clivages et conserve sa forme initiale soulignée par la goéthite. Les transformations de l'altération smectitique ne peuvent redonner les faciès de l'altération kaolinique et l'inverse est également vrai.

Plus rarement, les deux formes d'altération peuvent exister au sein d'un même cristal. Dans le niveau 900 cm du puits KO-3, les pyroxènes sont altérés selon la trame goéthitique caractéristique de l'altération kaolinique. A l'intérieur de cette trame, il subsiste des noyaux de pyroxène qui sont transformés en smectites. *Pour les deux faciès, les transformations s'effectuent à partir du pyroxène initial et non à partir des minéraux secondaires.*

2. LES AUTRES MINÉRAUX

Les biotites, les chlorites, les amphiboles et les épidotes présentent également des faciès différents selon que leur altération est smectitique ou kaolinique. Elles ne peuvent évoluer d'une forme à argile gonflante où les contours ont tendance à s'estomper, à une forme ferruginisée où les contours sont strictement respectés.

Les plagioclases présentent des faciès plus difficiles à reconnaître au microscope. L'altération kaolinique forme des amas cryptocristallins et quelques grosses phyllites en accordéon. L'altération smectitique forme des filonnets fibro-radiés qui recoupent le cristal en tous sens.

En conclusion, on peut dire que la reprise des niveaux kaoliniques profonds s'effectue toujours à partir des reliques des minéraux primaires. Une altération smectitique plus jeune se développe dans les débris, les écailles et les boules de roche inaltérée.

C - INVASION D'UN PROFIL KAOLINIQUE PAR LA BASE

Le cas d'anciens profils kaoliniques repris par la base est observé dans la zone d'approfondissement géochimique de Dem. C'est à l'aplomb du rebord de cuirasse que naît cet approfondissement : la pente de la butte cuirassée sert d'impluvium et il n'y a pas d'écoulement de la cuvette vers la plaine de Dem (Pl.VI).

Dans les niveaux intermédiaires des profils, l'observation montre l'invasion des structures par les argiles gonflantes.

- Dans le puits Dem 4, les fissures et les pores sont comblés par les smectites. Les filonnets de quartz sont intacts.
- Dans le puits Dem 7, un réseau serré de fissures et de diaclases est rempli de smectites. Les minéraux sont remplacés également par le plasma smectitique. Des amas de kaolinite subsistent à l'emplacement des feldspaths.

En conséquence, on peut donc distinguer deux phénomènes importants dans la zone d'approfondissement géochimique.

- *Un surcreusement de la roche à la base des niveaux inférieurs*, qui approfondit un profil entièrement confiné. Tous les minéraux altérables donnent 100 % de smectite, et les fissures et les diaclases sont comblées également par les argiles gonflantes.
- *Une invasion smectitique des niveaux intermédiaires*, qui reprend un ancien profil kaolinique. Dans le puits Dem 7, en effet, on passe brutalement d'une argile bariolée à 100 % de kaolinite (de 100 à 550 cm de profondeur) à une "argile bariolée" à 80 % de smectites (de 550 à 700 cm). Toute la base des argiles bariolées est envahie par les smectites.

Dans l'approfondissement géochimique, on a donc formation de smectites, à partir des minéraux primaires à la base et des minéraux résiduels dans les niveaux intermédiaires, mais on a également néogenèse de smectites dans les pores et les fissures.

D - INVASION D'UN PROFIL KAOLINIQUE PAR LE SOMMET

Le cas d'un ancien profil kaolinique repris par le sommet est observé dans le puits Kolel 3. Ce puits se situe en position haute et possède des réserves importantes de minéraux primaires dans les boulders des horizons superficiels (Pl.V).

Le puits KO-3 comporte des niveaux kaoliniques (entre 900 et 600 cm) qui surmontent des niveaux smectitiques (de 900 à 1300 cm). Dans les niveaux au-dessus de 600 cm en revanche, les observations montrent une évolution complexe.

- La morphologie correspond à un ancien profil kaolinique : lithomarge surmontée d'argiles bariolées.
- La minéralogie correspond à un profil smectitique : 70 à 80 % de smectite au-dessus du niveau 600 cm.

Cette smectite se développe à partir des minéraux résiduels en place, mais également à partir de néoformations dans les fissures et les pores. De par la position haute du profil, les solutions ne peuvent venir que des horizons superficiels du sol brun.

Le résultat final est donc constitué par des niveaux kaoliniques coincés entre des niveaux smectitiques plus récents. Ce phénomène n'est visible qu'en zone sahélienne, quand l'altération en smectites à partir des minéraux résiduels est fonctionnelle en haut et en bas de profil.

En conclusion, l'invasion des smectites néoformées s'effectue verticalement, par le sommet du puits KO-3. A l'inverse, l'invasion des smectites néoformées s'effectue par la base, dans le puits Dem 7. Les mécanismes sont semblables et verticaux, mais l'un se produit dans les points bas des toposéquences, l'autre sur les points hauts qui contiennent des réserves de minéraux inaltérés.

E - CONCLUSION

La reprise des anciens profils kaoliniques par l'altération smectitique récente peut se marquer d'une manière discrète dans les toposéquences. Elle peut également correspondre à des changements importants des profils d'altération.

- *Dans les profils peu modifiés*, l'influence de l'altération récente se marque par une transformation des minéraux résiduels contenus dans le profil. Si la transformation est très faible, elle produit des pseudo-mycéliums de calcite au sein des niveaux kaoliniques. Si la transformation est plus forte, elle produit des interstratifiés (14C-14M) et des smectites en faible quantité.
- *Dans les profils très modifiés*, l'altération récente se marque surtout par un approfondissement des profils. Des niveaux smectitiques se forment à la base des anciens profils kaoliniques. L'altération progresse à partir des minéraux primaires disponibles et il se forme un profil mixte.
- *Dans les profils complexes*, l'altération récente en smectite peut gagner sur les anciennes altérations kaoliniques. Dans ce cas, il y a invasion, soit par la base, soit par le sommet, des horizons à kaolinite. Ces invasions verticales englobent la reprise des minéraux résiduels (altéroplasation) et les mouvements, transports et néoformations dans les vides (pédoplasation).

V - LA STABILITÉ DE LA KAOLINITE ET DE LA SMECTITE

La genèse de la kaolinite ou de la smectite a été envisagée jusqu'ici à partir des minéraux primaires de la roche : soit au front d'altération ou dans des boulders, soit dans des minéraux reliques disséminés dans les profils ou concentrés dans les horizons superficiels. Mais la question se pose maintenant de la formation de kaolinite à partir de la destruction des smectites. Inversement, au cours de la reprise d'anciens profils, se pose la question de la formation des smectites à partir des kaolinites.

A - PASSAGE DE LA SMECTITE A LA KAOLINITE

De nombreux auteurs ont montré que l'évolution normale des minéraux phylliteux, si l'hydrolyse et le lessivage sont intenses, conduit à la destruction de la smectite et à la formation de kaolinite. Le passage d'un minéral à l'autre est connu, en particulier depuis CAILLÈRE et HENIN (1947), WEAVER (1959), JACKSON (1959, 1965, 1968), HARRISON et MURRAY (1959), MILLOT (1964), TARDY (1969), VELDE (1977), MEUNIER (1977). Dans les régions tropicales humides de nombreux exemples sont décrits par BAYLISS et LOUGHNAN (1964), TARDY (1969), ESWARAN et SYS (1972), ESWARAN et de CONINCK (1971), NOVIKOFF (1974).

En revanche, le mécanisme qui permet cette transformation de smectite en kaolinite est moins bien connu. Un interstratifié intermédiaire entre les deux minéraux est observé, en particulier par ALTSCHULER, DWORNIK et KRAMER (1963) ; SHIMOYAMA, JOHNS et SUDO (1969) ; WIEWIORA (1972). Mais la présence d'une interstratification kaolinite-smectite n'est peut-être pas indispensable au passage d'un minéral à l'autre. La formation de kaolinite reste principalement une néoformation à partir des éléments fournis par la destruction des réseaux (MILLOT, 1964 ; LUCAS, TRAUTH et THIRY, 1974 ; KITTRICK, 1970).

Dans les régions sahélo-soudaniennes, l'étude des toposéquences a montré que le minéral phylliteux en équilibre avec le climat est la smectite. Les conditions d'hydrolyse et de lessivage ne sont jamais assez agressives pour que la stabilité de la smectite soit compromise. Aucune trace d'interstratifié (7-14M) n'a été déterminée aux rayons X. La kaolinite se forme uniquement en petite quantité dans les régions sud-soudaniennes, à partir de minéraux comme les feldspaths (Tan 5). Elle se forme également dans les fissures et diaclases qui assurent un drainage intense (Tan 6). Dans tous les cas, les minéraux primaires transformés en smectites prennent un faciès qui n'évolue pas ensuite vers les formes habituelles de l'altération kaolinique.

B - PASSAGE DE LA KAOLINITE A LA SMECTITE

On observe la même stabilité pour la kaolinite des profils épais. Les minéraux ayant subi une altération dans ces niveaux anciens donnent une trame goethitique qui entoure des amas de kaolinite et des vides. Cette transformation est irréversible. Et la kaolinite subsiste dans un milieu qui transforme en smectite les minéraux résiduels, remplit les diaclases et efface les structures. Les diagrammes de rayons X confirment cette stabilité de la kaolinite au sein des argiles gonflantes.

- Dans le puits Dem 7, il subsiste 20 à 30 % de kaolinite dans les niveaux d'argiles bariolées envahis par les smectites vert pistache.
- Dans le puits KO-3, la proportion de kaolinite est de 30 à 40 % dans les niveaux supérieurs envahis par les smectites.

Le passage de la kaolinite à la smectite est théoriquement possible (JACKSON, 1968). On peut penser que cela se produit dans les zones très confinantes du Tchad (BOCQUIER, 1971) et de la Haute-Volta (BOULET, 1974). Mais si la recristallisation de la kaolinite en smectite est réalisable en milieu confiné au point de vue thermodynamique, la cinétique de la réaction est très lente dans ce milieu peu agressif. D'autre part, le domaine de stabilité de la kaolinite est très large et chevauche celui de la smectite. C'est pourquoi il a été remarqué que la kaolinite est stable dans les manteaux d'altération (MILLOT, 1964 ; FRITZ, 1975 ; FRITZ et TARDY, 1976).

La transformation des kaolinites en smectites n'est observée par aucune méthode, dans la zone étudiée. Si bien que la kaolinite est seulement diluée dans un matériel qui s'enrichit en smectites. Sur les massifs birrimiens de Haute-Volta, la diminution de la kaolinite dans les profils repris par l'altération smectitique doit être considérée comme essentiellement relative.

VI - CONCLUSIONS

Dans les régions sahélo-soudaniennes, on observe quatre sortes de profils sur les altérations issues des roches basiques.

- Les profils entièrement kaoliniques sont anciens et non fonctionnels.
- Les profils entièrement smectitiques sont plus récents et fonctionnent actuellement.
- Les profils mixtes présentent des niveaux kaoliniques surmontant des niveaux smectitiques.
- Les profils complexes présentent des niveaux reconnaissables d'altération kaolinique, envahis à la base ou au sommet par des altérations smectitiques.

L'examen de nombreux puits permet d'affirmer que les profils mixtes sont les plus abondants. Ils représentent l'état actuel le plus fréquent du manteau d'altération dans ces régions.

Les conclusions les plus importantes du présent chapitre nous montrent que ces profils mixtes et complexes sont le résultat d'altérations smectitiques succédant aux altérations kaoliniques anciennes. Le raisonnement peut être résumé par les points suivants.

1. *La smectite est omniprésente sur les collines basiques.* Elle se rencontre à tous les niveaux des profils, pour peu qu'il existe des minéraux primaires altérables.
2. *La genèse actuelle des altérations est essentiellement smectitique.* Dans les régions sud-soudaniennes, il se forme beaucoup de smectites et très peu de kaolinite.
3. *Les smectites et la kaolinite sont stables.* Elles sont en équilibre avec les milieux des régions sahélo-soudaniennes qui provoquent leur néoformation. Mais la quantité de kaolinite qui se forme actuellement est réduite par rapport aux quantités héritées des périodes anciennes. Ces kaolinites héritées sont fossiles, elles ne rencontrent pas les conditions nécessaires à leur transformation.
4. *Les profils anciens kaoliniques ne sont pas figés.* Des reprises de ces profils sont mises en évidence, soit à la base, soit au sommet des niveaux kaoliniques.
 - *La reprise du haut des profils est faible.* Elle correspond à l'altération des minéraux résiduels. Il se forme un peu de calcite, d'interstratifiés ou de smectites.
 - *La reprise de la base des profils est forte.* Elle correspond à un approfondissement du manteau d'altération. Il se forme le profil mixte le plus fréquent : kaolinique au sommet, smectitique à la base.
5. *L'invasion des profils anciens kaoliniques est rare.* Elle correspond aux profils complexes où l'invasion se produit verticalement, soit par les niveaux inférieurs, soit par les niveaux supérieurs du profil. L'enrichissement en smectites s'effectue de deux façons : par altération des minéraux résiduels, mais aussi par néoformations dans les pores et fissures.

CHAPITRE VIII

L'ÉVOLUTION LITHODÉPENDANTE VERTICALE DES MANTEAUX D'ALTÉRATION

Dans les chapitres précédents, il a souvent été question de l'évolution des compositions minéralogiques et chimiques au long des profils. Ces évolutions montrent toujours l'importance essentielle de la roche mère dans les phénomènes qui engendrent les altérations. Et cela aussi bien dans les niveaux d'altération profonds, ce qui semblait prévisible, que dans les horizons superficiels et les niveaux cuirassés, ce qui peut paraître moins évident. On peut chercher à définir l'influence de la roche mère, soit sur la genèse des minéraux secondaires, soit sur les bilans géochimiques des différents niveaux d'altération. Dans tous les cas, la roche de départ a une action déterminante et reconnaissable, malgré l'influence des facteurs climatiques et topographiques. C'est cette influence marquée et reconnaissable qui a été appelée lithodépendance dans la zone étudiée ici.

D'autre part, de nombreuses observations ont montré que les évolutions s'effectuent selon une dynamique verticale. L'importance des reliefs sur les massifs birrimiens basiques aurait pu faire supposer l'inverse, ou tout au moins une certaine dynamique latérale. Dans ce chapitre, on examine l'évolution sur place de tous les niveaux d'altération. Les possibilités de lessivage, de transport et de pollution des niveaux superficiels sont également envisagés. Une comparaison des profils sur les roches basiques avec les profils sur les granites est esquissée. Enfin, le cas d'un contact net entre deux roches illustre la dépendance stricte des altérations vis à vis des roches qui les engendrent.

I - LITHODÉPENDANCE MINÉRALOGIQUE DES ALTÉRATIONS

A - LITHODÉPENDANCE A L'ÉCHELLE DES NIVEAUX D'ALTÉRATION

Un grand nombre d'observations sur les toposéquences montrent que certains caractères d'une roche se maintiennent dans les niveaux d'altération. Les différentes familles pétrographiques donnent des altérites qui peuvent se distinguer facilement, d'après les mesures physico-chimiques et d'après le squelette quartzéux. Les contacts entre deux roches se conservent dans les altérations.

1. MESURES PHYSICO-CHIMIQUES

a) Les mesures des résistivités apparentes permettent un diagnostic de la roche mère sans atteindre les niveaux profonds d'altération. Elles indiquent aussi la nature argileuse de ces niveaux profonds. Elles indiquent également si la roche forme une lithomarge argileuse ou une arène riche en quartz.

- Les lithomarges argileuses ont une résistivité faible :
KO-1 = 9 Ω .m, Dem 7 = 4 à 7 Ω .m
- Les arènes granitiques ont une résistivité forte :
Tan 5 = 55 Ω .m, Dem 8 = 180 Ω .m

La famille des roches granitiques donne des altérations dont la résistivité est supérieure à 50 Ω .m, la famille des roches basiques possède des altérations à résistivité inférieure à cette valeur. La séparation tranchée en deux groupes de roches correspond à la forme des courbes de sondages électriques (chap.II). Les altérations profondes dépendent strictement des roches acides ou basiques dont elles sont issues.

b) *Les mesures granulométriques et des densités apparentes* confirment les observations morphologiques effectuées dans les puits. Elles permettent d'apprécier la nature de la roche mère.

- *La composition granulométrique* de la roche se maintient souvent dans les profils jusqu'aux horizons pédologiques. En effet, les minéraux phylliteux secondaires de grande taille ($> 2 \mu$) se forment surtout à l'intérieur des minéraux primaires. La structure de la roche et l'assemblage des grains sont conservés.
- *Les densités apparentes* des niveaux d'altération permettent de mettre en évidence les passées moins altérées dans le profil. Ces passées plus dures correspondent à des récurrences de la roche mère ou à des niveaux hétérogènes.

2. ROCHES AVEC OU SANS FILONS DE QUARTZ

La différence primordiale qui s'établit entre les roches granitiques donnant des arènes et les roches basiques donnant des lithomarges argileuses a été mise en évidence par les mesures géophysiques. Mais au sein des roches basiques, il existe également des différences entre les manteaux d'altération des roches avec ou sans quartz.

a) *Les roches basiques à filons de quartz*

Toutes les observations dans les trois toposéquences ont montré que les filonnets de quartz sont inaltérés dans les niveaux d'altération profonds et intermédiaires. Cette observation est une preuve supplémentaire de la conservation des volumes dans les altérations.

- *Dans les puits Tan 6 et 7*, on peut suivre les filons ou les passées quartziques jusqu'à la base des sols bruns. Ces filons se fauchent, se fracturent et se dispersent en blocs et débris dans les horizons inférieurs du sol brun.
- *Dans le puits Dem 1*, les filonnets se suivent verticalement jusqu'à 2 m de la surface. Ils sont brutalement interrompus à la base de l'horizon sableux et dispersés avec d'autres débris sous forme de "stone line".
- *Dans le puits Dem 4*, les passées quartzitiques du chlorito-schiste permettent de suivre la schistosité initiale dans les niveaux vertiques jusqu'à 430 cm de profondeur.

Tous ces exemples montrent que les filons de quartz sont d'excellents indicateurs de la structure et de la nature de la roche mère.

b) *Les roches basiques sans filons de quartz*

Dans les roches sans quartz comme la norite de Kolel, il n'existe pas de filons de quartz pouvant servir de repère de bas en haut des profils. Cependant, les altérations des plagioclases en milieu smectitique ont formé des néogènes de quartz-calcédoine accompagnant la saussuritisation. Ces néogènes sont peu abondantes, mais se conservent dans les niveaux d'altération.

c) *En conclusion*, on peut dire que le quartz, et particulièrement le quartz filonien, est bien conservé dans les manteaux d'altération des roches basiques, et cela quelle que soit son origine : héritage de la roche mère ou néoformation discrète dans les altérations. C'est l'inverse qui se produit dans les niveaux cuirassés issus des roches basiques ou de toute autre roche : le quartz s'y altère progressivement (LEPRUN, 1979).

3. LE CONTACT ENTRE DEUX ROCHES

L'étude de la toposéquence de Tankièdougou a permis l'étude d'un puits recoupant un contact entre une arène granitique et un schiste amphibolique altéré (Tan 9). Ce contact est brutal, il est souligné par un liseré de quartz de 1 cm, une schistosité parallèle au contact se développe dans l'amphibolite. Les deux altérations sont bien séparées et n'interfèrent pas l'une avec l'autre (Tabl.XLVI).

Tableau XLVI

Composition minéralogique (argile + limons) du contact amphibolite-granite dans le puits 9 de Tankiédougou

	Profondeur cm	Smectite %	Kaolinite %	Illite %	Quartz	Autres minéraux
Amphibolite	600	80	20	+	+	Amphibole +
	650	80	20	+	++	Amphibole +
Granite	700	50	30	20	+++	Feldspath ++
	750	50	30	20	+++	Feldspath ++

minéraux accessoires < 5 % : +++ = abondant, ++ = moyen, + = rare

L'examen du tableau montre les différences minéralogiques de chaque côté du contact lithologique. Dans une altération smectitique et à un moindre degré kaolinique, l'illite et le quartz sont abondants dans l'arène granitique et rares dans l'altération de l'amphibolite. Cette dernière altération laisse des résidus d'amphiboles, tandis que celle du granite laisse des feldspaths inaltérés.

Les caractéristiques minéralogiques de chaque roche se retrouvent conservées dans les deux altérations. Nous verrons plus loin que les compositions chimiques des deux altérations montrent également la même lithodépendance. On peut alors affirmer que le contact lithologique entre deux roches reste une limite entre deux altérations.

B - LITHODÉPENDANCE A L'ÉCHELLE DES MINÉRAUX

L'étude des toposéquences a permis de constater que les transformations minéralogiques s'effectuent en priorité à l'intérieur des minéraux. Les premières transformations des pyroxènes et des feldspaths, étudiées dans le chapitre VI, ont montré les transformations dans des microsystemes liés étroitement à chaque cristal. Dans les altérations plus poussées, la plupart des minéraux secondaires sont formés en remplacement des minéraux primaires, et strictement à la place de ces derniers.

Dans quelques cas, on a observé des néogénèses de minéraux secondaires dans les diaclases et les pores, sous forme d'empilements de phyllites fibro-radiées ou de cutanes de remplissage. Ces phénomènes, surtout visibles dans les niveaux intermédiaires et superficiels, sont quantitativement moins importants que les transformations au sein des minéraux. Si l'on nomme *plasma primaire* les phyllites liées aux minéraux, on peut considérer comme *plasma secondaire* les phyllites liées aux zones de circulation. Le plasma primaire est considérablement plus abondant que le plasma secondaire.

Certains minéraux primaires sont très résistants, même aux conditions d'altération agressives. On sait cependant, depuis les travaux de DOUCET (1964, 1966), que même les minéraux très stables sont susceptibles de s'altérer dans les conditions supergènes.

1. LES MINÉRAUX PRIMAIRES

a) Rappel des faits

Les trois toposéquences ont permis d'observer un grand nombre de minéraux primaires. Les observations au microscope montrent que certains se transforment et d'autres sont relativement stables dans les niveaux d'altération étudiés. Les évolutions observées sont représentées pour cinq types de roches (Tabl. XLVII).

Tableau XLVII

Evolution des minéraux primaires dans cinq types de roches en Haute-Volta

		Gabbro-Norite		Serpentinite		Granodiorite		Diabase		Amphibolite	
		M. primaires	Transformation	M. primaires	Transformation	M. primaires	Transformation	M. primaires	Transformation	M. primaires	Transformation
Niveaux d'altération intermédiaires et superficiels	smectitiques	pyroxène } amphibole } chlorite (14C-14M) } labrador } épidote } magnétite } (plasma secondaire + calcite + smectite)	smectite	amphibole } chlorite (14C-14M) } magnétite } serpentine } talc }	smectite goethite dissolution inaltéré	hornblende } (14C-14M) } chlorite } biotite } (10-14V) oligoclase } séricite } quartz }	smectite (10-14V) smectite séricite inaltéré	amphibole } chlorite (14C-14M) } albite } épidote } quartz } magnétite } (plasma secondaire, dans surcreusement, smectite)	smectite vermiculite inaltérés	chlorite } (14C-14M) } andésine } amphibole } épidote } quartz }	smectite très peu de smectite inaltérés
	kaoliniques	pyroxène } amphibole } chlorite } labrador } magnétite }	kaolinite + goethite goethite hématite			oligoclase séricite	kaolinite séricite	albite magnétite	kaolinite goethite hématite	(argilanes dans fissures, kaolinite + goethite)	
Niveaux d'altération profonds	smectitiques	pyroxène } chlorite (14C-14M) } smectite } fracturation } quartz } calcite } épidote } magnétite } inaltérée	amphibole } chlorite (14C-14M) } smectite } serpentine } magnétite }	chlorite } talc } (14C-14M) } inaltérée } inaltérée }	hornblende } biotite } oligoclase } quartz }	(14C-14M) chlorite inaltérés	amphibole } chlorite (14C-14M) } albite } épidote } quartz } magnétite }	chlorite } (14C-14M) } inaltérés	biotite } andésine } pyrite } amphibole } épidote } quartz }	chlorite } (14C-14M) } goethite } inaltérés	
	kaoliniques	pyroxène } labrador } magnétite }	kaolinite goethite kaolinite inaltérée							(Un peu de kaolinite dans les fissures)	
Séquence d'évolution maximum		pyroxène → amphibole → chlorite + (14C-14M) → smectite pyroxène → kaolinite goethite		amphibole → chlorite + (14C-14M) → smectite		hornblende → (14C-14M) → smectite biotite → chlorite + (10-14V) → smectite		amphibole → chlorite + (14C-14M) → smectite		andésine + biotite → chlorite + (14C-14M) → smectite	

b) Interprétation des faits

L'examen du tableau XLVII montre que ce sont en général les pyroxènes et les amphiboles, ainsi que la biotite, qui s'altèrent en premier dans les niveaux smectitiques profonds. Les plagioclases s'altèrent ensuite, ainsi que les chlorites, dans les niveaux intermédiaires. Une exception apparaît pour les amphibolites de Tankièdougou, où l'amphibole est de grande taille par rapport à l'andésine microcristalline. Dans ce dernier cas, c'est le plagioclase qui s'altère avant l'amphibole. Les transformations dans les niveaux kaoliniques sont beaucoup plus rapides et ne comportent pas de minéraux intermédiaires.

Pour chaque roche on a représenté la séquence évolutive la plus complète possible du minéral primaire qui s'altère en premier (JACKSON, 1968). Cette séquence complète n'existe pas intégralement dans tous les puits; des stades transitoires peuvent manquer si l'altération est rapide; des stades finaux ne se sont pas encore formés si l'altération est lente.

c) Les minéraux transitoires

La séquence complète observée à Kolel est la suivante :

pyroxène → amphibole → chlorite + (14C-14M) → smectite

Les premières transformations en amphiboles et les dernières transformations en smectites sont bien représentées. Il n'en est pas de même du stade chlorite et interstratifié chlorite-smectite, qui reste toujours peu abondant dans les profils. Cependant, comme ce stade existe dans toutes les séquences menant à la smectite, son rôle ne peut être tenu pour négligeable. Le passage amphibole-chlorite est souvent présent, le passage amphibole-interstratifié également. Il serait logique d'imaginer une séquence progressive entre les trois termes, mais l'observation n'a pas montré cette continuité. Il est probable que le stade chlorite est parfois tellement fugace qu'on ne peut le distinguer. On détermine alors une évolution amphibole-interstratifié, comme dans les puits Tan 5 et 6.

d) Les minéraux résistants

Les minéraux les plus résistants dans les profils d'altération sont de deux sortes. Ce sont des minéraux primaires difficilement attaquables par les hydrolyses de la zone d'étude : le quartz, la magnétite. Ou bien ce sont des minéraux déjà hydroxylés qui sont peu fragiles dans les conditions de l'altération : l'épidote, le talc, la serpentine. De plus, certains minéraux sont relativement résistants dans les niveaux d'altération profonds, ils s'altèrent dans les niveaux intermédiaires et superficiels. C'est le cas de l'albite dans les puits sur les diabases (Dem 1 et 2), de l'oligoclase dans les puits sur la granodiorite (Tan 5) et des amphiboles dans les puits sur les amphibolites (Tan 6, 7, 8). On voit donc qu'un minéral peut être soit résistant, soit altérable, selon la taille et la forme de la cristallisation sous laquelle il se présente dans la roche. Enfin, on peut noter que, dans les altérations kaoliniques, tous les minéraux, même les plus résistants, peuvent s'altérer progressivement.

2. LES SMECTITES

Les smectites sont les minéraux secondaires les plus abondants et les plus importants de la zone étudiée. Cependant, il existe également de la kaolinite et, en moindre quantité, des interstratifiés, des illites et, plus rarement encore, des vermiculites.

a) Les smectites dans les différentes toposéquences

L'étude des toposéquences a démontré que les smectites formées sur les roches basiques sont toujours de la famille des *beidellites* (fig.53). La plupart sont des *heidellites* ferrifères allant souvent jusqu'aux *nontronites*. D'autres, plus rares, sont alumineuses et se rapprochent des *beidellites*-Wyoming.

L'examen de la figure 53 montre, pour quelques puits sur des roches variées, que les smectites formées sont différentes selon la nature de la roche initiale. La norite de Kolel donne des smectites moins ferrifères que les diabases de Dem. Les smectites sur l'amphibolite de Tankièdougou sont intermédiaires entre ces deux pôles.

Pour chacun des puits, les smectites formées dans les niveaux profonds sont plus ferrifères que les smectites des niveaux intermédiaires. En effet, dans les niveaux profonds, les *ferro-magnésiens* s'altèrent les premiers, ils donnent des smectites riches en fer. Dans les niveaux intermédiaires, les plagioclases s'altèrent également. Il s'ajoute alors des smectites plus alumineuses aux smectites ferrifères déjà existantes.

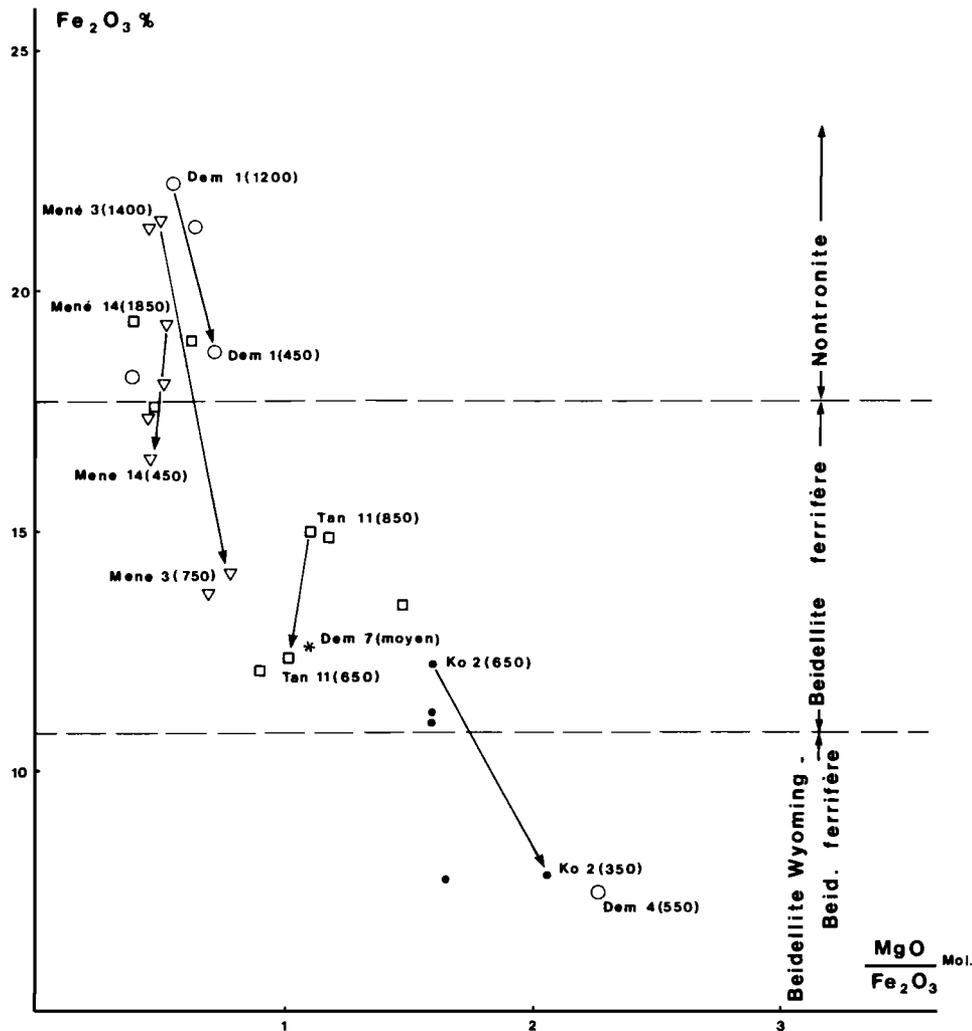


Fig.53 - Variation de Fe_2O_3 en fonction du rapport MgO/Fe_2O_3 moléculaire dans les smectites de Haute-Volta

b) Les smectites dans un même échantillon

Les 15 monoparticules smectitiques analysées dans l'échantillon Dem 7 (1000 cm) ont été représentées sur un diagramme triangulaire $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$ (fig.54). Dans ce diagramme, la teneur en Fe_2O_3 des beidellites peut varier de 25 à 50%, ce qui est considérable pour un même échantillon. Les smectites de chaque niveau sont donc des mélanges de beidellites plus ou moins alumineuses et ferrifères, mais très peu magnésiennes. Le rapport MgO/Fe_2O_3 moléculaire (fig.53) est toujours inférieur à 3, ce qui traduit la prédominance des substitutions Al-Fe sur les substitutions Al-Mg dans les octaédres (TRAUTH et LUCAS, 1967).

c) Les smectites sont toujours ferrifères

La roche basique de départ peut être très riche en Mg, il se forme une smectite dioctaédrique ferrifère et non une smectite trioctaédrique magnésienne. Ce phénomène est connu, il a été décrit dans les vertisols lithomorphes (PAQUET, 1967 ; TRAUTH, PAQUET, LUCAS et MILLOT, 1967), dans les altérations des basaltes (CRAIG et LOUGHANAN, 1964 ; KRISHNA MURTI et SATYANARAYANA, 1969) et même dans

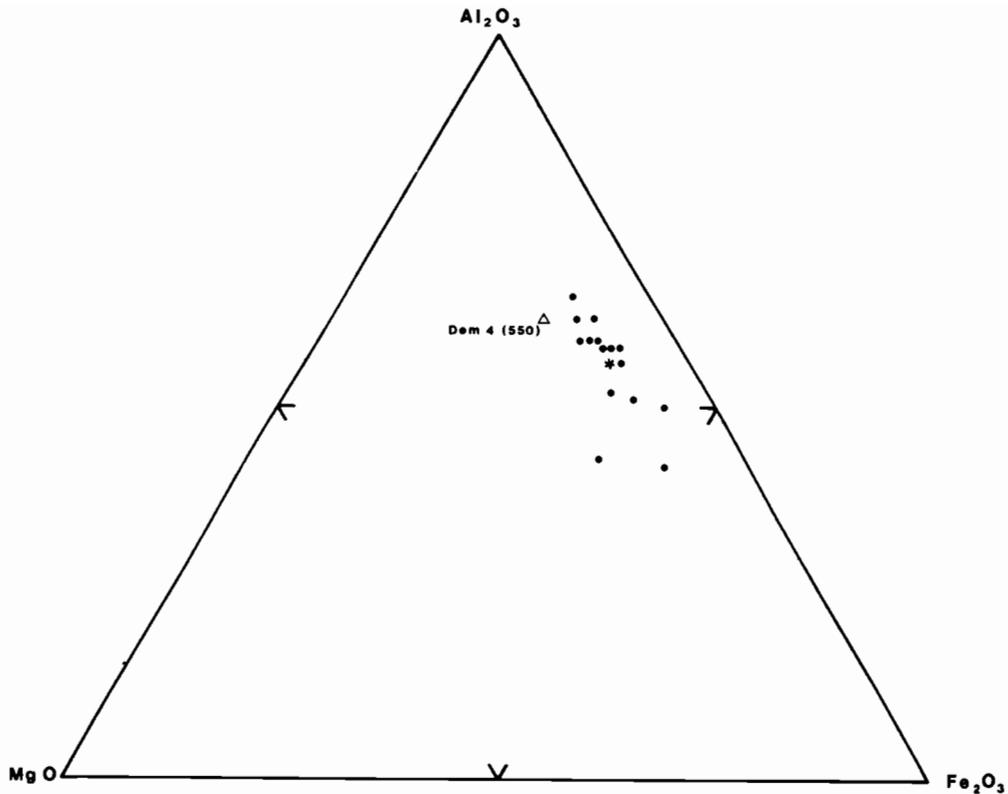


Fig.54 - Diagramme Al-Fe-Mg des smectites de l'échantillon Dem 7 (1000 cm)

les altérations et les sols des roches ultrabasiques (WILDMAN, JACKSON et WHITTIG, 1968 ; BLOT, CARN, LEPRUN et PION, 1976). L'étude des roches basiques et ultrabasiques de Haute-Volta confirme ces résultats. Que ce soit dans les norites de Kodel qui contiennent 9 % de MgO ou dans les serpentinites de Tankièdougou qui en contiennent 25 %, *la smectite formée est toujours ferri-fère*. On peut cependant observer que les beidellites formées à Kodel contiennent légèrement plus de MgO que celles des autres roches (fig.53). Mais une grande partie du magnésium peut se situer en position interfoliaire (Tabl.XLVIII).

Tableau XLVIII

Répartition des ions Mg⁺⁺ dans trois beidellites de Haute-Volta

Echantillon	MgO - Roche	Couche octaédrique	Couche interfoliaire
KO-2 (650 cm)	9 %	Mg _{0,32}	Mg _{0,17}
Tan 7 (450 cm)	5 %	Mg _{0,03}	Mg _{0,18}
Dem 1 (1200 cm)	3 %	Mg _{0,19}	Mg _{0,14}

d) Les smectites de remplissage

Les beidellites formées dans les fissures et dans les vides des niveaux superficiels, ainsi que dans les zones d'approfondissement géochimique, sont plus alumineuses que celles des niveaux profonds. Un exemple est donné par l'échantillon Dem 4 (550 cm) qui a été obtenu en grattant le remplissage d'une diaclase (fig.54). On peut donc dire qu'il y a opposition entre les beidellites formées au sein des minéraux et celles des remplissages (TARDY, PAQUET et MILLOT, 1970). Les premières sont très lithodépendantes et même "minéralodépendantes", les secondes sont davantage liées à la composition des solutions qui circulent dans le profil.

3. LES AUTRES MINÉRAUX SECONDAIRES

a) Les interstratifiés (14C-14M)

Les interstratifiés déterminés dans la zone d'étude sont presque exclusivement des interstratifiés chlorite-smectite. A de rares exceptions près, ils sont toujours moins abondants que les smectites qu'ils accompagnent. Leur composition et leur comportement varient selon la roche dont ils proviennent.

- Dans la toposéquence de Kolel, ils sont à dominante de *feuillettes smectitiques* dans les niveaux d'altération et très rarement à dominante de feuillettes chloritiques près du front d'altération. Ils proviennent des amphiboles ou des chlorites altérées, issues de la transformation des pyroxènes.
- Dans la toposéquence de Tankièdougou, ils sont riches en *feuillettes chloritiques* dans les niveaux profonds, beaucoup moins dans les niveaux intermédiaires. Ils proviennent principalement des rares biotites chloritisées. Dans les serpentinites, l'interstratifié qui se forme est presque régulier et a un comportement de corrensite.
- Dans la toposéquence de Dem, ils sont très riches en *feuillettes chloritiques*. Ils proviennent des chlorites et des amphiboles de la dolérite métamorphisée.

Les observations montrent donc que la quantité de feuillettes chloritiques présents dans l'interstratifié (14C-14M) dépend de la nature des minéraux primaires qui s'altèrent et de l'abondance de chlorite dans la roche. On doit noter que les roches les moins métamorphosées, contenant peu de chlorite au front d'altération, donnent des interstratifiés où les édifices smectitiques dominent (Kolel et Tankièdougou). Si la chlorite est abondante, les interstratifiés ont des feuillettes chloritiques abondants (Dem).

Cependant, les interstratifiés (14C-14M) sont présents dans des altérations de roches qui ne contiennent initialement pas de chlorite. On a vu dans le chapitre VI que la chlorite est un minéral secondaire dans la norite de Kolel. Ces chlorites d'altération précoce ont un comportement aux rayons X différent de celui des chlorites définies par BRINDLEY et GILLERY (1956), FOSTER (1962) et HORMANN et MORTEANI, (1969). Elles correspondent aux minéraux décrits sous le nom de "chlorite gonflante" (STEPHEN et MAC EWAN, 1951 ; CASANOVA et KNOPF, 1969 ; VELDE, 1973) ou de "chlorite dégradée" (JACKSON, 1962 ; LUCAS, 1962). Ces édifices n'ont pas une aussi grande stabilité que les "pseudo-chlorites" (BESSON, CAILLIERE et HENIN, 1966) ou les "chlorites-Al" (KAWASAKI et AOMINE, 1966 ; SEDDOH, 1973 ; HETIER et TARDY, 1969 ; VELDE, 1973). En effet, les couches interfoliaires brucitiques ne sont pas complètes. Ces vides permettent une certaine hydratation et un léger gonflement sous l'action des polyalcools. La transformation en interstratifiés smectitiques est favorisée par ce déséquilibre interfoliaire.

Enfin, on a pu observer des cas où le passage aux interstratifiés (14C-14M) peut s'effectuer en dehors de la présence de chlorites, même dégradées. Le passage direct du pyroxène ou de l'amphibole à l'interstratifié est possible dans les niveaux superficiels de la toposéquence de Kolel. On peut penser que le stade chlorite n'existe pas, ou bien qu'il est tellement fugace que son observation est rendue difficile. Des cas semblables de transformation de pyroxènes et d'olivine directement en interstratifiés (14C-14M) ont été décrits en Californie par WILSHIRE (1958). On ne peut donc pas toujours lier l'apparition de ces interstratifiés à une transformation des chlorites, puisque la possibilité de néogenèse directe à partir de minéraux riches en magnésium existe également.

b) La vermiculite

L'étude des massifs basiques a montré que la vermiculite est un minéral très rare dans les altérations et les sols de la zone sahélo-soudanienne étudiée. On a mis en évidence deux possibilités pour la formation de phyllites à comportement de vermiculite.

- Dans les niveaux intermédiaires des puits sur les diabases (Dem 1), il y a transformation de l'albite en vermiculite et en kaolinite. La quantité de vermiculite formée est faible.
- Dans les niveaux profonds des puits sur la granodiorite (Tan 5), les biotites s'altèrent en donnant des interstratifiés (10-14v). Ces interstratifiés à tendance vermiculitique sont fugaces. Ils sont remplacés par des interstratifiés (10-14M) et des beidellites, dans les niveaux intermédiaires plus altérés.

La transformation des biotites en interstratifiés (10-14v), en vermiculite ou en vermiculite-Al est bien connue. Des travaux récents ont mis l'accent sur l'importance et la généralisation de ce phénomène dans de nombreuses régions du globe. On peut citer par exemple les études de COLEMAN, LEROUX et CADY (1963), GAC (1968), TARDY et GAC (1968), ROBERT (1970), NOVIKOFF *et al.* (1972), SEDDOH et PEDRO (1974) et WACKERMANN (1975). On doit noter que la majorité de ces études portent soit sur des roches granitiques présentant un très bon drainage interne, soit sur des zones plus humides que celles de Tankièdougou. En région sahélo-soudanienne, les biotites ont tendance à donner directement des interstratifiés (10-14M) et des smectites (PAQUET, 1970 ; BOCQUIER, 1971 ; BOULET, 1974). Enfin, dans la plupart des massifs birrimiens étudiés, les biotites ont donné uniquement des smectites, sans intermédiaires d'aucune sorte.

L'altération des plagioclases en vermiculite est également un phénomène souvent décrit. On observe cette vermiculite dans les plagioclases altérés, soit avec la kaolinite (NOVIKOFF, 1974 ; MEUNIER, 1977), soit avec la smectite (MEILHAC et TARDY, 1970 ; PROUST, 1976 ; ILDEFONSE, 1978). Dans le cas de l'albite du puits Dem 1, l'observation a montré qu'il s'agit d'une altération kaolinique du plagioclase, dans des niveaux très évolués correspondant au début des argiles bariolées. On doit noter que cette transformation n'est réalisée que pour l'albite, aucun autre plagioclase n'ayant montré la même évolution. Ceci est conforme au schéma de HODA et HOOD (1972) et de MEUNIER (1977), qui montrent que la vermiculite se forme par l'action de solutions sodiques, alors que les solutions calciques favorisent la formation d'interstratifiés mica-vermiculite.

Les études sur les massifs basiques n'ont signalé la genèse de vermiculite que dans des cas extrêmement rares. Les massifs granito-gneissiques n'en possèdent pas davantage. En revanche, d'après ISMAIL (1969) et WACKERMANN (1975), la vermiculite est abondante dans les zones tropicales plus humides. Elle peut même devenir un des constituants essentiels des manteaux d'altération.

c) Les constituants secondaires des niveaux kaoliniques

L'étude des toposéquences a montré un seul minéral phylliteux à 7 Å, la kaolinite. Dans les niveaux d'altération profonds et intermédiaires, cette kaolinite est toujours bien cristallisée. On a vu que la kaolinite est très souvent de la taille des limons et s'organise en empilements réguliers au cœur des feldspaths altérés. Dans les niveaux superficiels et les sols bruns, la kaolinite peut être encore bien cristallisée, mais on distingue également des kaolinites désorganisées (LAFOND, 1965 ; VAN DER MAREL et KROHMER, 1969). Cependant, cette désorganisation est très modérée et il n'y a pas apparition d'halloysite ou de métahalloysite. Enfin, l'étude de la toposéquence de Tankièdougou a montré que la kaolinite est un constituant essentiel des argilo-ferranes qui occupent les diaclases de l'amphibolite. Cette kaolinite peut être considérée comme illuviée, elle s'oppose aux niveaux kaoliniques formés *in situ* dans les altérations anciennes.

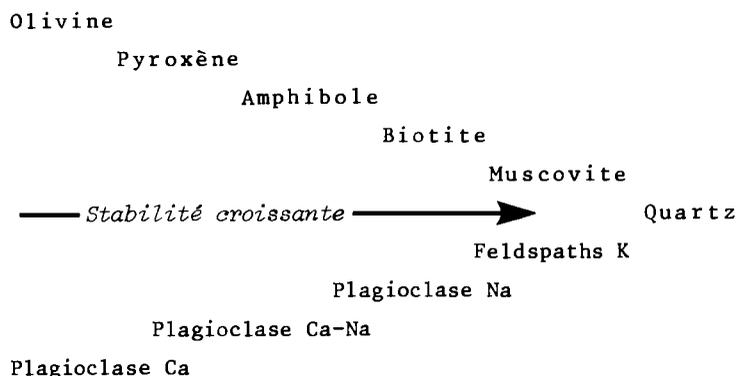
Les altérations kaoliniques épaisses sont toujours accompagnées d'oxydes et d'hydroxydes de fer. La proportion de ces oxydes dépend directement de la teneur initiale de la roche en fer (GORBACHEV et VASYANOV, 1970). En effet, les roches basiques contiennent beaucoup de fer : 9 % dans la norite de Kolel, 12 % dans la diabase de Dem. Les niveaux kaoliniques sur ces roches sont très riches en goéthite et hématite. Dans les granites, la teneur en fer est de l'ordre de 3 à 5 % ; la teneur en goéthite et hématite est faible dans les altérations kaoliniques.

Associés aux niveaux kaoliniques de Kolel, riches en goéthite et hématite, des alignements de granules rouge vif ont été décrits précédemment. Ce sont des cristallisations de titane sous forme d'anatase ou de rutile. La stabilité du titane dans les altérations très évoluées est connue depuis LEMOINE et CHAUTARD (1908), même si la roche mère ne contient pas de rutile. De nombreux auteurs ont observé ces oxydes de titane (COURTY et VINCENNE, 1961 ; KATO, 1964 ; BISDOM, 1967 ; RIMSAITE, 1975 ; SAYIN et JACKSON, 1975 ; MEUNIER, 1977). Ils confirment la stabilité du titane dans les altérations kaoliniques.

C - DÉSTABILISATION DIFFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX PRIMAIRES

Dans les niveaux d'altération des roches basiques, les minéraux primaires ne s'altèrent pas tous ensemble à la même vitesse. En général, ils respectent l'ordre d'altérabilité établi par GOLDICH (1938). Cet ordre d'altérabilité a été vérifié dans la région voisine de la Côte d'Ivoire par LENEUF (1959) sur les granites, par TARDY (1969) sur les migmatites et par DELVIGNE (1965) sur les roches basiques.

On peut résumer en deux séquences l'ordre d'altérabilité des minéraux.



Sur les massifs basiques des régions sahélo-soudaniennes, ces séquences se retrouvent, et généralement l'altération de la séquence des ferro-magnésiens commence avant l'altération de la séquence des feldspaths.

- A Kolel, les hypersthènes sont déjà très transformés, alors que les labradors sont encore limpides.

- A Dem, les chlorites et les amphiboles sont altérées quand l'albite est toujours intacte. C'est le cas le plus fréquent en Haute-Volta. Dans les régions plus humides en revanche, on observe souvent l'altération des feldspaths avant celle des ferro-magnésiens (TARDY, 1969) et encore plus souvent l'altération simultanée des deux séquences (DELVIGNE, 1965).

1. ÉTAT INITIAL ET TAILLE DES MINÉRAUX

Si les minéraux respectent l'ordre de stabilité des séquences de GOLDICH (1938), leur résistance à l'altération est aussi fonction de leur taille et de leur état de cristallisation.

La taille des cristaux influence la résistance à l'altération. Les microlites s'altèrent plus vite que les grands cristaux automorphes (HENDRICKS et WHITTIG, 1968). A Tankiédougou, la mésostase feldspathique s'altère plus rapidement que les amphiboles. Contrairement au cas habituel, l'altération de la séquence feldspathique commence avant celle de la séquence ferro-magnésienne.

L'état initial des cristaux intervient également dans l'ordre d'altérabilité des minéraux. Les biotites métamorphisées de la diabase de Dem se transforment très rapidement. Les biotites saines de la granodiorite de Tankiédougou évoluent moins facilement. Les phénomènes météoriques complètent et accélèrent les transformations ébauchées par le métamorphisme ou la tectonique.

2. ASSEMBLAGE DES MINÉRAUX ET CONDITIONS PHYSICO-CHIMIQUES DU MILIEU

L'assemblage des cristaux et la nature de la roche ont une action prépondérante sur la résistance à l'altération des minéraux. Les roches grenues (Kolel) ne réagissent pas comme les roches microlitiques (Tankiédougou). Les roches tectonisées ou schisteuses (Dem 4) permettent des hydrolyses et des lixiviations accrues des minéraux. Les caractères physico-chimiques étudiés systématiquement

sur toutes les roches permettent de déterminer deux ensembles totalement différents où les minéraux n'ont pas la même stabilité, même dans des conditions d'altération identiques.

- Un ensemble à lithomarge argileuse, avec un mauvais drainage interne, qui comprend la majorité des roches basiques et ultrabasiques.
- Un ensemble à squelette quartzéux, avec un bon drainage interne, qui comprend les roches acides et neutres formant des arènes.

Le comportement d'un minéral donné peut être totalement différent pour les deux ensembles. Près de Kaya, les biotites s'altèrent en smectites dans les diabases et en kaolinite dans les granites. Les plagioclases s'altèrent en smectites ou en vermiculite dans les roches basiques et en kaolinite dans les granites.

Enfin, dès les niveaux d'altération les plus profonds, les minéraux s'engagent dans des filières qui conditionnent la nature des phyllites secondaires néoformées et influencent l'ensemble des niveaux d'altération. Si le premier minéral altéré produit des smectites en grande quantité, il se forme un milieu environnant favorable à l'altération des autres minéraux en smectite. La transformation différentielle des minéraux peut être fortement influencée par la transformation du premier minéral altéré.

D - CONCLUSION

L'étude des massifs basiques permet de conclure que les minéraux secondaires des manteaux d'altération sont étroitement dépendants des roches mères donnant naissance aux altérites. Plusieurs facteurs interviennent dans la genèse d'un minéral phylliteux déterminé, plutôt que dans la genèse d'une autre phyllite. On peut classer ces facteurs par ordre d'importance.

1. *La famille pétrographique et les caractères physiques de la roche* déterminent les conditions de drainage interne du milieu. Les minéraux néoformés dépendent de ces conditions de drainage.
 - Les roches granitiques donnent des arènes quartzéuses où l'altération fournit des smectites et de la kaolinite.
 - Les roches basiques donnent des lithomarges argileuses où l'altération fournit presque uniquement des smectites.
2. *L'assemblage et la taille des minéraux primaires* orientent la néogenèse des minéraux secondaires dans les deux familles de roches.
 - Les minéraux mal cristallisés et les microlites s'altèrent plus vite que les cristaux automorphes.
 - Les déformations et la tectonique accélèrent les hydrolyses et conditionnent l'altération de la roche.
3. *La nature des minéraux primaires* détermine également les minéraux secondaires formés. Il existe deux séquences d'altération différentes selon les minéraux primaires.
 - Une séquence des ferro-magnésiens, où les périclites, puis les pyroxènes sont les moins stables.
 - Une séquence des feldspaths, où l'anorthite est plus altérable que l'albite.Dans la zone étudiée, *les ferro-magnésiens s'altèrent plus rapidement que les feldspaths*. Cet ordre n'est inversé que lorsque la taille et la cristallinité des minéraux primaires interviennent.
4. *La zonalité climatique et la topographie* interviennent enfin, pour accélérer ou freiner les néogenèses de minéraux secondaires. Mais ce n'est que dans les régions très humides que ces facteurs deviennent prépondérants (DELVIGNE, 1965 ; GENSE, 1976).

Pour les roches basiques de la zone sahélo-soudanienne, l'assemblage et la nature minéralogique de la roche sont donc les facteurs principaux qui conditionnent l'altération. Il faut maintenant voir l'importance des caractères géochimiques par rapport à ces facteurs minéralogiques déterminants.

II - LITHODÉPENDANCE GÉOCHIMIQUE DES ALTÉRATIONS

L'étude des toposéquences a montré que la géochimie des roches mères contrôle la géochimie des niveaux d'altération, mais également celle des niveaux pédologiques et des niveaux cuirassés. Cette dépendance peut varier selon les roches et selon l'intensité de l'altération météorique, mais son importance demeure capitale.

A - MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS MAJEURS

La mobilité des différents éléments chimiques au cours de l'altération météorique a fait l'objet de nombreux travaux. On peut citer parmi les plus récents concernant les roches basiques : TARDY (1969), CHESWORTH (1973), YAALON, BRENNER et KOYUMDJISKY (1974). Ces auteurs proposent des classements qui sont peu différents de ceux qui ont été effectués dans de nombreux puits des toposéquences, d'après les calculs à volume constant ou à titane constant.

1. MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS DANS L'ALTERNANCE DE PLUSIEURS TYPES DE ROCHES

Pour les altérations poussées de type kaolinique, on trouve toujours quatre éléments stables ou légèrement appauvris (Ti, Al, Fe, Mn) et cinq éléments très mobiles et parfois complètement éliminés (Si, K, Ca, Mg, Na).

Pour les altérations ménagées de type smectitique, la mobilité des éléments peut varier selon la nature de la roche. Dans cinq profils sur des roches distinctes, la mobilité des éléments est représentée par les pourcentages de perte ou de gain à volume constant des éléments chimiques (fig.55).

L'examen de la figure montre une exportation de tous les éléments, excepté Na et Ti, dans les serpentinites. Cette exportation est faible (10 à 30%) pour les éléments les plus stables et moyenne (30 à 60%) pour les alcalins et alcalino-terreux. On doit noter le comportement particulier du potassium qui est soit le plus stable, soit le plus mobile des éléments chimiques, suivant la roche envisagée. Ce comportement de K sera examiné en détail.

Pour l'ensemble des roches basiques (norite, diabase et amphibolite), l'ordre de mobilité des éléments est, à quelques variations près, toujours semblable. En revanche, pour les roches neutres (granodiorite) et ultrabasiqes (serpentinite), le classement est bouleversé et le comportement des éléments chimiques devient très différent. On distingue les éléments toujours stables (Fe, Ti, Mn) et les éléments toujours mobiles (Mg et Ca). Pour les niveaux d'altération à structure conservée, qui ont des épaisseurs semblables de 6 à 8 m, les autres éléments sont variables.

- Le silicium est moyennement mobile dans la diabase et la granodiorite. Il est plus stable dans l'amphibolite et très stable dans la norite et la serpentinite. On peut penser que plus la roche est basique, plus le silicium est immobilisé sur place dans la fabrication des altérations argileuses.
- Le sodium est toujours très mobile, excepté dans la serpentinite où sa teneur initiale est remarquablement faible.
- L'aluminium est très stable dans les roches basiques et neutres. Il est beaucoup plus mobile dans la serpentinite.

L'étude des toposéquences a également permis d'établir l'ordre de mobilité des éléments dans les altérations sous cuirasse, dans la zone d'approfondissement géochimique à l'aplomb d'un rebord cuirassé, et dans les puits polyphasés à altération complexe (KO-3). Dans ces trois cas, le classement des éléments chimiques est voisin de celui des altérations de type kaolinique. L'exportation des éléments est forte, mais Fe, Mn, Ti et K sont très stables dans les niveaux sous cuirasse et Al, Si et K sont peu mobiles dans les deux autres cas. Ces bilans sont du même ordre que ceux établis dans les mêmes zones par LEPRUN (1979).

2. LE COMPORTEMENT DU POTASSIUM

Dans les roches basiques, le potassium est un élément chimique assez stable (MELFI et LEVI, 1968 ; BLOT, PION, WACKERMANN, 1973 ; WACKERMANN, 1975). Cependant on a vu qu'il est moins stable dans les diabases que dans les amphibolites et les norites (fig.55). Dans les roches plus acides ou

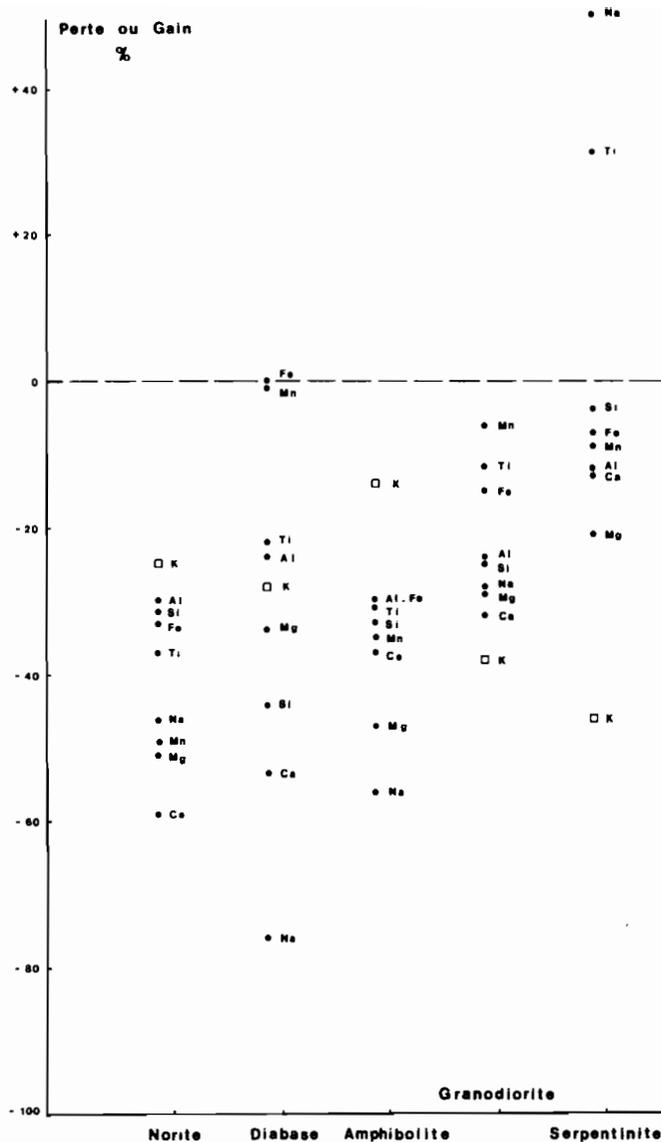


Fig.55 - Pourcentages de perte ou de gain à volume constant des éléments majeurs dans cinq profils de Haute-Volta

plus basiques, son comportement s'inverse. C'est l'élément le plus mobile dans les granodiorites et les serpentinites. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer la mobilité différente du potassium dans les roches.

- Les minéraux qui contiennent du potassium ne s'altèrent pas tous à la même vitesse. Ce fait est bien connu, et l'on sait par exemple, depuis de LAPPARENT (1909), que la présence de feldspaths potassiques freine l'altération des biotites. L'observation des lames minces a montré que ce sont les petites paillettes de séricite qui s'altèrent le moins rapidement dans les profils. Si tout le potassium est inclus dans ces séricites, il est presque immobile dans le manteau d'altération.
- La teneur initiale en K_2O de la roche influencerait également le comportement du potassium. Les études géochimiques ont montré que dans les roches neutres et acides riches en K_2O , la mobilité du potassium est plus grande que dans les roches basiques. En première approximation, on peut dire que plus le potassium est abondant, plus il est mobile dans le manteau d'altération.

- Pour les puits sur les roches basiques, *la nature de l'altération interviendrait également sur la mobilité du potassium*. Dans les altérations de type smectitique, le potassium est très stable ; dans les altérations plus évoluées de type kaolinique, le potassium est plus mobile. Cette différence importante est observée à Kolel ; elle est encore mieux marquée à Laminia au Sénégal Oriental (BLOT et LEPRUN, 1973).

Une remarque importante doit être faite au sujet de la séricite. Ce minéral fréquent dans les manteaux d'altération a trois origines possibles.

- Les séricites proviennent du fractionnement des micas blancs hérités de la roche.
- Les séricites proviennent de phénomènes antérieurs à l'altération météorique, de type rétro-morphique (LELONG et MILLOT, 1966 ; SEDDOH, 1973 ; PROUST, 1976).
- Les séricites proviennent en grande partie de l'altération météorique, comme cela est décrit dans des roches acides et neutres (MEILHAC et TARDY, 1970 ; SEDDOH, 1973 ; WACKERMANN, 1975 ; MEUNIER et VELDE, 1976 ; MILLOT *et al.*, 1977).

Dans l'étude des roches basiques de Haute-Volta, lorsque la séricite existe dans les niveaux d'altération, elle a été observée également dans la roche dure (damourite), à la base des puits. D'autre part, il a été impossible de prouver que la quantité de séricite augmente réellement de bas en haut des profils, comme les premières observations le suggéraient. En effet, les proportions de séricite restent toujours faibles dans les manteaux d'altération des roches basiques. En conséquence, la genèse de séricite attribuable à l'altération météorique ne peut être démontrée avec certitude.

3. LE COMPORTEMENT DU CALCIUM

Le calcium est un élément chimique qui est toujours très mobile dans les altérations des roches étudiées. Cependant, l'étude des toposéquences a montré qu'il pouvait s'exprimer sous forme de cristallisations de calcite dans certains niveaux d'altération, malgré cette mobilité importante. Des néogenèses de calcite existent dans plusieurs niveaux :

- les niveaux profonds proches du front d'altération, où la calcite accompagne la genèse de l'épidote et du quartz ;
- les niveaux superficiels d'altération kaolinique, où des pseudo-mycéliums de calcite marquent la reprise des anciens profils par l'altération récente ;
- les vertisols lithomorphes autour des collines basiques, où quelques nodules calcaires sont présents dans les sols situés sur les points les plus bas des paysages.

Ces trois cas indiquent que la calcite peut s'exprimer très localement, dans les niveaux où le confinement des solutions s'accroît et dans les horizons à peine humectés où l'hydrolyse des minéraux est faible. Dans la majorité des niveaux d'altération et des sols étudiés, le confinement n'est pas aussi efficace et le calcium est en partie exporté, en partie fixé sur les smectites comme cation interfoliaire.

B - GÉOCHIMIE DES ALTÉRATIONS A STRUCTURE CONSERVÉE

L'étude des toposéquences a montré les différences entre les profils situés à l'amont et les profils situés à l'aval. Mais les bilans géochimiques de tous les puits indiquent qu'il y a des pertes en éléments chimiques sur les sommets, sur les versants et au pied des massifs basiques. *Dans tous les cas, il y a exportation de matière et la géochimie est soustractive.*

Les niveaux d'altération ont des compositions chimiques qui dépendent étroitement de la roche. De même, les smectites au sein des minéraux ont des compositions qui dépendent étroitement du niveau d'altération. On peut le montrer en effectuant les corrélations entre les éléments chimiques dans la fraction argile (< 2 μ) et dans la fraction totale des niveaux d'altération. Les teneurs en SiO₂ de 33 niveaux d'altération smectitiques sont corrélés avec les teneurs en SiO₂ des fractions argileuses de ces mêmes niveaux. On effectue un calcul identique pour tous les oxydes et les éléments traces (Tabl. XLIX). A titre de comparaison, on a calculé également les coefficients de corrélation pour 19 niveaux à dominante kaolinique.

L'examen du tableau montre qu'il existe des corrélations positives significatives pour la plupart des éléments chimiques, excepté pour Ca, Na et V, dans les niveaux d'altération smectitiques. Ces corrélations sont établies pour des horizons sur des roches différentes et pour des horizons aussi bien à l'amont qu'à l'aval des toposéquences.

On peut donc constater que la lithodépendance stricte de la fraction argile exclut tout apport ou départ important d'éléments chimiques à la base des profils, excepté pour Ca et Na. La formation

Tableau XLIX

Corrélation entre les mêmes éléments chimiques dans la fraction argile et dans la fraction totale des niveaux d'altération

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Zn	Ga	Cu
r niveaux smectitiques n = 33	0,94	0,35	0,58	0,14	0,62	0,45	0,48	0,17	0,67	0,40	0,46	0,65	0,20	0,59	0,30	0,87	0,51	0,55	0,65
r niveaux kaoliniques n = 19	0,50	0,56	0,28	0,35	0,17	0,41	0,28	0,47	0,87	0,24	0,36	0,92	0,28	0,79	0,63	0,94	0,32	n.d.	0,51

Probabilité (90%) r = 0,28 (n = 33) r = 0,37 (n = 19)

du plasma argileux primaire, à l'intérieur des minéraux, s'effectue uniquement à l'aide des éléments chimiques disponibles sur place.

Dans les niveaux kaoliniques, on voit que les coefficients de corrélation sont moins élevés. Il n'y a plus corrélation positive pour Mg, Ca, Fe, Ti, H₂O⁺, Sr, V et Zn. Ces éléments sont soit trop mobiles, soit répartis dans une fraction de taille supérieure à 2 μ (Ti, Fe, V). Pour les autres éléments chimiques, la lithodépendance de la fraction argileuse est maintenue.

En conclusion, on peut affirmer que les argiles qui se forment dans les manteaux d'altération des massifs basiques sont le reflet des niveaux d'altération où elles prennent naissance.

C - GÉOCHIMIE D'UN CONTACT ENTRE DEUX ROCHES

On a vu que le contact entre les amphibolites et le granite du puits Tan 9 marque une limite minéralogique entre les deux altérations. On peut montrer de la même manière que c'est une limite géochimique tranchée pour tous les éléments (Tabl.L).

L'examen du tableau montre les différences des teneurs entre les altérations des amphibolites et des granites. Pour les éléments majeurs, les deux altérations ont des compositions très dissemblables, excepté pour le calcium qui a des teneurs voisines des deux côtés du contact. Pour les éléments traces, les différences sont moins bien marquées, sauf pour Ni, Co et Cu. Une certaine homogénéité apparaît dans le cortège des éléments traces. Cependant, l'examen des éléments les plus mobiles montre qu'il n'y a pas diffusion de part et d'autre du contact lithologique. Les altérations re-

Tableau L

Composition chimique du contact amphibolite-granite dans le puits Tan 9
(En % d'oxydes et en ppm de l'échantillon séché à 110°)

	Niveaux cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	D.	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Ga	Cu	Li
Amphibolite	600	54,49	14,87	2,60	3,36	14,96	0,28	1,85	2,22	0,42	5,27	1,91	950	1000	950	80	60	300	30	470	30
	650	53,21	14,26	2,94	3,32	16,33	0,21	1,86	2,37	0,38	5,00	1,66	950	850	950	80	60	300	30	290	30
Granite	700	63,54	16,65	1,44	3,22	6,73	0,08	0,58	3,60	0,77	3,79	2,09	>1000	>1000	800	20	-10	300	30	100	30
	750	64,42	16,08	1,31	3,49	6,44	0,07	0,44	3,77	0,82	3,16	2,02	>1000	>1000	800	20	-10	300	30	30	20

flètent soit le granite (Si, Al, Na, K), soit l'amphibolite (Mg, Fe, Mn, Ti, H₂O⁺).

En conclusion, on peut retenir que chaque roche s'altère pour son propre compte de part et d'autre du contact lithologique. Ce résultat est conforme aux observations d'un contact granite-dolérite à Kondokho, au Sénégal Oriental (BLOT, LEPRUN et PION, 1976). Le contact lithologique est donc une frontière relativement hermétique entre deux altérations lithodépendantes.

D - GROUPEMENT DES CORRÉLATIONS INTERPOSITIVES

Le groupement des corrélations positives, obtenu à partir des matrices des coefficients de corrélation, a fait apparaître une évolution progressive et continue entre la roche mère et les différents niveaux d'altération (chap.V). Cette progression de l'altération illustre la lithodépendance du manteau d'altération par rapport à la roche mère.

Cependant, un phénomène important est révélé par les groupements des corrélations interpositives, aussi bien dans les toposéquences cuirassées que dans les toposéquences non cuirassées. Un exemple est donné pour les toposéquences de Dem et Kolel (Tabl.LI). L'examen du tableau montre que, dans tous les cas, *les altérations kaoliniques représentent les altérations les plus évoluées des séquences*. Dans la toposéquence de Dem par exemple, la progression est continue depuis la roche jusqu'à la cuirasse, mais le classement des altérations kaoliniques les range après la cuirasse. Pourtant, les niveaux kaoliniques sont situés sous les niveaux cuirassés dans le profil. Dans la toposéquence de Kolel, il existe un hiatus entre les altérations intermédiaires et les altérations kaoliniques, ces dernières semblent plus appauvries que dans une progression continue de bas en haut. Dans toutes les toposéquences, ce phénomène se répète, et les altérations kaoliniques apparaissent comme le pôle extrême de l'évolution des groupes à intercorrélations positives.

On peut déduire de ce phénomène que les niveaux d'altération kaoliniques représentent l'évolution la plus poussée dans les zones sahélo-soudaniennes, plus poussée même que celle des niveaux cuirassés. D'autre part, la lithodépendance est respectée même dans les cas limites. En effet, les altérations kaoliniques sont liées soit à la cuirasse, soit aux altérations intermédiaires, par des relations entre un certain nombre d'éléments chimiques :

- Cr, Ti et V pour Dem ;
- Zn, Mn et Cu pour Kolel.

En conclusion, les niveaux kaoliniques sont lithodépendants, mais plus altérés que tous les autres niveaux des profils.

E - CONCLUSION

Les études géochimiques ont montré une lithodépendance stricte des différents niveaux du manteau d'altération, dans les massifs birrimiens basiques. *Les calculs à volume constant montrent une exportation partielle de tous les éléments chimiques.*

- Dans les niveaux kaoliniques, les pertes en éléments sont fortes. Ti, Al, Fe et Mn sont toujours plus stables.
- Dans les niveaux smectitiques, les pertes sont plus faibles. Le classement des éléments peut varier selon la composition initiale de la roche.
- Le potassium a un comportement variable. Dans les roches basiques, il peut être considéré comme un élément stable.

Malgré une topographie tourmentée, avec de fortes pentes, les minéraux secondaires surtout smectitiques sont formés à l'aide des éléments chimiques présents dans les niveaux profonds. *Il n'y a pas d'apport extérieur aux niveaux d'altération et les argiles sont le reflet de la roche altérée où elles se forment.*

Les contacts lithologiques entre deux roches demeurent des limites hermétiques entre deux altérations. Chaque roche s'altère pour son propre compte, de part et d'autre de cette limite.

Enfin, les groupements des corrélations interpositives ont permis de suivre une évolution progressive et continue entre la roche et les niveaux d'altération. De plus, il apparaît que *les niveaux d'altération entièrement kaoliniques représentent le pôle le plus évolué du manteau d'altération, même si ces altérations kaoliniques sont surmontées par des sols ou des cuirasses.*

Tableau LI

*Intercorrélations positives dans une toposéquence cuirassée (Dem)
et dans une toposéquence non cuirassée (Kolel)*

Toposéquence Dem n = 103	Hypothèses sur les phases minérales	Toposéquence Kolel n = 109
Si K Ba Si K Sr Si Mg Ca Hu Sr Mg Ca Mn Ti Na Hu Sr Ni Co Cu	(feldspath) <i>Roche mère</i> (amphibole)	K D Ba Si Ni Si Mg Ca Na K D Sr Mg Na Sr Co Mg Co Cr
Ca Mn D Ni Cu Mn D V Ni Cu Mn Ti V Ni Co Cu Fe Mn D V Cu Fe Mn Ti V Cu	<i>Altération smectitique</i>	Ni Co Cr Mn Ni Cu Fe Mn Ba V Cu Fe Mn Ba V Zn Cu Fe Mn Ba V Co Zn
Fe Ti PF V Cu Ti PF Hu Cu Fe PF Cr	<i>Cuirasse</i>	
Al Fe PF Cr Al Fe Ti PF V	<i>Altération kaolinique</i>	Al Fe Mn Zn Al Fe Mn Ti PF Cu Al PF Hu

PF = perte au feu (H₂O⁺) D = densité Hu = humidité (H₂O⁻)

III - ÉVOLUTION VERTICALE DES PROFILS SUR LES ROCHES BASIQUES

Tout au long de cette étude, on a insisté sur les filiations verticales qui caractérisent les altérations des massifs birrimiens basiques. Les études géochimiques ont permis de chiffrer ces évolutions dans les différents niveaux du manteau d'altération. De plus, de nombreux calculs permettent d'évaluer la prédominance du vertical sur le latéral, malgré le relief accentué des toposéquences étudiées.

A - LES PREUVES DE L'ÉVOLUTION VERTICALE DANS LES ROCHES BASIQUES

1. LES CORRÉLATIONS ROCHE - SOL

Les horizons de surface présentent habituellement une "image" fidèle de la roche sous-jacente. Ce fait a été établi dans les régions sahélo-soudaniennes, sur un éventail de roches allant des granites alcalins aux roches ultrabasiqes (BLOT, PION et WACKERMANN, 1973). Une faible variation géochimique dans la roche peut induire des différences considérables dans la nature du sol sus-jacent, mais la géochimie reste lithodépendante (BLOT et LEPRUN, 1973).

Sur les massifs birrimiens basiques, ce fait est également établi pour toutes les zones sans

cuirassement et sans recouvrement important, en particulier les versants des collines basiques. Les corrélations de rang (Dem et Tankièdougou), les corrélations intergroupes (Dem) et les variations du coefficient de corrélation (Tankièdougou) ont toujours montré que les horizons pédologiques reflètent le substratum.

Les corrélations positives significatives entre la surface et le substratum sont, bien entendu, plus fortes lorsque les altérations sont ménagées et respectent des minéraux primaires. Cependant, elles existent également lorsque les altérations sont épaisses et très évoluées, avec un départ important des éléments chimiques. Dans ce dernier cas, l'image géochimique pour les éléments majeurs peut être modifiée par la perte presque totale de certains alcalins et alcalino-terreux (Mg, Ca, Na et Sr), mais le cortège des éléments traces reste identique dans la roche et les horizons pédologiques (OERTEL, 1961 ; TILLER, 1963 ; MITCHELL, 1965 ; RAMBAUD et PINTA, 1970 ; NAIR et COTTENIE, 1971).

Bien que la géochimie des zones basiques de Haute-Volta soit soustractive, on peut dire que l'action de l'altération ne masque pas l'influence du substratum. Cette influence lithodépendante est visible dans les puits verticaux, de la base jusqu'aux horizons pédologiques de surface.

2. LES CORRÉLATIONS ROCHE - CUIRASSE

Dans les zones cuirassées des régions sahélo-soudaniennes, il a été montré également que les niveaux de la cuirasse présentent une "image" déformée de la roche sous-jacente (BLOT, LEPRUN et PION, 1978 ; LEPRUN, 1979). Cette image permet cependant d'identifier la famille pétrographique à laquelle appartient la roche sous-jacente. Le reflet de ce substratum rocheux est fourni par certains éléments chimiques dont les teneurs sont élevées dans la roche de départ et qui, bien qu'exportés fortement au cours de l'altération, restent relativement abondants dans les niveaux cuirassés.

La silice et le potassium, abondants dans les roches granitiques et les migmatites, sont encore bien représentés dans les cuirasses qui surmontent ces roches. Le fer et le titane sont abondants dans les roches basiques, ils se retrouvent en très grande quantité dans les cuirasses des massifs birrimiens basiques. Enfin, le magnésium a de fortes teneurs dans les roches ultrabasiques, il subsiste d'une manière importante dans les cuirasses sur les péridotites et les serpentinites.

La géochimie du cuirassement, connue depuis LACROIX (1913), consiste en une forte perte de la silice, des alcalins et des alcalino-terreux, tandis que Fe, Al, Ti et la plupart des éléments de transition sont enrichis relativement. Ces faits ne sont pas en contradiction avec ce qui a été décrit plus haut. Ils n'empêchent pas les éléments chimiques très lessivés de subsister dans la cuirasse lorsqu'ils sont très abondants dans la roche mère. En revanche, pour les éléments chimiques qui s'enrichissent relativement au cours du cuirassement, plus les teneurs sont élevées dans la roche de départ et plus les teneurs seront fortes dans la cuirasse sommitale. Ce phénomène est particulièrement important pour certaines roches ultrabasiques où l'enrichissement en Ni, Cr, Mn et V peut devenir économiquement intéressant (ZEISSINK, 1969 ; SCHELLMANN, 1971 ; TRESCASES, 1973).

Les anomalies géochimiques des niveaux cuirassés des massifs basiques correspondent donc, en règle générale, à des teneurs fortes dans la roche mère. Que les éléments chimiques soient très appauvris ou relativement enrichis, la lithodépendance verticale est respectée par le phénomène de cuirassement.

3. LES CORRÉLATIONS ROCHE - ARGILE

On vient de montrer que les argiles présentent une corrélation positive avec l'ensemble des niveaux d'altération où elles se forment (Tabl.XLIX). Comme les niveaux d'altération dépendent étroitement de la roche mère qui leur donne naissance, il est à prévoir que les argiles smectitiques sont liées verticalement à la roche de la base des puits. Cette relation est particulièrement forte pour les éléments traces dont les teneurs dans les fractions argileuses ($< 2 \mu$) reflètent les teneurs dans les roches mères (MOSSER, 1978 et travaux en cours).

Pour les 33 analyses des fractions smectitiques étudiées plus haut, les corrélations entre la roche dure et l'argile sont positives pour tous les éléments traces, excepté pour Co, Zn et Ga (Tabl.LII). En revanche, les corrélations entre les éléments majeurs ne sont pas significatives, excepté pour le titane. Les variations des teneurs en éléments majeurs des différentes roches (n=7) ne sont pas assez fortes au sein de la famille des roches basiques, pour induire des différences dans la fraction argileuse des niveaux d'altération.

Le cortège des éléments traces, présent dans la fraction argileuse, donne donc une bonne image du substratum. La lithodépendance verticale est encore et toujours respectée au cours de la genèse des minéraux phylliteux secondaires.

Tableau LII

Corrélations entre les mêmes éléments traces dans les argiles et la roche mère des puits sur les roches basiques

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Zn	Ga	Cu	Ti
r (n = 33)	0,79	0,56	0,65	0,73	0,00	0,89	0,14	0,10	0,68	0,54

Probabilité (99 %), $r = 0,42$ (n = 33)

4. CONCLUSION

Les manteaux d'altération des massifs birrimiens basiques de Haute-Volta ont une évolution géochimique verticale, et cela dans tous les niveaux observés. En effet, les évolutions verticales sont démontrées dans les altérations argileuses, dans les niveaux pédologiques et même dans les niveaux cuirassés. Malgré une topographie de collines à pentes accentuées, la composante principale de l'altération météorique s'exerce verticalement, du front d'altération à la surface du sol.

B - L'ABSENCE D'ÉVOLUTION LATÉRALE DANS LES ROCHES BASIQUES

On doit maintenant examiner les preuves d'une absence de mouvements latéraux, aussi bien dans les niveaux d'altération profonds que dans les niveaux plus superficiels. Car, si l'altération des régions basiques représente une perte en éléments chimiques, on peut penser que ces éléments se retrouvent en contrebas et à l'aval des toposéquences.

1. DÉPART DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES EN SOLUTION

L'évolution géochimique mise en évidence dans tous les puits des toposéquences est soustractive. Bien entendu, les départs d'éléments chimiques sont plus importants à l'amont des toposéquences qu'à l'aval. Cependant, il y a départ dans les points bas des toposéquences.

- Pour le puits aval de Kolel (KO-1), on trouve en moyenne un départ de 70 % en Mg, Ca, Na, une perte de 30 à 40 % en Si, Al, Fe, Mn et Ti et un enrichissement de 30 % en potassium.
- Pour le puits le plus bas de Tankièdougou (Tan 5), on trouve en moyenne une perte de 10 % en Ti, Fe et Mn, un départ de 25 à 30 % en Si, Al, Mg, Ca et Na et un départ de 40 % en potassium.

Ainsi, dans les points bas des toposéquences, il se forme de grandes quantités de smectites ferrifères et d'interstratifiées (14C-14M), mais tous les éléments sont exportés d'une manière faible à moyenne, excepté peut-être le potassium. L'approfondissement géochimique de la toposéquence de Dem représente le seul cas où des accumulations sont possibles dans une zone étroite confinée. Cependant, les bilans à titane constant entre les niveaux les plus profonds et les niveaux envahis par la smectite ont montré une perte en éléments chimiques des niveaux supérieurs. D'autre part, les caractères morphologiques des niveaux kaoliniques sont conservés et la géochimie reste globalement soustractive.

Dans la majorité des cas, les éléments chimiques exportés des parties amont des toposéquences ne s'accumulent pas en bas de pente. Le départ est définitif, et on ne retrouve pas ces éléments dans le paysage proche.

- Il n'y a aucune accumulation dans les dépressions périphériques, excepté dans l'approfondissement géochimique.
- Il n'y a pas d'accumulation dans les plaines qui entourent les massifs.
- Il n'y a pas d'accumulations dans les marigots dont l'alluvionnement est très faible.

On peut donc conclure que la majeure partie des éléments lixiviés est exportée très loin, vers les grandes zones déprimées (plaine du Sourou, fossé du Niger, bassin du "Volta lake" au Ghana) et vers les océans.

En conséquence, la notion d'apport d'éléments en bas de pente doit être utilisée avec prudence dans les massifs birrimiens basiques. Les bilans montrent, en effet, que les éléments mobiles à l'amont ne se retrouvent pas à l'aval.

2. DÉPART DES FRACTIONS FINES ET ILLUVIATION

Les descriptions morphologiques des puits et l'observation au microscope ont montré qu'il n'existe pas de circulation latérale dans les niveaux d'altération, y compris les niveaux superficiels.

- Les horizons pédologiques n'ont pas de niveaux très poreux de type "A₂" comme les sols sur granites ou sur migmatites décrits par BOULET (1974).
- Les horizons de soutirage ou de démantèlement sous les cuirasses, décrits par LEPRUN (1979), n'existent pas non plus ou sont très rares sur les roches basiques.
- Dans les niveaux profonds, on sait que les nappes phréatiques qui sont rares ne circulent pas durant la saison sèche. Ce confinement accentue la genèse des minéraux smectitiques qui rendent les altérations imperméables.
- Dans tous les profils smectitiques, les fissures et diaclases sont remplies de smectites fibro-radiées. On observe des fissures en voûtes, produites par les alternances de dessiccation et d'humectation (KO-1, Dem 1, Tan 5), mais aucune marque de circulations latérales.

En conclusion, les migrations latérales des particules fines argilo-limoneuses ne se produisent pas dans les altérations des massifs basiques, ni dans les sols bruns eutrophes qui les recouvrent, ni même dans les niveaux cuirassés sur les roches basiques.

3. DÉPART A LA SURFACE DU SOL ET POLLUTION

L'érosion mécanique des horizons de sub-surface avec transport le long des fortes pentes est le seul phénomène latéral qui puisse avoir de l'importance dans les profils étudiés. Cependant, l'érosion n'est intense que dans le cas où la végétation est discontinue, ou lorsque les cultures enlèvent cette protection naturelle. Dans la majorité des cas, le ruissellement moyen (environ 10 % de la pluviosité) n'a pas plus d'importance sur les collines basiques que dans le paysage granito-gneissique avoisinant, car la végétation est plus abondante sur les sols bruns et protège mieux le profil.

Les horizons superficiels sont donc presque toujours pollués, soit par un apport mécanique de l'amont des toposéquences, soit le plus souvent par un apport éolien important. Dans les régions sahéliennes, on a vu que tous les sommets des profils contiennent des quantités de quartz importantes, y compris à l'amont de la toposéquence (KO-6). Dans les régions nord-soudaniennes, les zones déprimées sont recouvertes par d'épais horizons sableux (Dem 4). Dans les régions sud-soudaniennes, la zone basse possède des dépôts argilo-limoneux d'inondation (Tan 5).

La pollution du sommet des profils et même le recouvrement sableux, s'il est peu épais, ne masquent pas les caractères minéralogiques et géochimiques des niveaux sous-jacents. On peut donner deux exemples de ce phénomène à Kolel et à Dem.

- Dans le puits KO-1, un horizon sableux de 50 cm de puissance recouvre un sol brun vertique épais de 150 cm. Ce voile sableux éolien contient une fraction argileuse composée de 60 % de smectites et de 40 % de kaolinite. De plus, sa composition chimique reflète celle du sol brun, mais diluée par un apport massif de silice (Tabl.LIIII).

Tableau LIIII

Composition chimique du niveau sableux et du niveau de sol brun du puits KO-1

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Sr	Ba	V	Ni	Cr	Cu	Li
0 cm	86,22	2,93	0,69	1,51	4,16	0,05	0,46	0,59	0,34	30	100	30	30	30	100	10
150 cm	67,24	11,86	2,86	1,95	6,11	0,04	0,43	0,64	0,36	30	100	300	150	300	80	10

- Dans le puits Dem 4, un horizon sableux de 200 cm de puissance recouvre des niveaux détritiques (200 à 430 cm) posés sur un niveau vertique (430 à 500 cm). Les niveaux sableux et les niveaux détritiques contiennent une forte proportion de smectites qui ne peut provenir que de l'horizon sous-jacent.

En conclusion, la plupart des horizons de surface hypersiliceux qui recouvrent les points bas des massifs birrimiens basiques gardent une certaine "image" des manteaux d'altération sous-jacents. Cette image est déformée selon l'intensité du mélange qui s'effectue entre les matériaux allochtones et autochtones. Mais, en première approximation, il s'agit plus de pollution et de remaniement que de recouvrement détritique du paysage.

4. DIFFÉRENCES ENTRE LES ROCHES BASIQUES ET LES ROCHES GRANITIQUES

On vient de voir que les évolutions latérales sont inexistantes sur les massifs birrimiens basiques, ou tout au moins limitées à la surface du sol. Il n'en est pas de même sur les autres formations cristallines de la Haute-Volta, en particulier sur les régions granito-gneissiques qui représentent environ 75 % de la superficie du socle.

Dans les profils sur les roches granitiques, les altérations fournissent des arènes avec un squelette quartzeux. Ces arènes poreuses où la néogenèse des argiles est faible permettent une circulation latérale de l'eau. Les mouvements latéraux ont été mis en évidence au Tchad (BOCQUIER, 1971) et étudiés d'une manière détaillée en Haute-Volta (BOULET, 1974 ; LEPRUN, 1979). La preuve matérielle des circulations obliques est fournie par l'observation de niveaux très lessivés, où ne subsistent que les grains de quartz et les minéraux lourds et où la fraction fine a été entièrement exportée. Ces horizons sont les indices principaux du démantèlement des sols et des niveaux cuirassés (LEPRUN, 1979).

L'évolution latérale, qui existe dans les régions granitiques et qui n'existe pas dans les régions basiques, explique en grande partie les différences morphologiques entre les deux régions. Les régions granitiques sont toujours en position basse dans le paysage, par rapport aux régions basiques. Ce problème sera repris, mais il est déjà possible de comprendre que les deux grandes familles de roches vont créer des altérations et des modelés différents, à cause de leurs modes de drainage interne opposés.

IV - CONCLUSIONS

Les études minéralogiques et géochimiques des manteaux d'altération des massifs cristallins basiques ont permis de montrer que l'altération se développe d'une manière essentiellement lithodépendante et à la verticale des roches du substratum.

1. LITHODÉPENDANCE DES NIVEAUX D'ALTÉRATION

Il existe deux familles de roches à drainage interne totalement opposé, qui déterminent des altérations météoriques différentes dans les régions sahélo-soudaniennes.

- Les roches granitiques s'altèrent en arènes et il se forme des smectites et de la kaolinite.
- Les roches basiques s'altèrent en lithomarges et il se forme presque uniquement des smectites.

Pour les roches basiques, les facteurs importants qui règlent la nature et l'intensité des altérations sont, par ordre d'importance, les suivants.

- *L'assemblage et la taille des minéraux primaires* règlent d'abord les néogenèses. Les microclites et les minéraux mal cristallisés ou rétrotransformés s'altèrent plus vite que les cristaux automorphes.
- *La géochimie soustractive des manteaux d'altération* détermine ensuite l'intensité de l'altération et la quantité de smectite formée. L'amont des toposéquences est très appauvri (40 à 60 %), l'aval est moins appauvri (20 à 40 %).
- *La nature des minéraux primaires* conditionne ensuite les néogenèses. En général, les ferromagnésiens s'altèrent avant les feldspaths et favorisent la naissance des smectites.

- *L'évolution progressive des profils de la base au sommet* intervient après, pour régler l'épaisseur des manteaux d'altération. Il apparaît que les niveaux d'altération kaoliniques représentent l'évolution extrême de l'altération, même s'ils ne se situent pas au sommet des profils.
- *L'importance des précipitations* intervient enfin, pour accélérer l'altération. Dans les régions sahélo-soudaniennes, cela ne fait qu'amplifier l'importance des facteurs précédents.

2. ÉVOLUTION VERTICALE DES PROFILS

Les circulations latérales n'existent pas sur les massifs birrimiens basiques ; elles existent sur les massifs granitiques. L'opposition des deux grandes familles de roches se retrouve dans l'évolution progressive des manteaux d'altération.

Pour les roches basiques, l'évolution des profils d'altération est purement verticale. Ce mécanisme est mis en évidence à l'aide des arguments suivants.

- *Les niveaux des profils reflètent la roche sous-jacente*. Cela est démontré par l'étude des corrélations, dans les niveaux argileux, dans les horizons pédologiques, et même dans les niveaux cuirassés.
- *Les niveaux des profils manquent totalement d'horizons de lessivage oblique*. Il n'y a pas trace d'illuviation au sein des profils sur les roches basiques.
- *Les éléments chimiques lixiviés*, à l'amont et sur les versants des collines basiques, ne se retrouvent pas à l'aval des toposéquences. Ils sont éliminés des paysages.
- *Les niveaux de surface pollués ou remaniés* peuvent garder les caractères géochimiques des manteaux d'altération sous-jacents.

3. CONSÉQUENCES

La lithodépendance verticale stricte des altérations sur les massifs birrimiens basiques s'oppose aux phénomènes plus complexes des altérations sur les massifs granito-gneissiques. Cette opposition se retrouve dans l'épaisseur et dans la nature smectitique ou kaolinique des manteaux d'altération. Elle expliquera également les différences des modelés, qui seront traitées au dernier chapitre.

CHAPITRE IX

COMPARAISON DES ALTÉRATIONS DE ROCHES BASIQUES DANS TROIS ZONES CLIMATIQUES

Des études détaillées de l'altération des massifs birrimiens basiques ont été effectuées par d'autres auteurs dans plusieurs régions, dont certaines plus humides que la Haute-Volta. On peut comparer la zone sèche sahélo-soudanienne, étudiée ici, avec la zone semi-humide soudanienne du Sénégal Oriental étudiée par WACKERMANN (1975) et la zone humide guinéenne de Côte d'Ivoire étudiée par DELVIGNE (1965). Sans chercher à établir une synthèse couvrant tous les paysages, on peut mettre en évidence rapidement les principales différences entre les altérations météoriques des trois régions, ainsi que leurs caractères communs.

1. DÉFINITION DES ALTÉRATIONS EN HAUTE-VOLTA, AU SÉNÉGAL ET EN CÔTE D'IVOIRE

Les altérations météoriques dans les trois régions concernent des zones en relief par rapport aux massifs granito-gneissiques. Il s'agit de collines et de buttes basiques qui surplombent le paysage et possèdent une topographie accidentée. Dans les trois cas, la permanence de profils d'altération anciens a été mise en évidence. Cependant, en ne considérant que les manteaux d'altération liés aux altérations récentes, on peut définir trois altérations de caractères différents.

a) L'altération en climat sahélo-soudanien

Dans les zones voltaïques, où la pluviosité est comprise entre 400 et 1100 mm/an, on a vu que les manteaux d'altération sont peu épais (3 à 8 m). Ils sont constitués par des niveaux à smectites et interstratifiés (14C-14M). L'altération précoce dans la roche dure produit des ouralites, des chlorites et de l'épidote. De plus, une lithodépendance étroite de tous les niveaux d'altération a été démontrée.

b) L'altération en climat soudanien

Dans les zones sénégalaises, où la pluviosité est comprise entre 850 et 1400 mm/an, les manteaux d'altération ont une épaisseur d'environ 10 m. Ils sont constitués par des niveaux à vermiculite et smectites, qui surmontent des transformations précoces à ouralite, chlorite et épidote. Les niveaux superficiels sont à dominante kaolinique. Il y a également lithodépendance du manteau d'altération (WACKERMANN, 1975).

c) L'altération en climat guinéen

Dans les zones ivoiriennes, où la pluviosité est comprise entre 1250 et 2200 mm, les manteaux d'altération ne sont pas plus épais. Ils sont constitués de niveaux à gibbsite, kaolinite, goethite et hématite. Une différenciation entre l'amont et l'aval des versants s'effectue, avec transport de matière et accumulation absolue en bas de pente. Les niveaux profonds à l'aval et tous les niveaux à l'amont montrent une évolution verticale. Les niveaux intermédiaires et superficiels à l'aval présentent une évolution latérale (DELVIGNE, 1965).

2. COMPARAISON DES MINÉRAUX D'ALTÉRATION DANS LES TROIS RÉGIONS

Il existe de grandes différences entre les minéraux secondaires formés dans les trois régions. On peut voir ainsi que les altérations des zones voltaïques et sénégalaises à climat contrasté sont surtout formées par des argiles 2/1, alors que dans les zones ivoiriennes il se forme des argiles 1/1 et des oxydes et hydroxydes. Dans le détail, il apparaît d'autres points de divergence que l'on peut schématiser pour chaque niveau.

a) Le front d'altération

Au front d'altération, on observe dans les zones sèches les phénomènes d'*ouralitis* et de *saussuritis*. Ils sont également intenses dans les zones semi-humides, où WACKERMANN (1975) les a définis pour la première fois comme des néoformations dues à l'altération météorique. En revanche, ils sont inconnus dans les zones humides où DELVIGNE (1965) ne décrit que quelques paillettes d'ouralite dans les écorces des roches. On en déduit que les premiers stades de la séquence générale d'altération n'existent que dans les régions relativement sèches et manquent dans la zone humide.

b) Les niveaux d'altération profonds

Dans la zone sèche, on a décrit ici la formation de *chlorites* et d'*interstratifiés* (14C-14M) qui peuvent être abondants. Dans la zone semi-humide, WACKERMANN (1975) observe la formation de *vermiculite* et la transformation des plagioclases en *albite*. Dans la zone humide, les observations montrent des néogènes de *vermiculite* à la base des profils aval, mais celle de la *gibbsite* à la base des profils amont (DELVIGNE, 1965). On en déduit que la *vermiculite* est une néoformation qui correspond aux régions à humidité intermédiaire.

c) Les niveaux d'altération médians et superficiels

Dans les zones sèches, on observe principalement la formation de *smectites*; la kaolinite peut se former à partir des plagioclases, mais en faible quantité. Dans les zones semi-humides, les *smectites* sont également les minéraux dominants; mais il existe des quantités plus fortes de kaolinite dans les niveaux supérieurs des profils. Dans les zones humides, les observations montrent la formation de *gibbsite* dans les profils amont et de *kaolinite* dans les profils aval. On en déduit que les *smectites* dominent dans les régions à climat contrasté et que la *gibbsite* n'existe que dans les régions très humides. La kaolinite, en revanche, existe dans les trois régions, mais elle s'accroît progressivement du Nord au Sud.

d) Interprétation

Les différences entre les associations minérales d'altération des roches basiques viennent pour une bonne part du comportement des minéraux primaires eux-mêmes. En effet, dans les zones sèches et semi-humides, ce sont les ferro-magnésiens qui s'altèrent les premiers (pyroxènes, amphiboles, biotites). Dans les zones humides en revanche, ce sont les plagioclases qui s'altèrent d'abord, les ferro-magnésiens sont préservés plus longtemps. La raison de cette opposition de comportement peut provenir des différences de drainage interne du milieu basique.

- En région sèche, le drainage est faible et les solutions sont concentrées. Les ferro-magnésiens s'altèrent en *smectites* et les plagioclases ne s'altèrent pas.
- En région semi-humide, le drainage est plus fort et les solutions sont diluées. Les plagioclases s'altèrent en kaolinite et les ferro-magnésiens en *vermiculite*.
- A l'amont des toposéquences des régions humides, le drainage est intense et les éléments sont plus lixiviés. Les plagioclases s'altèrent en *gibbsite* et les ferro-magnésiens en *goethite*.

3. COMPARAISON GÉOCHIMIQUE DES ALTÉRATIONS DANS LES TROIS RÉGIONS

Les différences géochimiques entre les régions à climat sec et celles à climat humide semblent moins spectaculaires que les différences minéralogiques. Dans les trois régions, il s'agit de *géo-chimie soustractive*, mais les pertes en éléments chimiques sont de plus en plus importantes du Nord au Sud, sans qu'il soit possible de déterminer des limites précises entre ces régions.

a) Lithodépendance des manteaux d'altération

Dans la zone sèche étudiée ici, les manteaux d'altération sont totalement lithodépendants, y compris les niveaux superficiels, les sols et les cuirasses. Dans la zone semi-humide du Sénégal Oriental, WACKERMANN (1975) conclut à une lithodépendance certaine du manteau d'altération. En zone humide en revanche, DELVIGNE (1965) montre des transports de matière et des accumulations absolues de certains éléments dans les niveaux superficiels de mi-pente et de bas de pente. Il est évident que le transport latéral détritique ou en solution des éléments abondants (Si, Al et Fe) estompe la lithodépendance des manteaux d'altération, sans cependant la masquer tout à fait.

b) Caractères géochimiques communs aux trois régions

Outre la lithodépendance qui est de moins en moins stricte du Nord au Sud, il existe un certain nombre de caractères communs aux massifs basiques dans toutes les régions.

- Les alcalins et alcalino-terreux, excepté le potassium, sont exportés des massifs birrimiens. Dans les régions humides, il s'agit d'une perte totale de ces éléments.

- Le potassium est un élément peu mobile, aussi bien en zone sèche qu'en zone humide. Peut-être parce qu'il est contenu dans les rares séricites très résistantes à l'altération météorique, même de type ferrallitique.
- Les altérations kaoliniques intermédiaires sont plus lixiviées que les niveaux superficiels qui les surmontent (chap.VIII). Ce phénomène correspond, dans les régions sèches, à une altération plus poussée des niveaux intermédiaires. DELVIGNE (1965) l'explique dans les régions humides par un apport d'éléments dans les niveaux superficiels.
- Les éléments les plus stables restent les mêmes dans les trois zones, ce sont Al, Ti et Fe. Cependant, ces éléments peuvent migrer en partie dans les horizons évolués des profils ferrallitiques (DELVIGNE, 1965).

c) Différences géochimiques entre les trois régions

Les pertes en éléments chimiques sont de plus en plus élevées des régions sèches jusqu'aux régions humides. Cette progression est particulièrement sensible pour le silicium. D'après le calcul à volume constant on voit que SiO₂ est exporté de 20 à 30 % dans les régions sèches, de 50 % dans les régions semi-humides et à l'aval des toposéquences en région humide, et de 90 à 100 % sur les points hauts des zones humides. Cette lixiviation croissante du Nord au Sud s'explique par l'augmentation de la pluviosité et du drainage interne des manteaux d'altération.

Une autre différence plus importante provient de la présence ou de l'absence de nappes phréatiques dans les manteaux d'altération. On a vu qu'elles n'existent pas en zones sahéliennes et nord-soudaniennes. Elles s'observent en zones sud-soudaniennes et guinéennes. Ces nappes induisent des phénomènes d'accumulation, en particulier dans les niveaux de battement du niveau hydrostatique.

- Des accumulations de carbonates (calcitisation) sont décrites par WACKERMANN (1975) au toit de certaines nappes. Ces calcitisations de nappes sont inconnues dans les régions sahéliennes où les concrétionnements calcaires sont liés à l'activité biologique ou à des stockages temporaires au front d'altération.
- Des accumulations de SiO₂ (silicification) sont observées au Sénégal Oriental par WACKERMANN (1975), toujours liées aux nappes phréatiques. Ces silicifications n'existent pas en région sèche, excepté sur les roches ultrabasiques. En Côte d'Ivoire, les accumulations de silice se recombinaient avec l'aluminium pour former des niveaux à kaolinite (DELVIGNE, 1965).
- Des accumulations de Fe et Mn (ferruginisation) sont décrites dans les régions humides, sur les points bas des toposéquences (DELVIGNE, 1965 ; GRANDIN, 1973). Ces ferruginisations n'existent pas, sous les conditions climatiques actuelles, dans les zones plus sèches.

En conclusion, les différences progressives entre altérations sont réglées par le drainage interne, mais les différences brutales sont liées à la présence ou à l'absence d'une nappe dans les altérites. Cette nappe est responsable de toutes les accumulations absolues.

4. ÉVOLUTION VERTICALE ET LATÉRALE DES MANTEAUX D'ALTÉRATION

On a vu dans le chapitre précédent que l'évolution des manteaux d'altération est toujours verticale sur les roches basiques. Dans les régions sahélo-soudaniennes en effet, les horizons avec des traces de lessivage oblique sont très rares dans les divers niveaux d'altération, dans les sols et sous les cuirasses. Dans les régions semi-humides, WACKERMANN (1975) conclut également à l'évolution verticale du manteau d'altération, et en particulier des sols et des niveaux cuirassés. En revanche, dans les régions humides de Côte d'Ivoire, DELVIGNE (1965) observe des mouvements latéraux des solutions et des matériaux détritiques, de l'amont à l'aval des toposéquences. Ces mouvements et l'accumulation absolue qui en résulte sont visibles dans les niveaux superficiels et intermédiaires des profils, les niveaux profonds gardent une évolution verticale.

On voit donc que des circulations latérales peuvent se produire dans les altérations des roches basiques comme dans les altérations des roches granito-gneissiques. Mais ces lessivages obliques correspondent à des zones très humides comme la Côte d'Ivoire. Pour les granites, les lessivages obliques peuvent se produire dans des zones plus sèches. Les exemples les plus marquants ont été observés et analysés dans les toposéquences contrastées des climats sahélo-soudaniens : au Tchad (BOCQUIER, 1971) et en Haute-Volta (BOULET, 1974 ; LEPRUN, 1979). Ces lessivages obliques se produisent surtout dans les granites alcalins à gros grain. Il s'agit principalement d'un phénomène azonal lié à la nature de la roche.

Les mouvements latéraux superficiels sont fonction de la topographie des massifs basiques. Cependant, toutes conditions égales par ailleurs, la zonalité climatique se fait sentir entre régions sèches et régions humides. C'est ainsi que DELVIGNE (1965) parle d'*apport détritique* à l'aval de ses "caténes" ivoiriennes, WACKERMANN (1975) a utilisé le terme de *remaniement superficiel* pour les toposéquences sénégalaises, et nous avons vu que dans les régions voltaïques il est question de *remaniements sur place et de pollutions*. Cette terminologie marque une intensité des apports superfi-

Tableau LIV

Comparaison synthétique des altérations sur roches basiques en zones sèches, semi-humides et humides

Caractères importants des altérations	HAUTE-VOLTA (400 à 1100 mm)	SÉNÉGAL (850 à 1400 mm) WACKERMANN (1975)	CÔTE D'IVOIRE (1200 à 2200 mm) DELVIGNE (1965)
<i>Minéralogie</i>			
Transformations précoces en ouralite + saussurite + chlorite	[abondant]		[très rare ou absent]
Niveaux profonds			
Vermiculite	[très rare ou absent]	[abondant]	
Séricite + albite	[très rare ou absent]	[abondant]	[très rare ou absent]
Gel	[abondant]		[abondant]
Niveaux intermédiaires et superficiels			
Smectite	[abondant]		[très rare ou absent]
Gibbsite	[abondant]		[abondant]
Kaolinite	[faible]	[moyen]	[abondant]
Phyllites dominantes			
Argile 2/1	[abondant]		[très rare ou absent]
Argile 1/1	[très rare ou absent]		[abondant]
Niveaux superficiels moins altérés que la lithomarge sous-jacente	Lixiviation <		Apport en surface
Minéraux primaires altérés en premier ...	Ferro-magnésiens		Feldspaths
<i>Géochimie</i>			
Type altération dominante			
Bisiallitique	[abondant]		[très rare ou absent]
Monosiallitique	[très rare ou absent]	[abondant]	
Allitique	[très rare ou absent]		[abondant]
Lessivage de la silice et de certains alcalins et alcalino-terreux	[faible]	[moyen]	[abondant]
Stabilité relative de K	[abondant]		
Géochimie soustractive	[abondant]		
Influence de la différence entre roches basiques et roches acides	[abondant]	[moyen]	[faible]
<i>Caractères de l'évolution</i>			
Présence d'une nappe phréatique	[très rare ou absent]	[abondant]	
Drainage interne et profil fonctionnel sur toute la hauteur	[très rare ou absent]	[abondant]	
Evolution verticale	[abondant]		[moyen]
Lessivage oblique et présence d'horizons (A ₂)	[très rare ou absent]		[abondant]
Transport amont-aval	[très rare ou absent]		[abondant]
Evolution lithodépendante	[abondant]		[très rare ou absent]

[très rare ou absent] [faible] [moyen] [abondant]

ciels qui est généralement décroissante du Sud au Nord des régions étudiées.

En conclusion, un deuxième critère important capable d'expliquer les différences entre les altérations est la présence ou l'absence de mouvements latéraux dans les altérites. Ces mouvements latéraux sont fonction principalement de la nature de la roche. Ils ne se réalisent sur les roches basiques que dans les zones très humides.

5. CONCLUSION

Les différences principales entre les altérations sur les roches basiques des trois régions peuvent se résumer dans un tableau synthétique (Tabl.LIV). Ces différences sont habituellement attribuées à la zonalité climatique. En réalité, seuls certains phénomènes sont progressifs et suivent l'influence du climat : abondance de la kaolinite, intensité de la lixiviation des alcalins et alcalino-terreux et de la silice. Beaucoup d'autres caractères de l'altération varient selon des mécanismes plus brutaux qui dépendent de deux facteurs :

- absence ou présence d'une nappe phréatique,
- absence ou présence de circulation latérale dans les altérites.

Ces deux facteurs souvent liés dépendent surtout de la nature et de l'assemblage des roches, plus que de l'intensité de la pluviosité. Des conséquences importantes en découlent.

1. Pour la pluviosité des régions sahélo-soudaniennes, les différentes roches basiques peuvent fournir soit des niveaux d'altération smectitiques, soit des niveaux d'altération plus lixiviés à kaolinite et smectites.
2. Si la pluviosité est croissante sur des roches basiques relativement homogènes, l'altération reste de même type jusqu'à ce qu'un seuil soit franchi et que des circulations obliques se produisent. Alors seulement, le type d'altération changera.
3. Dans le cas d'une forte pluviosité, liée à une circulation latérale importante, toutes les roches peuvent donner des profils ferrallitiques. La lithodépendance est alors minimum.
4. Les niveaux d'altération sans nappes des zones sèches sont constitués de smectites, alors que les niveaux avec nappes des zones humides contiennent de la vermiculite. *La vermiculite est spécifique des régions humides.*
5. Les niveaux d'altération à drainage modéré des zones sèches et semi-humides sont constitués de smectites et de kaolinite, alors que les niveaux à drainage intense des zones humides contiennent de la gibbsite. *La gibbsite est spécifique des drainages extrêmes.*
6. Les régions sèches et semi-humides développent des altérations qui ont beaucoup de points communs; elles subissent une évolution lithodépendante verticale. En revanche, les régions humides développent des altérations différentes des précédentes; elles sont soumises à des évolutions latérales moins lithodépendantes.

En conclusion, on peut voir l'influence de l'assemblage et de la nature des roches du Nord au Sud des régions tropicales, plutôt qu'un gradient climatique strict de l'altération. Les grandes variations des altérations sont lithodépendantes.

CHAPITRE X

LA MORPHOLOGIE DES MASSIFS BASIQUES EN HAUTE-VOLTA

Le socle birrimien de la Haute-Volta forme un vaste bombement surélevé qui comprend un plateau granito-gneissique de 300 m d'altitude, parsemé de collines basiques de 300 à 500 m d'altitude. Comme les études analytiques l'ont montré, le modelé du socle est fonction de la famille des roches mères (granites, schistes, roches basiques), mais aussi de la répartition des cuirasses. Il est donc nécessaire d'étudier successivement les modelés sur les roches basiques non cuirassées et les modelés sur les roches basiques cuirassées.

I - MODELÉS DES MASSIFS BASIQUES NON CUIRASSÉS

1. SITUATION DES MASSIFS BASIQUES NON CUIRASSÉS

Les massifs basiques sont toujours plus élevés dans le paysage que les massifs granitiques. Ce fait est observé par de nombreux auteurs dans toutes les régions tropicales africaines (RONDEAU, 1958 ; DAVEAU *et al.*, 1962 ; BIROT *et al.*, 1961 ; DELVIGNE, 1965 ; BOULET, 1970). Il est observé également dans les régions tropicales d'Amérique du Sud (BIROT, 1965 ; LELONG, 1969). Sur les massifs birrimiens basiques de Haute-Volta étudiés ici, ce fait est confirmé dans tous les cas : les roches basiques forment des collines arrondies, les roches granitiques des interfluves aplanis.

L'influence de la roche intervient au premier chef, même dans les zones proches des axes alluviaux des Volta, qui ont été étudiées par KALOGA (1966). Cet auteur signale que les schistes birrimiens peuvent former des plaines basses, alors que les roches basiques forment toujours des hauts reliefs. La lithodépendance des reliefs a été démontrée dans toutes les zones climatiques.

- Dans les régions sahéliennes, les collines basiques surplombent la plaine de 50 à 80 m.
- Dans les régions nord-soudaniennes, les collines basiques dominent le plateau de 100 à 200 m ; elles sont très souvent coiffées par une cuirasse tabulaire.
- Dans les régions sud-soudaniennes, les collines basiques ont la même hauteur de commandement, mais les cuirasses sommitales sont plus rares.

2. LES FACTEURS DE LA MISE EN RELIEF DES MASSIFS BASIQUES

a) Désagrégation initiale des roches mères

Sur les roches basiques, le phénomène initial de désagrégation est faible. Au front d'altération on passe, en quelques centimètres, parfois décimètres, de la roche basique à une altération argileuse puissante. Sur les roches granito-gneissiques en revanche, on distingue des niveaux arénisés sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres, avant que l'altération argileuse ne se développe. Les mesures de résistivité apparente chiffrent bien ce phénomène : la roche saine, électriquement résistante, se situe à une profondeur deux ou trois fois plus grande sur les granites que sur les roches basiques. En conséquence, les niveaux argileux épais des roches basiques correspondent à la totalité du manteau d'altération, alors que les niveaux argileux plus minces des roches granitiques ne correspondent qu'à une faible partie du manteau désagrégé. Sur les roches basiques, on passe directement de la roche à des niveaux argileux structurés et résistants à l'érosion.

b) Lixiviation et lessivage interne dans les altérites

Les manteaux d'altération développés sur les roches granito-gneissiques sont plus lixiviés et plus lessivés que ceux qui sont développés sur les roches basiques.

La dynamique des solutions est opposée dans les différents manteaux d'altération. Dans les altérations des roches granitiques, les solutions sont diluées, mais le drainage interne est bon, et les éléments sont lixiviés d'une manière importante relativement à leur teneur dans les roches initiales. Dans les altérations des roches basiques étudiées ici, les solutions sont chargées, mais le drainage interne est mauvais et la lixiviation est moindre.

Le lessivage interne est également différent dans les manteaux d'altération. Dans les altérations des roches granito-gneissiques, il existe des niveaux préférentiels qui subissent un lessivage des éléments fins (BOULET, 1974 ; LEPRUN, 1979). Dans les altérations des roches basiques, ces niveaux de lessivage oblique n'existent pas, malgré des pentes accentuées. La perte de matière est donc moindre que pour les roches granito-gneissiques.

En conclusion, les roches basiques subissent une moindre lixiviation et un moindre lessivage que les roches acides. La perte de matière et de volume est donc plus faible pour les roches étudiées ici.

c) Phénomènes de surface

Sur les massifs basiques non cuirassés, les horizons superficiels sont toujours enrichis en minéraux résiduels inaltérés et en quartz. Si le quartz provient généralement d'apports éoliens dans les régions sahélo-soudaniennes, les minéraux résiduels proviennent du substratum et reflètent la roche sous-jacente. Ces minéraux résiduels sont observés dans tous les puits, entre la surface et 150 cm de profondeur. Trois possibilités peuvent expliquer l'abondance de ces minéraux dans les niveaux de surface.

1. *Accumulation en surface des reliquats de plusieurs niveaux d'altération* - Les minéraux résiduels représentent l'accumulation, dans les horizons pédologiques, des éléments grossiers de plusieurs niveaux altérés, les éléments fins ayant été exportés. Cette hypothèse correspond au schéma du *remaniement superficiel* de LEVÊQUE (1975). Cet auteur étudie le socle granito-gneissique du Togo ; il montre que le mètre supérieur des profils est appauvri en fractions fines. Les termites remontent des nouveaux matériaux en surface et assurent le brassage des hauts de profil. Le départ sélectif des éléments fins est ensuite assuré par le ruissellement annuel. De plus, LEVÊQUE (1975) montre que ces horizons superficiels remaniés se forment sans entraînements latéraux internes, ce qui s'oppose aux "systèmes à différenciation latérale" de Boulet (1974, 1977).

2. *Arrivée en surface de roches plus résistantes* - Les minéraux résiduels représentent des passées de roches non tectonisées et plus résistantes, amenées en surface par l'érosion mécanique des horizons meubles. Ces roches présentent un retard à l'altération par rapport aux niveaux inférieurs plus vulnérables et plus altérés. On pense alors à une différence dans l'état physique des matériaux. Ce cas a été envisagé par DE LAPPARENT (1939) et LELONG (1969) pour l'altération des granites dans les zones humides où l'on voit parfois la gibbsite se former en profondeur et la kaolinite au-dessus.

3. *Moindre altération en surface, plus forte altération en dessous* - Les minéraux résiduels se situent dans une frange moins altérée, où l'eau transite rapidement et où l'évapotranspiration est intense. Dans ce cas, tous les minéraux primaires n'ont pas le temps de s'altérer. Dans un certain nombre de puits sur des profils anciens kaoliniques, on a pu observer la lithomarge plus lixiviée que les argiles bariolées situées au-dessus (chap.VII et VIII). Ce phénomène implique une meilleure altération sous les niveaux superficiels, où l'eau peut séjourner plus longtemps.

Quels que soient le ou les mécanismes suivis, la conséquence principale est identique : on retrouve une abondance de minéraux inaltérés et de débris rocheux dans les niveaux supérieurs du manteau d'altération, entre 0,5 et 1,5 m de profondeur. Et ces minéraux résiduels correspondent au substratum, de telle sorte que la lithodépendance est confirmée.

L'accentuation du phénomène conduit au pavage de blocs, visible sur l'ensemble de la colline de Kodel. Les boulders sont concentrés dans les deux premiers mètres des profils, et ils ont une taille supérieure à ceux que l'on peut observer dans les horizons intermédiaires du manteau d'altération. Le stade final du phénomène conduit à la formation de "pseudo-affleurements" (LEPRUN et PION, travaux en cours).

En conclusion, la combinaison des trois mécanismes qui permettent l'enrichissement des horizons superficiels en minéraux inaltérés peut conduire, dans les cas extrêmes, à un pavage protecteur de débris rocheux en surface.

3. CONCLUSION

Les massifs basiques non cuirassés dominent le paysage. En effet, sur les roches basiques, s'additionnent des phénomènes qui limitent l'abaissement du manteau d'altération. D'abord, le passage direct à des altérites argileuses très structurées entrave les phénomènes de désagrégation. Ensuite, et à cause de cette structure argileuse, la faiblesse des lixiviations et des lessivages freine les transformations internes du manteau qui peuvent provoquer des dégradations et des pertes de volume. Enfin, les accumulations superficielles de minéraux et fragments de roches protègent de l'érosion.

Le résultat est une absence de transfert latéral et un maintien relatif des collines basiques par rapport au plateau granito-gneissique voisin qui est mieux lixivié, mieux lessivé, plus transformé et plus érodé. Les roches basiques forment des reliefs qui dominent le modelé.

II - MODELÉS DES MASSIFS BASIQUES CUIRASSÉS

Sur les roches basiques, les profils à sommet cuirassé correspondent à des épaisseurs très fortes du manteau d'altération. Les mesures géophysiques chiffrent ces altérations entre 30 et 50 m de puissance sous les cuirasses ferrugineuses et entre 100 et 200 m sous les cuirasses alumino-ferrifères de Haute-Volta. Les manteaux cuirassés des zones granito-gneissiques des mêmes régions ont toujours des épaisseurs plus faibles, de l'ordre de 10 à 30 m.

1. CARTOGRAPHIE ET RÉPARTITION DES CUIRASSES

Dans une étude récente de reconnaissance photo-morphologique en Haute-Volta centrale et méridionale (PION et FACIBENI, 1976), on a cartographié les cuirasses d'une région de 36.000 km² de superficie. Le classement des cuirasses s'est effectué sur photos aériennes et sur le terrain, selon l'estimation de plusieurs de leurs caractères :

- la position topographique liée au faciès (4 niveaux) ;
- la composition chimique alumineuse ou ferrifère estimée ;
- la quantité de quartz dans la cuirasse (acide ou basique).

Cinq groupes de cuirasses sont ainsi définis. Ce classement est confirmé par les analyses chimiques et la cartographie géologique. En effet, nos limites morphologiques coïncident avec celles des différentes roches et parfois les précisent dans les zones masquées. Les cinq groupes de cuirasses sont les suivants.

- LB₁ - Cuirasses surélevées, épaisses, alumino-ferrifères, sur roches basiques. Ce sont les cuirasses résiduelles des sommets qui sont souvent bauxitiques.
- LB₂ - Cuirasses de grande superficie avec rebord, pentées, épaisses, ferrugineuses, sur roches basiques. Ce sont les grandes formations qui entourent les massifs birrimiens et qui en sont séparées par la dépression périphérique.
- LA - Cuirasses avec rebord, planes ou convexes, minces, ferrugineuses, sur roches acides. Ce sont les cuirasses qui couvrent les interfluves des massifs granitiques et qui sont souvent à rebord mal marqué.
- LI - Cuirasses avec rebord, sans caractères déterminants, sur roches indifférenciées. Ce sont les cuirasses qui couvrent les zones hétérogènes ainsi que la plupart des zones schisteuses.
- L - Cuirasses sans rebord ou cuirasses démantelées, carapaces, nappes de gravillons, cuirasses enterrées, ... Ce sont les formations dans un état de destruction qui ne permet plus l'identification des caractères dominants.

En dehors des niveaux résiduels perchés et rares (LB₁) et des cuirasses démantelées ou masquées et abondantes (L), le cuirassement peut se répartir facilement dans les trois autres groupes (LB₂, LA et LI), qui sont lithodépendants.

2. LE PROBLÈME DES DIFFÉRENTS NIVEAUX DE CUIRASSE

Sans vouloir trancher le problème de l'étagement des niveaux de cuirasse en Haute-Volta, ce qui dépasserait le cadre de ce travail, on peut néanmoins apporter quelques arguments qui confirment les hypothèses de LEPRUN (1972, 1979) pour un seul et unique modelé ondulé ayant subi le cuirassement.

- Les critères de reconnaissance, visibles sur une grande superficie de terrain, permettent de distinguer plus facilement des groupes en fonction du substratum : roches basiques, roches acides et roches schisteuses ; plutôt que des groupes géomorphologiques : haut glacis, moyen glacis, bas glacis.
- Dans la majorité des étagements de cuirasses, on distingue *une cuirasse sur une roche acide en contrebas d'une cuirasse sur une roche basique*. Cela correspond à la position morphologique normale du substratum, qu'il soit ou non cuirassé.
- *Les cuirasses ferrugineuses ne sont pas planes*. Elles peuvent épouser des formes assez accidentées (toposéquence de Dem). Les positions très inclinées sont des zones de faiblesse où se produisent les entailles et les ruptures des niveaux cuirassés.

En conclusion, les cuirasses ferrugineuses peuvent souvent se classer en groupes étagés selon la nature lithologique du substratum. Les cuirasses épaisses les plus hautes se situent sur les roches basiques.

3. RELATIONS ROCHE-CUIRASSE

Il s'est avéré que les cuirasses sont pratiquement toujours des formations lithodépendantes. Ce fait pourrait même être utilisé pour déterminer le substratum dans les régions cuirassées, comme l'avait conseillé HUBERT (1939). On peut tout au moins s'en servir pour déterminer les limites lithologiques, qui peuvent correspondre également à des limites de cuirassement (VOGT, 1959 ; DAVEAU *et al.*, 1962).

La prépondérance de la lithodépendance des cuirasses ne fait plus de doute dans la zone sahélo-soudanienne. Elle est démontrée d'une manière convaincante par LEPRUN (1979), dans une étude très détaillée sur le cuirassement en Afrique de l'Ouest. Nous devons noter que c'est à cet auteur que l'on doit l'inventaire des principales observations qui permettent de conclure à la lithodépendance stricte des cuirasses. Ces observations sont les suivantes :

- la conservation de la schistosité d'une roche dans les niveaux cuirassés sus-jacents ;
- la conservation de morceaux relictuels de roche dans la cuirasse ;
- la conservation des minéraux résistants de la roche dans la cuirasse ;
- la conservation des filons de quartz de la roche dans les niveaux cuirassés (CHETELAT, 1938) ;
- la conservation d'un contact lithologique à travers les niveaux de la cuirasse (BLOT, LEPRUN et PION, 1976).

Tous ces faits ont été également observés au cours de la cartographie de la Haute-Volta centrale et méridionale. Le modelé des régions cuirassées est fortement conditionné par la nature des roches mères, au bénéfice des massifs basiques. Comme c'est exactement le même cas pour les massifs basiques non cuirassés, nous devons pouvoir comparer ces deux modelés. En réalité, s'il existe des convergences entre les deux, on a observé aussi un certain décalage qui correspond à une transformation de la morphologie des zones cuirassées.

4. LE PROBLÈME DES DÉGRADATIONS SUPERFICIELLES ET INTERNES DES CUIRASSES DES ZONES BASIQUES

Dans des études récentes, LEPRUN (1972, 1977, 1979) a montré que les cuirasses sont en déséquilibre dans les zones sahélo-soudanienne. Elles subissent des dégradations internes et superficielles qui provoquent une fonte des niveaux cuirassés avec perte de volume et rectification superficielle du modelé. Certains manteaux d'altération kaoliniques non cuirassés sont également en déséquilibre dans les mêmes régions tropicales (BOULET, 1974 ; CHAUVEL, 1977). Dans les massifs birriens basiques le déséquilibre existe également, mais les transformations des cuirasses sont moins importantes.

- Les dégradations internes, qui se marquent par des niveaux éluviaux sableux (A₂) à la base et dans les cuirasses sur les roches quartzieuses, sont très rares dans les cuirasses sur les roches basiques (Dem 10 et 11) ;
- Les démantèlements en blocs et en débris sont moins intenses dans les cuirasses sur les roches basiques que dans les cuirasses sur les roches quartzieuses. En effet, les cuirasses des roches basiques sont indurées sur de plus fortes épaisseurs, excepté peut-être aux ruptures de pente.

- Les dégradations mécaniques de surface et les démantèlements liés aux actions biologiques et pédologiques superficielles attaquent les cuirasses des roches basiques, mais plus lentement et plus faiblement que les cuirasses moins dures des roches quartzieuses.

En conclusion, si les zones basiques cuirassées sont en déséquilibre, comme les cuirasses des zones granito-gneissiques, leur dégradation est moindre et la rectification du modelé plus faible.

5. LE PROBLÈME DE L'INVERSION DES RELIEFS

Le déséquilibre des manteaux d'altération sur les massifs basiques ne se traduit pas par des bouleversements importants de la morphologie. Le phénomène d'inversion de relief, qui existe dans les régions humides (DELVIGNE, 1965) et a été décrit en Haute-Volta méridionale (VOGT, 1968), ne se manifeste pas dans la zone étudiée. Les preuves en sont fournies par la permanence des rivières surimposées, le manque des dépôts en bas de pente, la résistance des cuirasses hautes par rapport aux cuirasses basses. Tous ces faits montrent que les massifs basiques restent en position haute, comme ils l'ont probablement toujours été. On doit cependant admettre un abaissement général du niveau de base au cours du temps, pour expliquer l'exportation définitive des éléments lixiviés et érodés des massifs.

En conclusion, les massifs basiques ont tendance à s'abaisser, mais les agents agressifs rencontrent une forte résistance, et finalement ces massifs demeurent en position haute dans le paysage.

6. CONCLUSION

Les massifs basiques cuirassés dominent le modelé. Tous les faits le montrent, et les raisons en sont les suivantes.

- Les cuirasses sont plus épaisses et plus résistantes sur les roches basiques que sur les roches granito-gneissiques.
- Les cuirasses des roches basiques sont moins sensibles aux dégradations superficielles, et surtout internes, que les cuirasses des roches granitiques pourvues d'un squelette quartzieux.
- La rectification superficielle agit, mais elle est plus faible sur les roches basiques que sur les roches granitiques.

En conséquence, les massifs basiques cuirassés forment les hauts reliefs dans le paysage. Ils étaient déjà en position haute au moment de la formation des cuirasses, et ils le demeurent.

III - CONCLUSIONS

Les massifs basiques non cuirassés et les massifs basiques cuirassés ont tendance à dominer les paysages. Dans les deux cas, les mécanismes différents additionnent leurs effets. Les causes de cette domination du paysage peuvent se classer en trois groupes.

- Les roches basiques s'altèrent brutalement en donnant des niveaux argileux, et l'arénisation par désagrégation de la roche est faible. Ce manteau argileux empêche le développement des transformations et des lessivages internes, mais il freine aussi les lessivages et les érosions superficielles.
- En cas de non cuirassement, les altérations des roches basiques sont protégées par des minéraux et des débris de roche dans les horizons superficiels. Cette protection peut aller jusqu'au pavage de blocs au-dessus des horizons meubles.
- En cas de cuirassement, les cuirasses sur les roches basiques sont plus épaisses, plus dures et faiblement attaquées par les dégradations internes. Les dégradations superficielles sont plus lentes que sur les autres roches.

On peut donc conclure que les massifs basiques résistent mieux aux phénomènes de dissolutions, dégradations internes, lessivages et érosions superficielles que les roches granito-gneissiques qui les entourent. Cette différence de comportement aboutit à un résultat inattendu. En effet, si les

phénomènes d'altération suivis par l'érosion aboutissent à l'abaissement et à la rectification des paysages (cf. volume "Géochimie de la surface et formes du relief" - *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, 1977), ils agissent sur les deux catégories de roches mères, dans le même sens, mais d'une manière différentielle. Les mécanismes qui abaissent et rectifient la surface du sol créent des dénivelés, les entretiennent et les accentuent *au bénéfice des roches basiques*.

Ainsi la position haute des massifs basiques, dans le modelé de vastes régions sahélo-soudanaises comme la Haute-Volta, est la conséquence de systèmes d'altération à modalités et dynamiques différentes sur les roches basiques et sur les roches granito-gneissiques. *La morphologie de la zone tropicale sèche apparaît, elle aussi, comme lithodépendante.*

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Au terme de cette étude, il convient de rassembler les principaux résultats acquis au sujet de l'altération des massifs cristallins basiques de Haute-Volta. L'étude détaillée de trois toposéquences a permis l'observation d'un grand nombre de profils représentatifs des différents massifs birrimiens de la zone sahélo-soudanienne. L'ensemble des faits permet la compréhension de quelques grands problèmes concernant les premières transformations des minéraux primaires, l'importance des altérations héritées du passé, les caractères spécifiques des manteaux d'altération de la zone sèche et leur comparaison avec des zones plus humides. Mais surtout, on a montré tout au long de ces dix chapitres l'énorme influence des facteurs liés à la roche sur tous les mécanismes et les phénomènes de l'altération météorique. Les résultats sont résumés en 20 points qui seront regroupés en quatre parties.

L'ÉVENTAIL DES ALTÉRATIONS SUR LES MASSIFS BASIQUES

1. *Toposéquence de Kolel sur des norites. Disposition géométrique de deux types opposés d'altération*

A Kolel, sur des roches homogènes, l'amont présente une altération fortement lixiviée à kaolinite et goéthite. A l'aval, l'altération moyennement lixiviée est smectitique ; elle comporte des minéraux secondaires transitoires (ouralite, saussurite, chlorite et interstratifiés) qui aboutissent à des beidellites ferrifères. Dans le puits Kolel 3 médian, l'altération est complexe et polyphasée : niveaux supérieurs kaoliniques anciens, niveaux inférieurs smectitiques récents, mais de plus invasion smectitique récente du sommet des altérites à kaolinite. A Kolel, deux types d'altération contrastés se succèdent de l'amont à l'aval ; le second type interfère avec le premier dans la zone médiane.

2. *Toposéquence de Tankièdougou sur trois roches mères. Un seul type d'altération smectitique*

L'altération des amphibolites en beidellites très ferrifères est modérée, la kaolinite ne se rencontre que dans les diaclasses les mieux drainées. Les serpentinites s'altèrent modérément en beidellites ferrifères et interstratifiés (14C-14M) proches de la corrensite. Les granodiorites produisent une arène peu argileuse à beidellites peu ferrifères. Au total, dans les trois roches, la mobilité des éléments est différente, mais on reste dans le même domaine de la bisiallittisation avec des beidellites plus ou moins ferrifères et des interstratifiés (14C-14M).

3. *Toposéquence de Dem sur diabases et roches basiques indéterminées. Deux types opposés d'altération et leur interférence*

Le vieux manteau d'altération kaolinique n'est conservé qu'à l'aval ; il est cuirassé avec nodulation ferrugineuse d'un matériel à structure conservée. A l'amont sur diabases, l'altération smectitique règne, avec formation abondante de nontronite et un peu de vermiculite. Dans la zone médiane, il y a suraltération du bedrock en beidellites ferrifères. De plus, ces beidellites envahissent par la base le vieux manteau kaolinique. A Dem, deux types d'altération contrastés se sont succédés ; le plus ancien ne subsiste qu'à l'aval et tout au sommet du massif en dehors de la toposéquence, le plus récent affleure au flanc amont du relief. Et le second type interfère avec le premier dans la zone médiane.

4. *Le double manteau d'altération des massifs birrimiens basiques*

Dans la zone sahélo-soudanienne se sont succédés deux types d'altérations qui peuvent interférer. Ceci mène schématiquement à trois dispositions différentes dans les profils.

- Ou bien le vieux manteau kaolinique cuirassé ou non subsiste seul, il est non fonctionnel.
- Ou bien ce vieux manteau kaolinique est prolongé à sa base par une altération smectitique postérieure. On observe des profils mixtes.
- Ou bien le vieux manteau est dégradé, encore reconnaissable par ses débris et racines, ou tout à fait disparu, et seule fonctionne une altération smectitique récente.

On ajoutera deux remarques. Le vieux manteau, cuirassé ou non, peut subsister, tantôt aux sommets, tantôt à l'aval ; il n'existe que rarement sur les flancs des massifs. Par ailleurs, le cas le plus fréquent observé dans la zone d'étude est celui des profils mixtes.

5. Isovolume

Dans les trois cas, l'altération se forme *in situ*, dans un matériel basique à volume conservé. En grand, il y a permanence des filons, des bancs, de la schistosité et des contacts lithologiques des différentes roches ; les réseaux de diaclases et de fractures sont respectés dans les altérites, à l'exception de certains niveaux superficiels où se surimpose une "fausse-schistosité" verticale d'altération. En petit, la structure de la roche est conservée, l'altération se développe en grande partie au sein des cristaux et réalise une pseudomorphose qui assure la permanence de l'assemblage des minéraux. Il y a formation de minéraux secondaires et de vides dans un volume conservé, sans traces de tassements, remaniements et lessivages obliques. Cet isovolume est à la base de tous les calculs géochimiques.

6. Minéraux transitoires dans l'altération smectitique

Dans la zone de départ, à la base de l'altération smectitique, il a été démontré qu'apparaissent des minéraux transitoires, analogues à des minéraux de rétro-morphose, mais qui sont d'altération météorique. Les principales transformations sont : ouralitisation et chloritisation des pyroxènes, chloritisation des amphiboles et saussuritisation des plagioclases. Dans le détail, ouralite et chlorite, transitoires avant la smectitisation, sont différentes selon le pyroxène dont elles dérivent. On peut parler de "minéralo-dépendance".

INFLUENCE DE LA ZONALITÉ CLIMATIQUE SUR LES ALTÉRATIONS

7. Stabilité climatique des minéraux secondaires

Dans les zones climatiques ici étudiées, la partie intermédiaire et la base des profils ne sont pas humectées chaque année. Le drainage est donc non seulement discontinu mais faible. Dans ces conditions, les néoformations actuelles mènent exclusivement aux smectites, surtout dans la zone sahélienne. La kaolinite ne se forme actuellement que dans les joints les mieux drainés de la zone sud-soudanienne, en petite quantité à partir des plagioclases. En dehors de ces exceptions, tous les minéraux primaires, en commençant par les ferromagnésiens, engendrent les smectites par néoformation intracristalline. Dans la zone sahélo-soudanienne, ces smectites sont stables ainsi qu'a fortiori les kaolinites héritées des altérations anciennes.

8. Suraltération smectitique et invasion des niveaux kaoliniques

Il a été montré qu'une altération smectitique récente peut prolonger les niveaux kaoliniques anciens à leur base. Dans les secteurs qui sont à l'aplomb d'une cuirasse en corniche, l'impluvium est localement augmenté ; une suraltération smectitique du bedrock se produit, qui engendre "l'approfondissement géochimique". Aux néoformations intracristallines s'ajoutent des néoformations de smectites extracristallines. Ces smectites garnissent tous les pores et les joints et remontent dans les niveaux kaoliniques sur plusieurs mètres de hauteur. Il y a donc remontée verticale de bas en haut d'un front de smectitisation dans les structures des horizons kaoliniques. Il s'agit d'une nouvelle illustration de l'invasion remontante d'un front de smectitisation, mais ici, cette remontée est verticale.

9. Comparaison avec les régions voisines. Gradient des lixiviations. Mécanismes à seuil dans les altérations

En Haute-Volta, il n'existe pas de nappes permanentes en bas de profil. On peut comparer avec le Sénégal Oriental, plus humide, où il existe une nappe permanente (WACKERMANN, 1975), et avec la Côte d'Ivoire, encore plus humide, où règnent des nappes et des circulations latérales intenses (DELVIGNE, 1965). Du Nord vers le Sud augmentent progressivement l'intensité du drainage, la lixiviation des alcalins et alcalino-terreux, puis la lixiviation de la silice. Au contraire, la qualité des altérations ne varie pas progressivement mais par paliers : smectites seules en l'absence de nappe, smectites et vermiculites avec nappe permanente, présence de kaolinite et gibbsite avec un drainage latéral intense. A des changements continus de la lixiviation répondent des changements qualitatifs discontinus de l'altération.

10. Gradient climatique et changement de type d'altération dans l'espace et dans le temps

Il s'ensuit que le gradient climatique n'est utilisable que pour fixer la limite brusque qui déclenche les drainages intenses et les circulations latérales. Et c'est cette limite qui fait passer du type d'altération en smectites au type d'altération en kaolinite et gibbsite. Deux consé-

quences en découlent.

- Cette limite ne se trouve pas à la même latitude pour les différentes familles de roches mères. Elle est beaucoup plus méridionale pour les roches basiques que pour les roches granito-gneissiques.
- Quand cette limite climatique fut franchie en Haute-Volta au cours des temps, par augmentation de la sécheresse, le type d'altération a changé brusquement. Telle est la raison du contraste observé dans les profils qui sont kaoliniques cuirassés ou non dans les niveaux supérieurs anciens et smectitiques dans les niveaux inférieurs récents. *A une variation continue des climats en un même point, répond un changement discontinu du faciès d'altération.*

L'INFLUENCE DE LA ROCHE MÈRE SUR LES ALTÉRATIONS

11. Variétés des smectites omniprésentes dans les altérations récentes

Sur les massifs birrimiens basiques se néoforment toujours des smectites de la famille des beidellites-nontronites. Mais elles varient selon les minéraux parentaux : plus ferrifères en profondeur où les ferromagnésiens s'altèrent en premier, les smectites deviennent plus alumineuses quand les plagioclases s'altèrent à leur tour. De même, les interstratifiés (14C-14M) sont plus riches en interfoliaires chloritiques, quand les chlorites primaires ou secondaires sont abondantes.

12. Variation des altérations avec la structure des roches mères basiques

La taille des minéraux intervient et peut inverser l'ordre théorique des altérabilités ; par exemple on a observé de petits feldspaths s'altérant avant des amphiboles, de petites biotites s'altérant avant les amphiboles. De même, la structure intervient ; les fissurations, craquelures, diaclases facilitent l'altération, alors que la structure massive ou engrenée la freine. Ainsi, la taille et l'assemblage des minéraux interviennent avant leur nature, mais le résultat même partout aux smectites.

En revanche, les roches basiques s'opposent aux roches granito-gneissiques. En effet, au cours de l'altération, le quartz engendre un squelette quartzeux qui facilite le drainage interne. Ainsi, dans la même zone climatique, les biotites et les plagioclases des arènes granito-gneissiques peuvent s'altérer en kaolinite au lieu de smectites. L'absence de squelette quartzeux dans les roches basiques explique en grande partie leur retard au déclenchement des drainages et lixiviations.

13. Evolution verticale des manteaux d'altération. Lithodépendance

En zones sahélo-soudaniennes sur les roches basiques, on n'observe jamais de traces de lessivages obliques avec illuviations internes dans les niveaux d'altération, comme sur les roches granito-gneissiques. Par ailleurs, au point de vue minéralogique et géochimique, la lithodépendance verticale est démontrée. Les minéraux non altérés et les débris rocheux jusqu'en haut des profils sont issus du bedrock. De plus, les corrélations géochimiques montrent que malgré les lixiviations, *l'image parfois déformée du substratum est reconnaissable jusqu'au sommet du manteau d'altération.*

14. Chronologie et nature des altérations successives

Les calculs géochimiques ont montré que les niveaux kaoliniques représentent l'évolution extrême de l'altération. De plus, les niveaux superficiels, sols ou cuirasses, qui les surmontent sont plus riches en minéraux altérables. Ceci montre que les niveaux kaoliniques ne sont pas une étape dans l'évolution géochimique des niveaux supérieurs, cuirassés ou non. Et ceci oblige à reconstituer une altération ancienne moins poussée dans ces niveaux supérieurs. Ensuite se développe une altération de plus en plus poussée dans les niveaux kaoliniques sous-jacents. Enfin, la base du profil s'enfonce par l'altération smectitique inférieure la plus récente.

CONSÉQUENCES DES ALTÉRATIONS SUR LA GÉOLOGIE ET LA GÉOMORPHOLOGIE

15. Rôle trompeur des altérations précoces de base

Il n'est pas rare que le géologue ait été trompé sur la nature réelle des roches vertes birrimiennes. En effet, les altérations précoces modifient la nature et la structure des roches. Nombre de faciès à amphibole, chlorite et épidote, souvent d'aspect schisteux, sont le résultat de ces transformations. *Il s'agit alors d'un masque trompeur sur la structure mais non sur la composition des roches mères.*

16. *Rôle de frein des altérations smectitiques*

Il a été montré que le passage des roches mères ou des faciès à amphibole, chlorite et épidote aux smectites est brusque. Ces altérites smectitiques sont mal drainées et freinent les lixiviations par rapport aux altérites arénacées des roches granito-gneissiques. *L'altération smectitique joue donc un rôle relativement protecteur sur les massifs basiques, et ceux-ci vont avoir tendance à dominer dans un paysage en voie d'altération.*

17. *Concentrations superficielles de minéraux et débris rocheux*

Dans les régions étudiées ici, les niveaux superficiels sont plus riches en minéraux et débris de roches inaltérés que les altérites sous-jacentes. Il a été montré qu'il s'agit de reliques de l'altération modérée qui a eu lieu anciennement en tête de profil, plutôt que de recouvrements allochtones. Ce sont les témoins de la nature de la roche mère originelle. De plus, ils peuvent parvenir à un pavage de blocs sur la surface et protègent le profil de l'érosion mécanique. *Si bien que même non cuirassés, les massifs basiques sont en position haute dans le paysage.*

18. *Caractères et positions des cuirasses sur les roches basiques*

Les cuirasses développées à partir des roches basiques sont plus épaisses, plus dures, moins dégradées que celles qui sont issues des autres roches. Ces caractères les rendent reconnaissables, mais leur donnent également un rôle protecteur des manteaux d'altération sous-jacents. *Si bien que les massifs basiques cuirassés occupent une position dominante dans les paysages.*

19. *Lithodépendance de la géomorphologie des paysages*

Par le rôle de frein que jouent sur les roches basiques les altérations smectitiques mal drainées, les concentrations en surface de minéraux et de débris et l'épaisseur et la robustesse des cuirasses, s'accroît une tendance permanente des massifs à dominer les paysages sahélo-soudanais, par rapport au contexte granito-gneissique. *La géomorphologie régionale apparaît ainsi, elle aussi, lithodépendante.*

20. *En conclusion,*

Il apparaît que dans les pays cristallins étudiés dans ce mémoire et qui se répartissent entre la zone sahélienne et la zone soudanienne, le rôle des roches mères est prépondérant. Déjà sous les climats antérieurs s'était développé un manteau kaolinique sans arénites de base et aux cuirasses plus épaisses et moins fragiles. De plus, la péjoration progressive des climats a déclenché les altérations smectitiques qui, par l'addition de leurs caractères, augmentent les contrastes géomorphologiques de ces régions, *avec dominance dans le relief des massifs basiques.*

BIBLIOGRAPHIE

- AKULSHINA Y.P. et PISAREVA G.M. (1970) - Some quantitative indices of material composition of clay portion of rocks and their relation to weathering. *Intern. Geol. Review*, 13, 9, p.1312-1317.
- ALBOUY Y., BOULANGE B. et PION J.C. (1970) - Essais de prospection électrique appliqués à l'étude des niveaux d'altération en Haute-Volta. Rapp. ORSTOM-Dakar, multigr., 13 p.
- ALBOUY Y., PION J.C. et WACKERMANN J.M. (1970) - Application de la prospection électrique à l'étude des niveaux d'altération. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, 2, 2, p.161-170.
- ALBOUY Y. et WACKERMANN J.M. (1969) - Application de la prospection électrique par courant continu à l'étude des niveaux d'altération. Rapp. ORSTOM-Dakar, multigr., 7 p.
- ALTSCHULER Z.S., DWORNIK E.J. et KRAMER H. (1963) - Transformation of montmorillonite to kaolinite during weathering. *Science*, 141, 3576, p.148-152.
- ARCHAMBAULT J. (1960) - Eaux souterraines de l'Afrique occidentale. Berger-Levrault édit., Nancy, 139 p.
- ARNOULD M. (1961) - Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du NE de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Mém. B.R.G.M.*, 3, 175 p.
- A.S.E.C.N.A. Haute-Volta (1966) - Aperçu sur le climat de la Haute-Volta. 2ème édit., multigr., 132p.
- A.S.T.M. (1974) - Selected powder diffraction data for minerals. Data book. 1ère édit., J.C.P.D.S., Philadelphia, 883 p.
- ATAMAN G. (1963) - Utilisation du spectromètre à lecture directe pour le dosage des éléments majeurs des roches sédimentaires et des silicates dans une grande gamme de concentrations. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 16, p.233-240.
- ATAMAN G. et BESNUS Y. (1965) - Une méthode de dosage des éléments traces dans les roches par spectrométrie à lecture directe. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, p.179-189.
- AUBERT G. (1946) - Observations sur les sols de l'Anjou. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 221 B, p.755-757.
- AUBREVILLE A. (1949) - Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. Soc. Edit. Marit. Colon., Paris, 351 p.
- AUBREVILLE A. (1962) - Savanisation tropicale et glaciations quaternaires. *Adansonia*, 2, 1, p.16-84.
- BARNES I., O'NEIL J.R. et TRESCASES J.J. (1978) - Present clay serpentinization in New Calédonia. Oman and Yugoslavia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, p.144-145.
- BAYLISS P. et LOUGHANAN F.C. (1964) - Mineralogical transformations accompanying the chemical weathering of clay slates from New South Wales. *Clay Miner. Bull.*, 5, p.353-362.
- BERRE A., DUCLOUX J. et DUPUIS J. (1974) - Pédogenèse sur roches ultrabasiques en climat tempéré humide. Les sols sur serpentinites du Limousin occidental. *Sci. du Sol*, 3, p.135-146.
- BESNUS Y. (1977) - Etude géochimique comparative de quelques gisements supergènes de fer. *Sci. Géol. Mém.*, 47, 145 p., Strasbourg.
- BESNUS Y. et DIEMER A. (1976) - Traitements statistiques par ordinateur. Programmes HIST, ANFACT, RAPPOR. Notes techn. Inst. Géol., Strasbourg, 6, 30 p.
- BESNUS Y. et MOSSER C. (1976) - Les groupes à intercorrélations positives : une méthode statistique pour déterminer la répartition des éléments chimiques entre les phases constitutives d'une roche. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 283 D, p.587-590.
- BESNUS Y. et ROUAULT R. (1973) - Une méthode d'analyse des roches au spectromètre d'arc à lecture directe par un dispositif d'électrode rotative. *Analisis*, 2, p.111-116.
- BESSELES B. (1977) - Géologie de l'Afrique. Le craton ouest africain. *Mém. B.R.G.M.*, 88, 403 p.
- BESSION H., CAILLERE S. et HENIN S. (1966) - Comportement d'une montmorillonite en présence d'une solution magnésienne. Formation d'une pseudochlorite stable. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 18, 13, p.51-54.
- BIROT Y. et GALABERT J. (1970-1971) - Economie de l'eau et travail du sol dans les plantations forestières de zone sèche. Application à la zone sahélo-soudanaise. *Bois et forêts des tropiques*, I, 127, p.29-44 ; II, 128, p.23-37 ; III, 129, p.3-21.
- BIROT P. (1965) - Géographie physique générale de la zone intertropicale. Centre Docu. Univ. Paris, 290 p.
- BIROT P., HENIN S., GUILLIEN Y et DELVERT J. (1961) - Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. Centre Docu. Univ., Paris, 232 p.
- BISDOM E.B.A. (1967) - Micromorphology of a weathered granite near the Ria de Arosa (NW Spain). *Leidse geol. Med.*, 37, p.33-67.
- BIZE J. (1966) - Application d'observations géomorphologiques et hydrodynamiques à la prospection des nappes des terrains d'altération en Côte d'Ivoire et en Haute-Volta. Rapp. C.I.E.H. - BURGEAP, multigr., R413, 64 p.
- BLANCO-SANCHEZ J.A. (1978) - Minéralogie de quelques spilites hercyniennes et alpines. Classification et modèle de formation de la paragenèse spilitique. Thèse Sci., 3ème cycle, Strasbourg, 156 p.

- BLOT A., CARN M., LEPRUN J.C. et PION J.C. (1976) - Premier bilan des études géologiques et pédologiques d'un corps ultrabasique et de son contexte : Koussane au Sénégal oriental. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol.*, 8, 2, p.113-145.
- BLOT A., LEPRUN J.C. et PION J.C. (1976) - Originalité de l'altération et du cuirassement des dykes basiques dans le massif de granite de Saraya (Sénégal oriental). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, 1, p.45-49.
- BLOT A., LEPRUN J.C. et PION J.C. (1976) - Action de l'altération météorique sur le complexe ultrabasique de Koussane (Sénégal oriental). Les diverses accumulations et migrations de matière. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, 1, p.51-54.
- 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 cristallin au Sénégal oriental. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol.*, 5, 1, p.45-57.
- BLOT A., LEPRUN J.C. et PION J.C. (1978) - Corrélations géochimiques entre les cuirasses ferrugineuses et les roches du socle cristallin au Sénégal et en Haute-Volta. Lithodépendance et héritage géochimique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 286 D, 19, p.1331-1334.
- 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. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol.*, 5, 1, p.25-34.
- BOCQUIER G. (1971) - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Sci., Strasbourg, et *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 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, 12, 113 p.
- BOETTCHER A.L. (1966) - Vermiculite, hydrobiotite and biotite in the Rainy Creek igneous complex near Libby, Montana. *Clay Miner. Bull.*, 6, p.283-296.
- BONNARD L.F. (1965) - Aperçu sur la géologie de la Haute-Volta. Rapp. Dir. Géol. Mines de Haute-Volta., multigr., 23 p.
- BOULAD A.P., MULLER J.P. et BOCQUIER G. (1977) - Essai de détermination de l'âge et de la vitesse d'altération d'un sol ferrallitique camerounais à l'aide de la méthode du déséquilibre radioactif uranium-thorium. *Sci. Géol., Bull.*, 30, 3, p.175-188.
- BOULET R. (1967) - Nouveaux arguments en faveur de l'existence de deux ergs rubéfiés d'âges différents dans la zone sahélienne de l'Afrique occidentale (Haute-Volta). Actes 6ème Congr. Pan-afr. Préhist. Et. Quatern., p.334-335.
- BOULET R. (1968) - Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Centre-Nord. Rapp. O.R.S.T.O.M.-Dakar, multigr., 351 p.
- BOULET R. (1970) - La géomorphologie et les principaux types de sol en Haute-Volta septentrionale. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol.*, 8, 3, p.245-271.
- BOULET R. (1974) - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibres dynamiques et bioclimats. Thèse Sci., Strasbourg, et *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 85, 272 p.
- BOULET R. (1978) - Existence de systèmes à forte différenciation latérale en milieu ferrallitique guyanais : un nouvel exemple de couvertures pédologiques en déséquilibre. *Sci. du Sol*, 2, p.75-82.
- BOUSQUET R. (1965) - Contribution à l'étude géologique du Birrimien de Haute-Volta. Degré carré de Houndé. Rapp. Dir. Géol. Mines Haute-Volta, multigr., 42 p.
- BREWER R. (1964) - Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley édit., New-York, 470 p.
- BRINDLEY G.W. (1961) - Chlorite minerals. in : The X-ray identification and crystal structure of clay minerals. G. Brown édit., Miner. Soc. London, p.242-296.
- BRINDLEY G.W. et GILLERY F.H. (1956) - X-ray identification of chlorite species. *Amer. Mineralogist*, 41, 3-4, p.169-186.
- BUCHSTEIN M. et MULLER Y. (1971) - Rapport de fin de mission Kaya-Goren. Rapp. B.R.G.M., France, inédit.
- BYSTROM BRUSEWITZ A.M. (1975) - Studies on the Li test to distinguish between beidellite and montmorillonite. Proc. 4th internat. Clay Conf., Mexico, p.419-428.
- CAILLERE S. et HENIN S. (1947) - Formation d'une phyllite de type kaolinite par traitement d'une montmorillonite. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 224, p.53-55.
- CARN M. (1971) - Etude comparative de deux méthodes de mesure des densités apparentes. Rapp. O.R.S.T.O.M.-Dakar, multigr., 8 p.
- CARVALHO G.S. (1973) - Comparação de produtos de meteorização pela sua composição mineralógica virtual e por índices de meteorização et programas em Fortran IV para os calcular. *Trab. Inst. Invest. Cient. Moçambique*, Lourenço Marques, 27, 45 p.
- CASANOVA R. et KNOFF D (1969) - Présence de chlorite gonflante dans une roche kimberlitique altérée de Côte d'Ivoire. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 92, 5, p.503-505.
- CHANTRET F., DESPRAIRIES A., DOUILLET P., JACOB C., STEINBERG M. et TRAUTH N. (1971) - Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie : cas des smectites (montmorillonites). *Bull. Gr. fr. Argiles*, 23, p.141-172.

- CHAUVEL A. (1977) - Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M.*, 62, 532 p.
- CHESWORTH W. (1973) - The parent rock effect in the genesis of soil. *Geoderma*, 10, 3, p.215-225.
- CHETELAT E. de (1938) - Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée française. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 11, 1, 120 p.
- CLARKE F.W. (1924) - The data of geochemistry. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 770, ed. 5.
- CLAUER N. (1976) - Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. *Sci. Géol., Mém.*, 45, 256 p.
- COLEMAN N.T., LEROUX F.H. et CADY J.G. (1963) - Biotite-hydrobiotite-vermiculite in soils. *Nature*, 198, 4878, p.409-410.
- COLONY R.J. (1923) - The final consolidation phenomena in the crystallization of igneous rocks. *J. Geol.*, 31, p.169-178.
- COURTY G. et VINCIENNE H. (1961) - Sur le caractère authigène du rutile dans quelques formations sédimentaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 253, p.2729-2731.
- CRAIG D.C. et LOUGHAN F.C. (1964) - Chemical and mineralogical transformations accompanying the weathering of basic volcanic rocks from New South Wales. *Austr. J. Soil Res.*, 2, p.218-234.
- DAVEAU S., LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1962) - Cuirasses et chaînes birrimiennes en Haute-Volta. *Ann. Géogr.*, 387, p.460-482.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1964) - Rock-forming minerals. Longmans édit., Londres, 5 vol.
- DELFOUR J. (1965) - Géologie de la partie nord du cercle de Dori (Haute-Volta). Rapp. B.R.G.M., Bobo-Dioulasso, multigr., 206 p.
- DELFOUR J. et JEAMBRUN M. (1970) - Notice explicative de la carte géologique au 1/200.000 (Oudalan). République de Haute-Volta, édit. B.R.G.M., 45 p.
- DELVIGNE J. (1965) - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, Dunod édit., 13, 177 p.
- DORBATH C., FROIDEVAUX P., BLOT A. et CARN M. (1975) - Application des propriétés de résistivité des terrains d'altération à la connaissance de la tectonique du massif de Saraya (Sénégal oriental). *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol.*, 7, 2, p.111-124.
- DOUCET S. (1964) - Sur les conditions d'altération et de migration dans les eaux naturelles de minéraux réputés stables : cassitérite, wolframite, beryl. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 87, 1, p.35-38.
- DOUCET S. (1966) - Sur les conditions géochimiques d'altération, de migration et d'accumulation de quelques minéraux détritiques. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 89, 1, p.120-127.
- DRESCH J. (1953) - Plaines soudanaises. *Rev. Géomorphol. dynam.*, 1, p.39-44.
- DUCELLIER J. (1963) - Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du centre et du Nord de la Haute-Volta. *Mém. B.R.G.M.*, 10, 320 p.
- ELOUARD P. (1966) - Eléments pour une définition des principaux niveaux du Quaternaire sénégal-mauritanien. *Bull. Liés. Ass. Sénég. Et. Quatern. W. Afr.*, 9, p.6-20 ; 10-11, p.9.
- ELOUARD P. et FAURE H. (1967) - Le Quaternaire de l'Inchiri, du Taffoli et des environs de Nouakchott. Actes 6ème Congr. Panafr. Préhist. Et. Quatern., p.466-492.
- ESTEIOULE J. (1967) - Transformation d'un réseau phylliteux triocatédrigue en réseau phylliteux dioctatédrigue. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 264 D, p.1237-1240.
- ESWARAN H. et CONINCK F. de (1971) - Clay mineral formations and transformations in basaltic soils in tropical environments. *Pédologie*, 21, 2, p.181-210.
- ESWARAN H. et SYS C. (1972) - Clay mineralogy of soils on ultrabasic rocks from Sabah, Borneo. Internat. Clay Conf., Madrid, 1, p.215-225.
- FAURE H. (1966) - Evolution des grands lacs sahariens à l'Holocène. *Quaternaria*, Roma, 8, p.167-175.
- FLANAGAN F.J. (1957) - Semi-quantitative spectrographic analysis and rank correlation in geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, p.315-322.
- FOSTER M.D. (1962) - Interpretation of the composition and a classification of chlorites. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 414 A, p.1-33.
- FOURNIER F. (1960) - Climat et érosion. Presses Universit. Fr., Paris, 201 p.
- FRITZ B. (1975) - Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Sci. Géol., Mém.*, 41, 153 p.
- FRITZ B. et TARDY Y. (1976) - Séquences des minéraux secondaires dans l'altération des granites et roches basiques ; modèles thermodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, 1, p.7-12.
- GAC J.Y. (1968) - Les altérations de quelques roches cristallines des Vosges. Etude minéralogique et géochimique. Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 77 p.
- GAVAUD M. (1967) - Interprétation chronologique des systèmes de sols des dunes fixées du Niger méridional. Actes 6ème Congr. Panafr. Préhist. Et. Quatern., p.376-380.
- GENSE C. (1976) - L'altération des roches volcaniques basiques sur la côte orientale de Madagascar et à la Réunion. Thèse Sci., Strasbourg, 176 p.
- GEORGE B. (1962) - Etude hydrogéologique des cercles de Houndé et Boromo (Haute-Volta). Rapp. C.G.G. Paris, 40482, 104 p., 40859, 363 p.

- GIBSON R. et JENKS N.F. (1938) - Amphibolization of sills and dykes in the Libby Quadrangle, Montana. *Amer. Mineralogist*, 23, p.302.
- GIRARD G. et CHOURET A. (1965) - Etude de ruissellement sur le bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire). Résultats de la campagne 1963. 1° Etude d'hydrologie de surface. Rapp. O.R.S.T.O.M.-Paris, Multigr., 60 p.
- GJEMS O. (1963) - A swelling dioctahedral clay mineral of a vermiculite-smectite type in the weathering horizons of podzols. *Clay Miner. Bull.*, 5, p.183-193.
- GLAESER R. et MERING J. (1967) - Effet de chauffage sur les montmorillonites saturées de cations de petit rayon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 265 D, p.833-835.
- GLAESER R. et MERING J. (1971) - Migrations des cations Li dans les smectites dioctaédriques (effet Hofmann-Klemen). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 273 D, p.2399-2402.
- GOLDICH S.S. (1938) - A study in rock-weathering. *J. Geol.*, 46, p.17-23.
- GORBACHEV V.F. et WASYANOV G.P. (1970) - Geological indications in prospecting for residual or re-deposited kaolins in Mesozoic weathered crust, Ural. *Intern. Geol. Review*, 13,10, p.1523-1531.
- GOVINDARAJU K. (1965) - Dosage des éléments majeurs des roches silicatées, par spectrométrie avec le quantomètre A.R.L. *Bull. Soc. fr. Céram.*, 67, p.25-43.
- GOVINDARAJU K. (1966) - Rapid flame photometric determination of sodium and potassium in silicate rocks. *Appl. Spectr.*, 20, p.302-304.
- GRANDIN G. (1973) - Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Thèse Sci., Strasbourg, 410 p.
- GREENE-KELLY R. (1953) - The identification of montmorillonoids in clays. *J. Soil Sci.*, 4, 2, p.233-237.
- GREENE-KELLY R. (1955) - Dehydration of the montmorillonite minerals. *Mineralog. Mag.*, 30, p.604-615.
- GREENE-KELLY R. (1957) - The montmorillonite minerals (smectites). in : The differential investigation of clays. MACKENZIE édit., Miner. Soc., London, p.140-164.
- HARPUM S.R. (1954) - Formation of epidote in Tanganyika. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 65, 11, p.1075-1092.
- HARRASSOWITZ H. (1926) - Laterit. *Fortschr. Geol. Paläont.*, Berlin, 4, p.253-565.
- HARRIGAN D.B. et MAC LEAN W.H. (1976) - Petrography and geochemistry of epidote alteration patches in gabbro dykes at Matagami, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 13, 4, p.500-511.
- HARRISON J.B. (1933) - The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. *Imp. Bur. Soil. Sci.*, Harpenden, 79 p.
- HARRISON J.L. et MURRAY H.H. (1959) - Clay mineral stability and formation during weathering. *Clays and Clay Min.*, 6, p.144-153.
- HARVEY C.O. (1943) - Some notes on the calculation of molecular formulae for glauconite. *Amer. Mineralogist*, 28, p.541-543.
- HARWARD M.E., THEISEN A.A. et EVANS D.D. (1962) - Effect of iron removal and dispersion methods on clay mineral identification by X-ray diffraction. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 26, 6, p.535-541.
- HARWARD M.E., CARSTEA D.D. et SAYEGH A.H. (1969) - Properties of vermiculites and smectites : expansion and collapse. *Clays and Clay Min.*, 16, p.437-447.
- HASHIMOTO M. (1972) - Reactions producing actinolite in basic metamorphic rocks. *Lithos*, Norweges, 5, p.19-31.
- HEBRARD L. (1966) - Les formations tertiaires et quaternaires de l'isthme de la presqu'île du Cap Vert (feuille Thiaroye, Sénégal). Rapp. Labo. Géol. Fac. Sci. Dakar, 16, 67 p.
- HEIMLICH R.A. (1974) - Retrograde metamorphism of amphibolite, Bighorn Mountains, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 9, p.1449-1454.
- HENDRICKS D.M. et WHITTIG L.D. (1968) - Andesite weathering. *J. Soil. Sci.*, 19, 1, p.135-153.
- HENIN S. et GODARD M. (1944) - Relation entre l'évaporation, la température et l'indice d'aridité. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 219 B, p.559-560.
- HETIER J.M. et TARDY Y. (1969) - Présence de vermiculite-Al, montmorillonite-Al et chlorite-Al, et leur répartition dans quelques sols des Vosges. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268 D, p.259-261.
- HODA S.N. et HOOD W.C. (1972) - Laboratory alteration of trioctahedral micas. *Clays and Clay Min.*, 20, p.343-358.
- HOFMANN V. et KLEMEN R. (1950) - Loss on heating of the ability of lithium ions to exchange in bentonite. *Z. anorg. allgem. Chem.*, 262, p.95-99.
- HORMANN P.K. et MORTEANI G. (1969) - On a systematic error in the X-ray determination of the iron content of chlorites and biotites : a discussion. *Amer. Mineralogist*, 54, 9-10, p.1491-1494.
- HUBERT H. (1920) - Le dessèchement progressif en Afrique occidentale. *Bull. Com. Et. Hist. Sci. A.O.F.*, p.401-467.
- HUBERT H. (1939) - L'interprétation de la nature lithologique du sous-sol en A.O.F. par l'examen sur le terrain des formations latéritiques. *Bur. Et. Geol. Min. Colon.*, 12, p.39-57.
- ILDEFONSE P. (1978) - Mécanismes de l'altération d'une roche gabbroïque du massif du Pallet (Loire Atlantique). Thèse 3ème cycle, Poitiers, 142 p.
- ISMAIL F.T. (1969) - Role of ferrous iron oxidation in the alteration of biotite and its effect on the type of clay minerals formed in soils of arid and humid regions. *Amer. Mineralogist*, 54, p.1460-1466.

- JACKSON M.L. (1959) - Frequency distribution of clay minerals in major soil groups as related to factors of soil formation. *Clays and Clay Min.*, 6, p.133-143.
- JACKSON M.L. (1962) - Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. *Clays and Clay Min.*, 11, p.29-46.
- JACKSON M.L. (1965) - Clay transformation in soil genesis during the Quaternary. *Soil Sci.*, 99, p.15-22.
- JACKSON M.L. (1968) - Weathering of primary and secondary minerals in soils. 9th Internat. Congr. Soil Sci., Adelaïde, 4, p.281-292.
- JOFFE J.S. (1936) - Pedology. Rutgers Univ. Press edit., New-Brunswick, 662 p.
- JOHNSON L.J. (1964) - Occurrence of regularly interstratified chlorite-vermiculite as a weathering product of chlorite in a soil. *Amer Mineralogist*, 49, p.556-572.
- JONQUET P. (1963) - Remarques sur les formations sédimentaires ouest-voltaïques. Rapp. B.R.G.M.-Bobo-Dioulasso, multigr., 55 p.
- JUNG J. (1958) - Précis de pétrographie. Roches sédimentaires métamorphiques et éruptives. Masson édit., Paris, 314 p.
- JUNNER N.R. (1940) - Geology of the Gold Coast and Western Togoland. *Bull. Gold Coast Geol. Surv.*, 11, 40 p.
- KALOGA B. (1966) - Etude pédologique des bassins versants des Volta Blanche et Rouge en Haute-Volta. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol.*, 4, 1, p.23-61.
- KATO Y. (1964, 1965) - Mineralogical study of weathering products at Shinshiro City. *Soil Sci. Pl. Nutr.*, 10, 6, p.28-39 ; 11, 1, p.30-40 ; 11, 2, p.16-27.
- KAWASAKI H. et AOMINE S. (1966) - So-called 14 Å clay minerals in some Ando soils. *Soil Sci. Pl. Nutr.*, 12, 4, p.18-24.
- KITSON A.E. (1928) - Carte géologique provisoire de la Gold Coast et du Togo occidental, avec notice explicative. *Bull. Gold Coast Geol. Surv.*, Accra, 2, 13 p.
- KITTRICK J.A. (1970) - Precipitation of kaolinite at 25°C and 1 atm. *Clays and Clay Min.*, 18, p.261-267.
- KÖSTER H.M. (1961) - Comparaison entre quelques méthodes pour l'examen des processus géochimiques qui se déroulent au cours de l'altération atmosphérique des roches. *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 8, 2, p.69-83 (traduct. B.R.G.M. n°4026).
- KRISHNA MURTI G.S.R. et SATYANARAYANA K.V.S. (1969) - Significance of magnesium and iron in montmorillonite formation from basic igneous rocks. *Soil Sci.*, 107, 5, p.381-384.
- LACROIX A. (1913) - Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *Now. Arch. Museum*, 5, p.255-356.
- LACROIX A. (1942) - Les péridotites de la Nouvelle Calédonie ; leurs serpentines et leurs gîtes de nickel et de cobalt. Les gabbros qui les accompagnent. *Mém. Acad. Sci. Inst. fr.*, 66, 143 p.
- LAFFITTE P. (1957) - Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson édit., Paris, 343 p.
- LAFOND R. (1965) - Cycle cristallographique des kaolinites au cours de phénomènes superficiels en zone intertropicale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 260 D, p.5320-5323.
- LAJOINIE J.P. et BONIFAS M. (1961) - Les dolérites du Koukouré et leur altération latéritique. *Bull. B.R.G.M.*, 2, p.1-34.
- LAPADU-HARGUES P. (1958) - Observation à propos des amphibolites. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p.132-133.
- LAPPARENT J. de (1909) - Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, 32, p.174-304.
- LAPPARENT J. de (1939) - La décomposition latéritique du granite dans la région de Macenta (Guinée française). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 208, p.1767-1769.
- LAPPARENT J. de (1941) - Logique des minéraux du granite. *Rev. Scientif.*, p.285-292.
- LEGOUX P. (1960) - Les péridotites de Conakry et du Kaloum (République de Guinée) et leur serpentinisation. Rapp. interne, Inst. Géol. Strasbourg, multigr., 26 p.
- LELONG F. (1963) - Nouvelles données sur les nappes d'arènes à la suite d'une reconnaissance hydrogéologique dans le Centre-Nord Dahomey (région de Parakou et de Nikki). Rapp. C.I.E.H., inédit, 59 p.
- LELONG F. (1966) - Régime des nappes phréatiques contenues dans les formations d'altération tropicale. Conséquences pour la pédogenèse. *Sci. de la Terre*, 11, p.201-244.
- LELONG F. (1969) - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française). *Sci. de la Terre Mém.*, 14, 188 p.
- LELONG F. et LEMOINE J. (1968) - Les nappes phréatiques des arènes et des altérations argileuses ; leur importance en zone intertropicale ; les difficultés de leur exploitation. *Bull. B.R.G.M.*, 3, 2, p.41-52.
- LELONG F. et MILLOT G. (1966) - Sur l'origine des minéraux micacés des altérations latéritiques. Diagenèse régressive. Minéraux en transit. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, 3-4, p.271-287.

- LEMOINE P. et CHAUTARD J. (1908) - Sur le phénomène de latéritisation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p.35-38.
- LEMOINE L. et PRAT J.C. (1972) - Cartes d'évapotranspiration potentielle calculée d'après la formule de TURC pour les pays membres du C.I.E.H. Rapp. C.I.E.H., inédit,
- LENEUF N. (1959) - L'altération des granites calco-alcalins et des grano-diorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Sci., Paris, 210 p.
- LEPRUN J.C. (1971) - Premières observations sur des toposéquences à amont cuirassé en Haute-Volta orientale : rôle de la pédogenèse dans la destruction des cuirasses et le façonnement du modelé. *Bull. Liéis. Thème B, O.R.S.T.O.M.*, 2, p.39-53.
- LEPRUN J.C. (1972) - Cuirasses ferrugineuses autochtones et modelé des bas reliefs des pays cristallins de Haute-Volta orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275 D, 12, p.1207-1210.
- LEPRUN J.C. (1977) - Géochimie de la surface et formes du relief. IV. La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Etude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'Ouest. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, p.265-273.
- LEPRUN J.C. (1977) - A.C.C. Lutte contre l'aridité dans l'Oudalan (Haute-Volta). Rapport de la mission pédologique. Mars 1977. Rapp. D.G.R.S.T. - O.R.S.T.O.M., multigr., 19 p.
- LEPRUN J.C. (1979) - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse. Transformations. Dégradation. *Sci. Géol., Mém.*, à paraître.
- LEPRUN J.C. et TROMPETTE R. (1969) - Subdivision du Voltaïen du massif de Gobnangou (République de Haute-Volta) en deux séries discordantes séparées par une tillite d'âge éocambrien probable. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 269 D, p.2187-2190.
- LEVÊQUE A. (1975) - Pédogenèse sur le socle granitogneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. Thèse Sci., Strasbourg, 301 p.
- LIPPMANN F. (1956) - Clay minerals from the Rôth member of the Triassic near Göttingen (Germany). *J. Sediment. Petrol.*, 26, p.125-129.
- LUCAS J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 23, 202 p.
- LUCAS J., TRAUTH N. et THIRY M. (1974) - Les minéraux argileux des sédiments paléogènes du Bassin de Paris. Evolution des smectites et des interstratifiés (7-14 sm). *Bull. Gr. fr. Argiles*, 26, 2, p.245-262.
- MAC EWAN D.M.C. (1949) - Some notes on the recording and interpretation of X-ray diagrams of soil clays. *J. Soil Sci.*, 1, p.90-103.
- MAIGNIEN R. (1960) - Influences anciennes sur la morphologie, l'évolution et la répartition des sols en Afrique tropicale de l'Ouest. 7th Intern. Congr. Soil Sci., Madison, IV, 24, p.171-175.
- MARCELLIN J. (1971) - Notice explicative de la carte géologique au 1/200.000 (feuille Gaoua-Batié). République de Haute-Volta, B.R.G.M. édit.
- 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.
- MELFI A.J. et LEVI F. (1968) - Geochemical and mineralogical study on the first stages of weathering of basic and related rocks. Intern. Geol. Congr., Prague, 23ème session, Abstracts, Sect.6, p.163.
- MEUNIER A. (1977) - Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes. Etude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux Sèvres). Thèse Sci., Poitiers, 248 p.
- MEUNIER A. et VELDE B. (1976) - Mineral reactions at grain contacts in early stages of granite weathering. *Clay Miner. Bull.*, 11, p.235-240.
- MICHEL P. (1967) - Les grandes étapes de la morphogenèse dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie pendant le Quaternaire. 6ème Congr. Panafr. Préhist. Et. Quatern., Dakar, et *Bull. Inst. Fond. Afr. Noire*, 31, 2, (1969), p.293-324.
- MICHEL P. (1969) - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Thèse Lettres, Strasbourg, 1168 p. et *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 63, (1973), 752 p.
- MILLOT G. (1949) - Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Géol. appl. Prospec. min.*, Nancy, 2, 2-4, p.1-352.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. Masson édit., Paris, 499 p.
- 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., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. et TARDY Y. (1977) - L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride. AntiAtlas, Maroc. *Sci. Géol., Bull.*, 30, 3, p.129-152.
- MITCHELL R.L. (1965) - Trace elements in soils, chemistry of the soil. Reinhold édit., New-York, 321 p.
- MOINE B. (1969) - Ortho-amphibolites et formations sédimentaires calco-magnésiennes de la région d'Ambatofinandrahana (Madagascar). Contribution au problème de l'origine des amphibolites. *Sci. de la Terre*, 14, 2, p.109-137.

- MONIOD F., POUYAUD B. et SECHET P. (1977) - Le bassin du fleuve Volta. Monogr. Hydro. O.R.S.T.O.M., 5, 513 p.
- MOSSER C. (1978) - Le problème de la permanence des éléments en traces dans l'altération argileuse des roches éruptives et volcaniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 286D, p.1187-1190.
- NAHON D. (1976) - Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence. Thèse Sci., Marseille, 232 p., 12 pl.
- NAIR K.P.P. et COTTENIE A. (1971) - Parent material - soil relationship in trace elements. A quantitative estimation. *Geoderma*, 5, 2, p.81-97.
- NEYBERGH H. (1970) - Evaluation des gîtes vanadifères d'Oursi. Rapp. P.N.U.D. Haute-Volta, multigr., Projet UPV-6, 4, 39 p.
- NOVIKOFF A. (1974) - L'altération des roches dans le massif du Chaillu (République Populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. Thèse Sci., Strasbourg, 298 p.
- NOVIKOFF A., TSAWLASSOU G., GAC J.Y., BOURGEAT F. et TARDY Y. (1972) - Altération des biotites dans les arènes des pays tempérés, tropicaux et équatoriaux. *Sci. Géol., Bull.*, 25, 4, p.287-305.
- OERTEL A.C. (1961) - Pedogenesis of some red-brown earths based on trace element profiles. *J. Soil Sci.*, 12, 2, p.242-258.
- OLIVER T.A. (1951) - The effect of uralitization upon the chemical composition of the Sudbury norite. *Amer. Mineralogist*, 36, p.421.
- 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. (1970) - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 30, 212 p.
- PATTERSON J.H. (1965) - The thermal disintegration of crocidolite in air and in vacuum. *Mineralog. Mag.*, 35, p.31-37.
- 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. (1965) - La classification des minéraux argileux. *Ann. Agron.*, 16, 108 p.
- PEDRO G. (1966) - Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle aluminosilicique). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 262 D, p.1828-1831.
- PEDRO G. (1966) - Intérêt géochimique et signification minéralogique du paramètre moléculaire $K_i = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ dans l'étude des latérites et des bauxites. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 18, 13, p.19-31.
- PEDRO G. et BITAR K.E. (1966) - Contribution à l'étude de la genèse des sols hypermagnésiens. Recherches expérimentales sur l'altération chimique des roches ultrabasiques (serpentinites). *Ann. Agron.*, 17, 6, p.611-651.
- PEDRO G., DELMAS A.B. et SEDDOH F.K. (1975) - Sur la nécessité et l'importance d'une distinction fondamentale entre type et degré d'altération. Application au problème de la définition de la ferrallitisation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 280 D, p.825-828.
- PETERSON M.N.A. (1961) - Expandable chloritic clay minerals from carbonate rocks. *Amer. Mineralogist*, 46, p.1245-1269.
- PIAS J. (1958) - Transgressions et régressions du Lac Tchad à la fin de l'ère tertiaire ou quaternaire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 246, p.800-803.
- PIISPANEN R. et ALAPIETI T. (1977) - Uralitization. An example from Kunsamo, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 49, p.39-46.
- PINTA M. (1962) - Recherche et dosage des éléments traces. Spectrophotométrie d'absorption, spectrographie d'émission, polarographie. Dunod édit., Paris, 726 p.
- PION J.C. (1970) - Techniques d'imprégnation utilisées au Laboratoire de Géologie de Dakar. Rapp. O.R.S.T.O.M.-Dakar, multigr., 10 p.
- PION J.C. et FACIBENI P. (1976) - Recherches géologiques et minières Boromo-Houndé (UPV/74/004). République de Haute-Volta. Etude géomorphologique. Rapp. P.N.U.D., Géomap édit., Florence, multigr., 37 p.
- PIRARD F. (1965) - Reconnaissance hydrogéologique des cercles de Boussé et de Ouagadougou (Haute-Volta). Rapp. C.I.E.H., Paris, multigr., 41 p.
- POLDERVAART A. (1953) - Metamorphism of basaltic rocks : a review. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64, p.259-274.
- PROUST D. (1976) - Etude de l'altération des amphibolites de la Roche-l'Abeille. Evolutions chimiques et minéralogiques des plagioclases et des hornblendes. Thèse 3ème cycle, Poitiers, 85 p.
- RAMBALDI E.R. (1973) - Variation in the composition of plagioclase and epidote in some metamorphic rocks near Bancroft, Ontario. *Canad. J. Earth. Sci.*, 10, 6, p.852-868.
- RAMBAUD D. et PINTA M. (1970) - Sur la répartition et la concentration de quelques éléments à l'état de traces dans des profils de sols ferrallitiques : leur rapport avec la granulométrie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 270 D, p.2426-2429.

- REICHE P. (1943) - Graphic representation of chemical weathering. *J. Sediment. Petrol.*, 13, 2, p.58-68.
- REICHEL T. (1972) - Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du Précambrien supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. *Mém. B.R.G.M.*, 53, 213 p.
- RENARD J. (1975) - In : Atlas de la Haute-Volta. Jeune Afrique édit., Paris, 47 p.
- RICHARD MOLLARD J. (1949) - L'Afrique Occidentale Française. Berger-Levrault édit., Nancy, 247 p.
- RIMSARTE J. (1975) - Natural alteration of mica and reactions between released ions in mineral deposits. *Clays and Clay Min.*, 23, p.247-255.
- RITTMANN A. (1963) - Les volcans et leur activité. Masson édit., Paris, 461 p.
- ROBERT M. (1970) - Etude expérimentale de la désagrégation du granite et de l'évolution des micas. *Ann. Agron.*, 21, 6, p.777-817 ; 22, 1, p.43-93 ; 22, 2, p.155-181.
- ROBERT M. (1973) - Sur une séquence d'évolution expérimentale des glauconites. *C.R. Acad. Sci.*, 277 D, p.989-991.
- ROBERT M. (1975) - Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. *Ann. Agron.*, 26, 4, p.363-399.
- ROBERT M. et BARSHAD I. (1972) - Sur les propriétés et la détermination des minéraux argileux 2/1 expansibles (vermiculites-smectites). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275 D, p.1463-1464.
- ROBERT M. et TESSIER D. (1974) - Méthode de préparation des argiles et des sols pour des études minéralogiques. *Ann. Agron.*, 25, 6, p.859-882.
- ROCHE H. de la (1957) - Eléments pour l'étude de la saussuritisation. *Mém. Inst. Scient. Madagascar*, D, 8, p.217-223.
- RODGERS K.A. (1973) - Uralites and uralitization in the ultramafic belt of southern New Caledonia. *Geol. Mag.*, 110, 2, p.125-131.
- RONDEAU A. (1958) - Géomorphologie et géochimie. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 271, p.17-23.
- ROOSE E.J. (1968) - Un dispositif de mesure du lessivage oblique dans les sols en place. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol.*, 6, 2, p.235-249.
- ROOSE E.J. et BIROT Y. (1970) - Mesure de l'érosion et du lessivage oblique et vertical sous savane arborée du plateau Mossi (Gonsé, Haute-Volta). *Rapp. C.T.F.T. - O.R.S.T.O.M., multigr.*, 148 p.
- ROCQUES M. (1945) - Les séries anciennes de la boucle du Niger, au Soudan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 15, 7-8, p.523-546.
- ROSE G. (1842) - Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere. Sanders édit., Berlin, 2, p.347-378.
- ROSS C.S. et HENDRICKS S.B. (1945) - Minerals of montmorillonite group. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 205 B, p.23-79.
- ROUTHIER P. (1953) - Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arana. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 67, 270 p.
- RUXTON B.P. (1968) - Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *J. Geol.*, 76, p.518-527.
- SAGATZKY J. (1954) - La géologie et les ressources minières de la Haute-Volta méridionale. *Bull. S.G.P.M.*, Dakar, 13, 225 p.
- SAYIN M. et JACKSON M.L. (1975) - Anatase and rutile determination in kaolinite deposits. *Clays and Clay Min.*, 23, p.437-443.
- SCHELLMANN W. (1964) - Zur lateritischen Verwitterung von Serpentin. *Geol. Jb.*, 81, p.645-678.
- SCHELLMANN W. (1971) - Ueber Beziehungen lateritischer Eisen-Nickel-Aluminium und Manganze zu ihren Ausgangsgesteinen. *Mineral. Deposita*, 6, 4, p.275-291.
- SCHULTZ L.G. (1969) - Lithium and potassium absorption, dehydroxylation temperature, and standard water content of aluminous smectites. *Clays and Clay Min.*, 17, p.115-149.
- SCHWARTZ G.W. (1939) - Hydrothermal alteration of igneous rock. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 50, p.181-238.
- SCHWERTMANN U. (1962) - Eigenschaften und Bildung aufweisbarer Dreischicht Tonminerale in Böden aus Sedimenten. *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 8, p.199-209.
- SEDDOH F.K. (1973) - Altération des roches cristallines du Morvan : granites, granophyres, rhyolites. Etude minéralogique, géochimique et micromorphologique. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, Doin édit., 377 p.
- SEDDOH F.K. et PEDRO G. (1974) - Caractérisation des différents stades de transformation des biotites et biotites chloritisées dans les arènes granitiques du Morvan. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 26, p.107-125.
- SERVANT M. (1973) - Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse Sci., Paris, 348 p.
- SERVANT M. et SERVANT S. (1970) - Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 12, 1, p.63-76.
- SHIMOYAMA A., JOHNS W.D. et SUDO T. (1969) - Montmorillonite-kaolinite clay in acid clay deposits from Japan. *Internat. Clay Conf.*, Tokyo, 1, p.225-231.
- SHORT N.M. (1961) - Geochemical variations in four residual soils. *J. Geol.*, 69, 5, p.534-571.

- SMITH J.V. (1956) - The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. I - The so-de-rich plagioclases. *Mineralog. Mag.*, 31, p.47-68.
- SMITH J.V. et GAY P. (1958) - The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. II. *Mineralog. Mag.*, 31, p.744-762.
- SMITH R.E. (1969) - Zones of progressive regional burial metamorphism in part of the Tasman geosyncline, eastern Australia. *J. Petrol.*, 10, p.144-163.
- SOURDAT M. (1977) - Le Sud-Ouest de Madagascar. Morphogénèse et pédogénèse. *Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M.* 70, 212 p.
- STEPHEN I. et MAC EWAN D.M.C. (1951) - Chloritic minerals of an unusual type. *Clay Miner. Bull.*, 1, p.157-162.
- STORRE B. et NITSCH K.H. (1972) - Die Reaktion $2 \text{Zoisit} + 1 \text{CO}_2 = 3 \text{Anorthit} + 1 \text{Calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$. *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 35, 1, p.1-10.
- SUTTON J. et WATSON J. (1951) - Varying trends in the metamorphism of dolerites. *Geol. Mag.*, 88, p.25-35.
- TAGINI B. (1966) - Esquisse géotechnique de la Côte d'Ivoire. Rapp. SODEMI, Abidjan, multigr., 107 bis, 100 p.
- TAMURA T. (1957) - Identification of the 14 Å clay mineral component. *Amer. Mineralogist*, 42, p.107-110.
- TARDY Y. (1969) - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Carte géol. Als. Lorr.*, 31, 199 p.
- 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 Å. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.* 21, 4, p.285-304.
- TARDY Y., PAQUET H. et MILLOT G. (1970) - Trois modes de genèse des montmorillonites dans les altérations et les sols. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 22, p.69-77.
- TAYLOR H.P.Jr. (1974) - The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, 69, p.843-883.
- THORNTWHAITE C.W. (1948) - Micrometeorology of the surface layer of the atmosphere. The John Hopkins Univ., New Jersey, Yearbook (1948-49).
- TILLER K.G. (1963) - Weathering and soil formation on dolerite in Tasmania with particular reference to several trace elements. *Austral. J. Soil Res.*, 1, 1, p.74-90.
- TRAUTH N. (1974) - Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). Thèse Sci., Strasbourg, 309 p. et *Sci. Géol., Mém.*, 49, 195 p. (1977).
- TRAUTH D., EHRET G., EBERHART J.P. et WEBER F. (1977) - Microscopie électronique et minéraux argileux : résultats obtenus et orientations actuelles. Notes techn. Inst. Géol. Strasbourg, 16 p.
- TRAUTH N. et LUCAS J. (1967) - Apport des méthodes thermiques dans l'étude des minéraux argileux. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 19, 2, p.11-24.
- TRAUTH N., PAQUET H., LUCAS J. et MILLOT G. (1967) - Les montmorillonites des vertisols lithomorphes sont ferri-fères : conséquences géochimiques et sédimentologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 264 D, p.1577-1579.
- TRESCASES J.J. (1973) - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale et la formation des gisements nickélicifères de Nouvelle-Calédonie. Thèse Sci., Strasbourg, 347 p. et *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 78, 259 p.
- TRICART J. (1963) - Oscillations et modifications de caractère de la zone aride en Afrique et en Amérique latine lors des périodes glaciaires des hautes latitudes. In : Les changements de climat. UNESCO édit., 20, p.415-418.
- TURC L. (1961) - Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Ann. Agron.*, 12, 1, p.13-49.
- URVOY Y. (1942) - Les bassins du Niger. Etude de géographie physique et de paléogéographie. *Mém. Inst. fr. Afr. Noire*, 4, 144 p.
- VACHETTE M., CANTAGREL J.M. et GAMSONRE P.E. (1975) - Ages birrimiens déterminés par les méthodes au strontium et à l'argon sur des formations cristallines et cristallogéniques de la région de Ouahigouya (N-O de la Haute-Volta). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 280 D, p.1329-1332.
- VAN DER MAREL H.W. et KROHMER P. (1969) - O-H stretching vibrations in kaolinite and related minerals. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 22, p.73-82.
- VAN DER PLAS L. (1966) - The identification of detrital feldspars. in : *Developments in sedimentology*. Elsevier, 6, 305 p.
- VAN EYK H. (1964) - Recherches dans la région de Kaya. I - Géologie de la région Kaya-Kongoussi-Yako. Rapp. B.R.G.M., Bobo-Dioulasso, multigr., 39 p.
- VELDE B. (1973) - Phase equilibria in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: chlorites and associated minerals. *Mineralog. Mag.*, 39, p.297-312.
- VELDE B. (1977) - Clays and clay minerals in natural and synthetic systems. in : *Developments in sedimentology*, Elsevier, 21, 218 p.
- VOGT J. (1957) - Rapport provisoire de mission sur le plateau mandingue (Soudan). Arch. Bur. Rech. géol. min., Dakar, multigr., 24 p.

- VOGT J. (1959) - Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest africain. *Ann. Géogr.*, 367, p.193-206.
- VOGT J. (1968) - Etude de l'alluvionnement en Haute-Volta (1967-68). Rapp. B.R.G.M., Bobo-Dioulasso, 012, 227 p.
- VYAIN R. (1967) - Notice explicative de la carte géologique au 1/200.000 (feuille Diapaga-Kirtachi). République de Haute-Volta, édit. B.R.G.M., 39 p.
- WACKERMANN J.M. (1967) - Les faciès pétrographiques de la série de Mako dans les régions de Kanémère et Mamakono (Sénégal oriental). Rapp. O.R.S.T.O.M.-Dakar, multigr., 34 p.
- 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. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol.*, 5, 1, p.35-43.
- WACKERMANN J.M. (1975) - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semi-humide. Etude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal oriental. Conséquences pour la cartographie et la prospection. Thèse Sci., Strasbourg, 373 p.
- WADA K. et YAMADA H. (1968) - Intersalation for differentiation of kaolin minerals from chlorites. *Amer. Mineralogist*, 53, p.334-339.
- WEBER F. et LARQUE P. (1973) - Mise au point d'une méthode d'analyse minéralogique quantitative par diffraction des rayons X. *Analusis*, 2, 1, p.15-29.
- WEBER F. et TRAUTH D. (1977) - Etude par des techniques de microscopie électronique (microscope électronique à transmission et spectromètre équipant un microscope à balayage) de deux échantillons de serpentinite de Tiébaghi. Rapp. interne, Inst. Géol. Strasbourg, 11 p. ronéo.
- WEAVER C.E. (1959) - The clay petrology of sediments. *Clays and Clay Min.*, 6, p.154-187.
- WIEWIORA A. (1972) - Mixed-layer kaolinite-smectite from Lower Silesia, Poland : final report. Internat. Clay Conf., Madrid, p.75-88.
- WILDMAN W.E., JACKSON M.L. et WHITTIG L.D. (1968) - Iron-rich montmorillonite formation in soils derived from serpentinite. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32, p.787-794.
- WILSHIRE H.G. (1958) - Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions. *Amer. Mineralogist*, 43, p.120-147.
- WINKLER H.G.F. (1974) - Petrogenesis of metamorphic rocks (fourth edition). Springer édit., New-York, 329 p.
- WHITTIG L.D. (1965) - X-ray diffraction techniques for mineral identification and mineralogical composition. In : Methods of soil analysis, part I. Amer. Soc. Agron., 9, Black édit., Madison, 770 p.
- YAALON D.H., BRENNER I. et KOYUMDJISKY H. (1974) - Weathering and mobility sequence of minor elements on a basaltic pedomorphie surface, Galilee (Israel). *Geoderma*, 12, 3, p.233-244.
- ZEISSINK H.E. (1969) - The mineralogy and geochemistry of a nickeliferous laterite profile (Greenvale, Queensland, Australia). *Mineral. Deposita*, 4, 2, p.132-152.

LISTE DES FIGURES

	Page
1 - Localisation des zones d'étude en Haute-Volta	5
2 - Carte géologique de la Haute-Volta (d'après BONNARD, 1965)	7
3 - Modelé des zones granitiques (A) et des zones basiques (B) de la Haute-Volta	11
4 - Isohyètes annuelles moyennes en Haute-Volta (ASECNA, 1966)	15
5 - Les épisodes arides et humides en Afrique Occidentale au Quaternaire récent	17
6 - Courbes types de sondages électriques en Haute-Volta	27
7 - Abaques de détermination rapide des plagioclases	29
8 - Esquisse géologique de la région de Kolel (NEYBERGH, 1970)	31
9 - Granulométrie du puits Kolel 3	36
10 - Densités apparentes et humidités du puits Kolel 3	38
11 - Minéralogie des argiles et des limons du puits Kolel 3	41
12 - Minéralogie des sables fins du puits Kolel 3	42
13 - Courbes cumulatives des concentrations en éléments majeurs du puits Kolel 3	45
14 - La toposéquence de Kolel	49
15 - Granulométrie de la toposéquence de Kolel	50
16 - Densité apparente de la toposéquence de Kolel	50
17 - Répartition des interstratifiés dans la toposéquence de Kolel	59
18 - Diagrammes d'interstratifiés (14C-14M) de la toposéquence de Kolel	60
19 - Evolution de Ca et de Na dans les plagioclases en voie d'altération dans la toposéquence de Kolel	62
20 - Corrélacion Fe ₂ O ₃ -MgO dans la toposéquence de Kolel	66
21 - Corrélacion SiO ₂ -MgO dans la toposéquence de Kolel	67
22 - Schéma morphologique (A), minéralogique (B) et géochimique (C) de la toposéquence de Kolel	70
23 - Esquisse géologique de la région de Tankièdougou (BOUSQUET, 1965)	73
24 - Densités apparentes et humidités du puits Tan 6	76
25 - Granulométrie du puits Tan 6	77
26 - Minéralogie des argiles et limons du puits Tan 6	78
27 - Courbes cumulatives des concentrations en éléments majeurs du puits Tan 6	81
28 - La toposéquence de Tankièdougou	83
29 - Densités apparentes des puits 3, 5 et 8 de Tankièdougou	86
30 - Granulométrie des puits 3, 5 et 8 de Tankièdougou	86
31 - Saturation en LiCl de deux smectites de Tankièdougou et d'une montmorillonite type	92
32 - Interstratifiés (14C-14M) dans les roches ultrabasiques de Tankièdougou	93
33 - Diagrammes de l'échantillon 700 cm du puits Tan 5	95
34 - Schéma morphologique (A), minéralogique (B) et géochimique (C) de la toposéquence de Tankièdougou	102
35 - Esquisse géologique de la zone Kaya-Ouest (VAN EYK, 1964)	105

	Page
36 - Densités apparentes et humidités du puits Dem 1	109
37 - Minéralogie des argiles et limons du puits Dem 1	110
38 - Interstratifiés (14C-14M) dans le niveau 1550 cm du puits Dem 1	112
39 - La vermiculite dans le niveau 750 cm du puits Dem 1	113
40 - Courbes cumulatives des concentrations en éléments majeurs du puits Dem 1	115
41 - La toposéquence n°1 de Dem	117
42 - Profils de résistivité des collines de Dem et de Niangado	121
43 - Densités apparentes de trois puits de la toposéquence de Dem	122
44 - Schéma morphologique (A), minéralogique (B) et géochimique isotitane (C) de la toposéquence de Dem	132
45 - Schéma de l'ouralitisaiton d'un hypersthène (A) et d'une augite (B) dans la norite de Kolel	136
46 - Schéma de la chloritisaiton d'un pyroxène (A) et d'une amphibole (B) dans la norite de Kolel	136
47 - Schéma de la saussuritisaiton d'un labrador de la norite de Kolel	137
48 - Répartition schématique de l'ouralite et de la chlorite dans un profil de la toposéquence de Kolel	139
49 - Diagramme Ca-Fe-Mg des pyroxènes sains (A) et diagramme Fe-Al-Ca des pyroxènes et de leurs transformations précoces (B)	143
50 - Corrélaiton Fe-Mg dans les pyroxènes et leurs premiers stades d'altéraiton	144
51 - Schéma de répartition des niveaux smectitiques et kaoliniques dans les régions à climat humide et dans les régions à climat sec	154
52 - Schéma des limites entre altéraitons smectitiques et kaoliniques à Kolel (A) et à Dem (B)	156
53 - Variaton de Fe ₂ O ₃ en fonction du rapport MgO/Fe ₂ O ₃ moléculaire dans les smectites de Haute-Volta	170
54 - Diagramme Al-Fe-Mg des smectites de l'échantillon Dem 7 (1000 cm)	171
55 - Pourcentages de perte ou de gain à volume constant des éléments majeurs dans cinq profils de Haute-Volta	177

LISTE DES TABLEAUX

	Page
I - Classification des roches vertes birrimiennes en Haute-Volta (DUCELLIER, 1963)	9
II - Essai de chronologie du Précambrien de Haute-Volta méridionale (d'après MARCELLIN, 1971)	10
III - Chronologie relative des surfaces cuirassées en Afrique Occidentale	13
IV - Données sur la pluviosité en Haute-Volta (ASECNA, 1966 ; MONIOD <i>et al.</i> , 1977)	15
V - Températures extrêmes en Haute-Volta (ASECNA, 1966)	16
VI - Evapotranspiration potentielle en Haute-Volta (ASECNA, 1966)	20
VII - Mesures de l'écoulement aux exutoires des bassins des Volta	22
VIII - Résistivités apparentes des altérations en zone tropicale sèche et semi-humide	26
IX - Terminologie micromorphologique simplifiée (d'après BOULET, 1974)	35
X - Teneurs en éléments majeurs du puits Kolel 3	43
XI - Concentrations des éléments majeurs du puits Kolel 3	44
XII - Concentrations à volume constant des éléments majeurs du puits Kolel 3	46
XIII - Concentrations isotitane des éléments majeurs du puits Kolel 3	46
XIV - Schéma d'évolution des pyroxènes dans les puits 1 à 6 de Kolel	53
XV - Composition minéralogique de la toposéquence de Kolel (fractions argiles et limons)	55
XVI - Dosage du quartz dans les roches mères de Kolel	56
XVII - Dosage du quartz et des plagioclases dans les puits de Kolel	57
XVIII - Composition chimique moyenne du massif de Kolel	63
XIX - Concentrations moyennes isovolumétriques et isotitane dans la toposéquence de Kolel	65
XX - Rapport des indices d'altération i/i_0 dans la toposéquence de Kolel	69
XXI - Teneurs en éléments majeurs du puits Tankièdougou 6	80
XXII - Concentrations isovolumétriques et isotitane du puits Tankièdougou 6	82
XXIII - Moyennes des humidités dans les puits de la toposéquence de Tankièdougou	88
XXIV - Composition minéralogique de la toposéquence de Tankièdougou (fractions argile et limons)	91
XXV - Analyse et formule de la beidellite du puits Tan 7 (450 cm)	91
XXVI - Evolution des plagioclases dans les puits 6, 8, 9 et 12 de Tankièdougou	96
XXVII - Composition moyenne des amphibolites de Tankièdougou	97
XXVIII - Composition de la roche dure des puits 3 et 5 de Tankièdougou	97
XXIX - Concentrations isovolumétriques des puits 3, 5 et 7 de Tankièdougou	98
XXX - Ordre de mobilité des éléments des puits 3, 5, 6 et 7 de Tankièdougou	99
XXXI - Variation des coefficients de corrélation entre les éléments chimiques dans la toposé- quence de Tankièdougou	101
XXXII - Composition moyenne des ensembles lithologiques de la toposéquence de Tankièdougou ...	103
XXXIII - Analyse et formule structurale de la smectite du niveau 1200 cm du puits Dem 1	111
XXXIV - Teneurs en éléments majeurs du puits Dem 1	114
XXXV - Concentrations isovolumétriques et isotitanes du puits Dem 1	116

	Page
XXXVI - Moyennes des humidités dans les puits de la toposéquence de Dem	123
XXXVII - Minéralogie des argiles et limons de la toposéquence de Dem	125
XXXVIII - Analyse et formule de l'argile du niveau 550 cm du puits Dem 4	126
XXXIX - Analyse ponctuelle des monoparticules de smectite du niveau 1000 cm du puits Dem 7 ...	127
XL - Composition moyenne des diabases de Dem	128
XLI - Concentration isotitane dans les puits 2, 7 et 10 de la toposéquence de Dem	129
XLII - Groupes d'éléments à intercorrélations positives dans la toposéquence de Dem	130
XLIII - Compositions chimiques moyennes et écarts types des différentes zones de la toposéquence de Dem	131
XLIV - Dosage de Fe ²⁺ et Fe ³⁺ dans la norite de Kolel	141
XLV - Composition moyenne des horizons kaoliniques de la tranchée de Méné 18	159
XLVI - Composition minéralogique (argile + limons) du contact amphibolite-granite dans le puits 9 de Tankiédougou	167
XLVII - Evolution des minéraux primaires dans cinq types de roches en Haute-Volta	168
XLVIII - Répartition des ions Mg ⁺⁺ dans trois beidellites de Haute-Volta	171
XLIX - Corrélations entre les mêmes éléments chimiques dans la fraction argile et dans la fraction totale des niveaux d'altération	179
L - Composition chimique du contact amphibolite-granite dans le puits Tan 9	179
LI - Intercorrélations positives dans une toposéquence cuirassée (Dem) et dans une toposéquence non cuirassée (Kolel)	181
LII - Corrélations entre les mêmes éléments traces dans les argiles et la roche mère des puits sur les roches basiques	183
LIII - Composition chimique du niveau sableux et du niveau de sol brun du puits KO-1	184
LIV - Comparaison synthétique des altérations sur roches basiques en zones sèches, semi-humides et humides	190

TABLE DES MATIÈRES

	Page
AVANT-PROPOS	I
INTRODUCTION	3
CHAPITRE I - LE CADRE PHYSIQUE	5
I - Le cadre géographique	5
II - La géologie	6
A - Le Précambrien inférieur	6
B - Le Tarkwaïen	7
C - Le Birrimien	8
D - Chronologie du Précambrien de Haute-Volta	10
III - La géomorphologie	11
A - Le modelé	11
B - Les cuirasses	12
IV - Le climat	14
A - Le climat actuel	14
B - Les climats anciens	16
C - Le climat et la végétation	18
V - L'hydrologie	19
A - Régime hydrique des altérations et des sols	19
B - Hydrologie de surface	21
C - Hydrologie souterraine	23
D - Conclusions	24
CHAPITRE II - LES MÉTHODES D'ÉTUDE	25
I - Méthodes de terrain	25
A - Les puits	25
B - Les sondages électriques	26
II - Méthodes de laboratoire	28
A - Les analyses physico-chimiques	28
B - La fabrication des lames minces	28
C - Les études aux rayons X	28
D - Les analyses chimiques	30
CHAPITRE III - LA TOPOSÉQUENCE DE KOLEL	31
I - Le puits Kolel 3	32
A - Observation au microscope	33
1. Les niveaux profonds	33
2. Les niveaux intermédiaires	33
3. La partie supérieure des niveaux intermédiaires	34
4. Les niveaux sommitaux	34
5. Conclusions	35
B - Mesures physico-chimiques	37
1. Les mesures géophysiques	37
2. Les mesures granulométriques	37
3. Les mesures de densité apparente	37
4. Les mesures des humidités	37
C - Minéralogie	38
1. Minéraux phylliteux principaux des argiles et des limons	38
2. Minéraux accessoires des fractions argiles et limons	40
3. Minéraux de la fraction des sables fins	40
D - Géochimie	42
1. Les concentrations	43

2. Les concentrations cumulées	44
3. Les concentrations à volume constant	45
4. Les concentrations à titane constant	47
5. Conclusions	47
II - La toposéquence de Kolel	48
A - Description des puits	48
B - Mesures physico-chimiques	51
1. Les mesures géophysiques	51
2. Les mesures granulométriques	51
3. Les mesures de densité apparente	52
4. Les mesures d'humidité : l'eau de rétention (H ₂ O ⁻)	52
C - Observation au microscope	52
1. Transformation des pyroxènes	52
2. Transformation des plagioclases	54
3. Transformation dans les sols bruns	54
4. Apports éoliens	54
D - Minéralogie de la toposéquence	55
1. Le quartz	55
2. Les smectites	58
3. Les interstratifiés chlorite-smectite (14C-14M)	58
4. Les plagioclases	62
5. Les pyroxènes et les amphiboles	63
E - Géochimie	63
1. Mobilité des éléments chimiques	64
2. Corrélations entre deux éléments majeurs	65
3. Corrélation roche-surface	65
4. Indices d'évolution géochimique	68
5. Conclusion	69
III - Conclusions sur l'ensemble de la toposéquence	71
CHAPITRE IV - LA TOPOSÉQUENCE DE TANKIÈDOUGOU	73
I - Le puits Tankièdougou 6	74
A - Observation au microscope	74
B - Mesures physico-chimiques	76
C - Minéralogie	78
D - Géochimie	80
II - La toposéquence de Tankièdougou	82
A - Description des puits	83
B - Mesures physico-chimiques	85
C - Observation au microscope	88
1. Transformation dans les péridotites	88
2. Transformation dans les granodiorites	89
3. Transformation dans les amphibolites	89
D - Minéralogie	90
E - La géochimie	97
III - Conclusions sur l'ensemble de la toposéquence	103
CHAPITRE V - LA TOPOSÉQUENCE DE DEM	105
I - Le puits Dem 1	106
A - Observation au microscope	107
B - Mesures physico-chimiques	108
C - Minéralogie	110
D - Géochimie	114
II - La toposéquence de Dem	117
A - Description des puits	118
B - Mesures physico-chimiques	119
C - Observation au microscope	123
1. Transformation dans les diabases, zone amont	123
2. Transformation dans l'approfondissement géochimique, zone médiane	123
3. Transformation dans la zone cuirassée, zone aval	124
4. Conclusion	124

D - Minéralogie	125
E - Géochimie	128
III - Conclusions sur l'ensemble de la toposéquence	133
CHAPITRE VI - LES PREMIERS STADES DE TRANSFORMATION DES MINÉRAUX PRIMAIRES ET L'IDENTIFICATION DE L'ORIGINE DES ROCHES VERTES	135
I - Transformation de la norite de Kolel	135
A - Les pyroxènes	135
B - Les plagioclases	137
C - Répartition de l'ouralite et de la saussurite dans la toposéquence	138
II - Hypothèses sur la genèse des transformations précoces	138
A - Hypothèses sur l'ouralitisisation et la saussuritisation	138
B - Discussion sur la toposéquence de Kolel	140
III - Etude géochimique des transformations précoces	141
A - Evolution du fer ferreux Fe ²⁺	141
B - Variations géochimiques visibles à la microsonde	142
C - Conclusion de l'étude géochimique	145
IV - Identification de l'origine des amphiboles	145
A - Identification d'une amphibole d'origine météorique	146
B - Identification des amphiboles météoriques dans leur contexte	146
V - Conséquences des transformations précoces des minéraux primaires	147
A - Les roches vertes	147
B - Les origines des faciès verts	147
C - Confusion entre les différentes roches basiques	148
VI - Conclusions	150
CHAPITRE VII - ALTÉRATIONS ANCIENNES ET RÉCENTES	151
I - Les différents profils d'altération	151
A - Les profils d'altération entièrement kaoliniques	151
B - Les profils d'altération entièrement smectitiques	152
C - Les profils d'altération smectitiques et kaoliniques	153
D - Interprétation des différents profils	154
II - Les profils d'altération récents	155
III - Les profils d'altération anciens	157
A - Les profils anciens non remaniés	157
B - Les profils anciens remaniés	157
IV - La transformation des profils d'altération anciens	158
A - Transformations dans les niveaux kaoliniques intermédiaires et superficiels	158
B - Transformations dans les niveaux kaoliniques profonds	160
C - Invasion d'un profil kaolinique par la base	160
D - Invasion d'un profil kaolinique par le sommet	161
E - Conclusion	161
V - La stabilité de la kaolinite et de la smectite	162
A - Passage de la smectite à la kaolinite	162
B - Passage de la kaolinite à la smectite	162
VI - Conclusions	163
CHAPITRE VIII - L'ÉVOLUTION LITHODÉPENDANTE VERTICALE DES MANTEAUX D'ALTÉRATION	165
I - Lithodépendance minéralogique des altérations	165
A - Lithodépendance à l'échelle des niveaux d'altération	165
B - Lithodépendance à l'échelle des minéraux	167
C - Déstabilisation différentielle des minéraux primaires	174
D - Conclusion	175
II - Lithodépendance géochimique des altérations	176
A - Mobilité des éléments majeurs	176
B - Géochimie des altérations à structure conservée	178
C - Géochimie d'un contact entre deux roches	179
D - Groupement des corrélations interpositives	180
E - Conclusion	180
III - Evolution verticale des profils sur les roches basiques	181
A - Les preuves de l'évolution verticale dans les roches basiques	181

	Page
B - L'absence d'évolution latérale dans les roches basiques	183
1. Départ des éléments chimiques en solution	183
2. Départ des fractions fines et illuviation	184
3. Départ à la surface du sol et pollution	184
4. Différence entre les roches basiques et les roches granitiques	185
IV - Conclusions	185
CHAPITRE IX - COMPARAISON DES ALTÉRATIONS DE ROCHES BASIQUES DANS TROIS ZONES CLIMATIQUES	187
1. Définition des altérations en Haute-Volta, au Sénégal et en Côte d'Ivoire	187
2. Comparaison des minéraux d'altération dans les trois régions	187
3. Comparaison géochimique des altérations dans les trois régions	188
4. Evolution verticale et latérale des manteaux d'altération	189
5. Conclusion	191
CHAPITRE X - LA MORPHOLOGIE DES MASSIFS BASIQUES EN HAUTE-VOLTA	193
I - Modelés des massifs basiques non cuirassés	193
1. Situation des massifs basiques non cuirassés	193
2. Les facteurs de la mise en relief des massifs basiques	193
3. Conclusion	195
II - Modelés des massifs basiques cuirassés	195
1. Cartographie et répartition des cuirasses	195
2. Le problème des différents niveaux de cuirasse	196
3. Relations roche-cuirasse	196
4. Le problème des dégradations superficielles et internes des cuirasses des zones basiques	196
5. Le problème de l'inversion des reliefs	197
6. Conclusion	197
III - Conclusions	197
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	199
Bibliographie	203
Liste des figures	213
Liste des tableaux	215

PLANCHES

PLANCHE I

TOPOSÉQUENCE DE KOLEL

Microscope pétrographique

ALTÉRATION DE L'HYPERSTHÈNE EN OURALITE

1. KO-2 (950 cm). L.N.
L'ouralitisé se produit à la périphérie de l'hypersthène, en bordure des fractures ouvertes (F), des craquelures et également de certains clivages fins (010) parallèles à l'allongement du cristal.
2. KO-2 (950 cm). L.P.
Même cristal que sur la photo précédente. On distingue les fragments de l'hypersthène initial en sombre, isolés et entourés par l'ouralite secondaire en clair.
3. KO-2 (950 cm). L.N.
Même cristal à un plus fort grossissement. L'ouralite est constituée de fibres légèrement pléochroïques, allongées selon la direction du clivage fin de l'hypersthène.
4. KO-2 (950 cm). L.P.
Détail, à fort grossissement, de la bordure d'un hypersthène ouralitisé. On distingue les morceaux d'hypersthène en sombre et l'ouralite en clair. Remarquer la frange de smectites (Sm) qui borde l'extérieur du cristal en bas à droite.

ALTÉRATION DE L'HYPERSTHÈNE EN GOETHITE ET KAOLINITE

5. KO-6 (900 cm). L.N.
Cristal d'hypersthène entièrement transformé en une trame réticulée de goethites, entourant des vides. Le réseau de goethite est disposé en mailles régulières soulignant les craquelures et les clivages suborthogonaux grossiers de l'hypersthène initial.
6. KO-6 (900 cm). L.N.
Même cristal que sur la photo précédente à un plus fort grossissement. Détail d'une maille de goethite montrant les bordures extérieures régulières, suivant le clivage orthogonal de l'hypersthène. A l'intérieur de la maille, la goethite est orientée suivant la direction des clivages fins (010) de l'hypersthène. Remarquer les amas de kaolinite (K) dans le vide central.

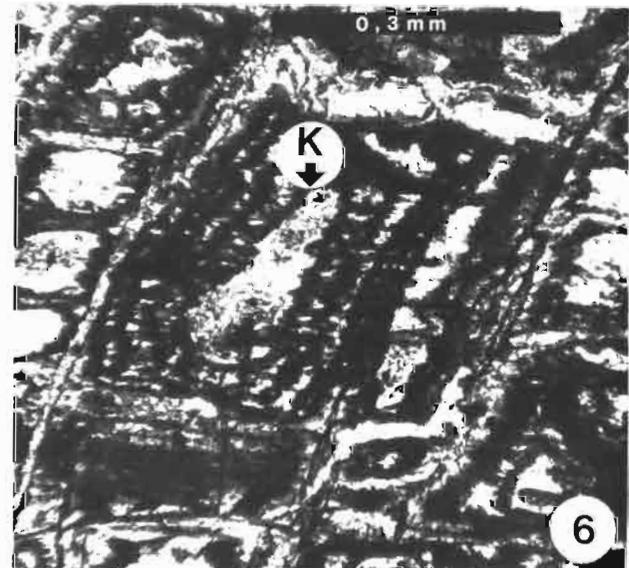
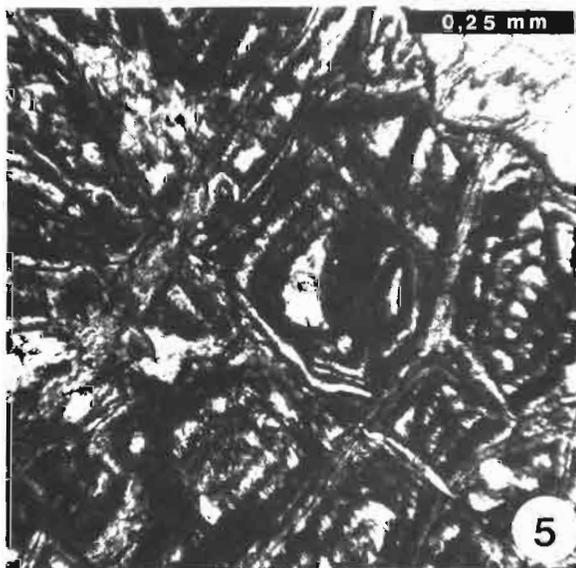
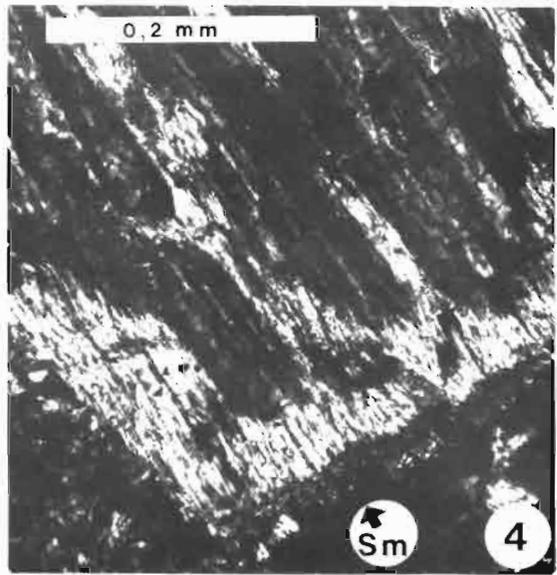
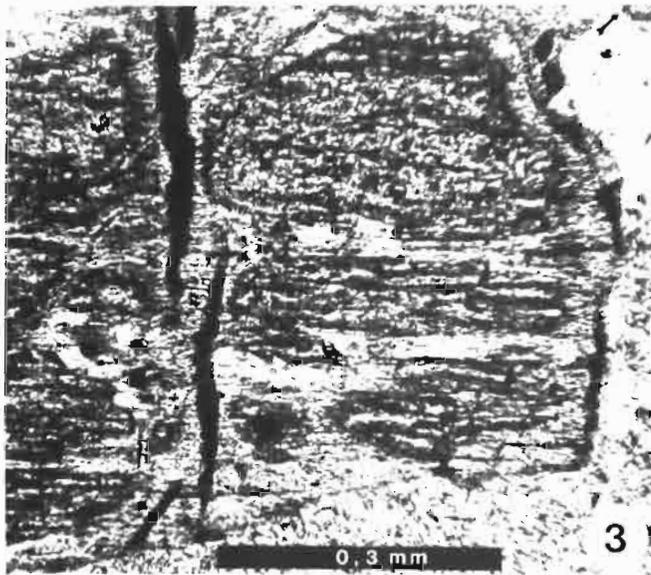
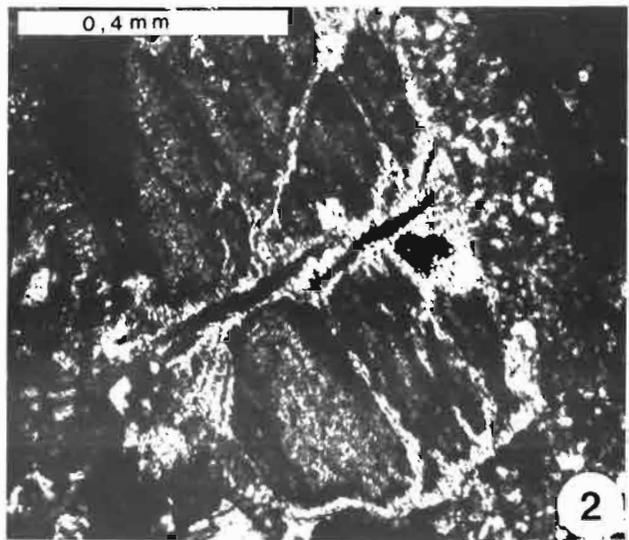
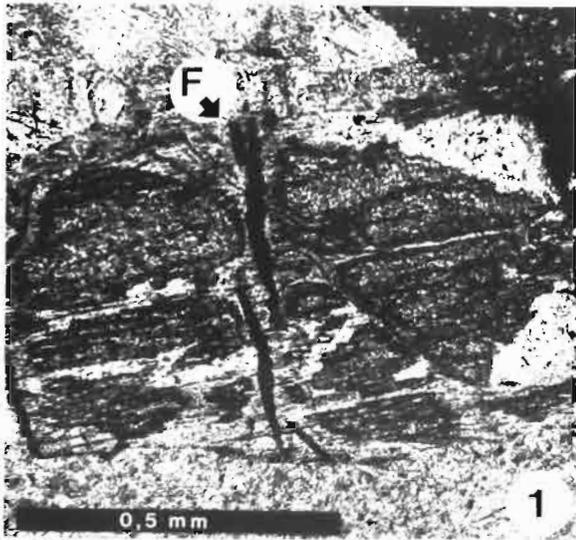


PLANCHE II

TOPOSEQUENCE DE KOLEL

Microscope pétrographique

ALTÉRATION DES OURALITES EN CHLORITES ET SMECTITES

1. KO-2 (800 cm). L.N.
Hypersthène entièrement ouralitisé se chloritisant. Les chlorites, en clair, se forment au sein des ouralites, en sombre, et selon le même alignement. Remarquer les bordures de l'ancien cristal qui s'écartent légèrement en éventail en haut à droite.
2. KO-4 (450 cm). L.P.
Hypersthène entièrement ouralitisé se smectitisant. Les smectites se forment en bordure d'une fracture ouverte (F) et sont séparées des ouralites par un liseré denticulé. Remarquer l'orientation des smectites flexueuses, parallèles à la fracture, et l'orientation des ouralites, parallèles à l'allongement du cristal.
- 3A. KO-1 (300 cm). L.N.
Fragment d'un hypersthène ouralitisé se chloritisant. Les chlorites, au centre, flexueuses et légèrement pléochroïques, gardent la même orientation que les ouralites, en haut à gauche. Remarquer, au sein de ces chlorites, des amas ferrugineux (G) allongés ou globulaires.
- 3B. KO-1 (300 cm). L.N.
Bordure d'un hypersthène ouralitisé se chloritisant. Les chlorites pléochroïques se forment entre un vide (V) et les ouralites allongées en haut à gauche. Elles sont enchevêtrées, flexueuses et disposées en plumets dans toutes les directions.

ALTÉRATION D'UN HYPERSTHÈNE EN CHLORITES

4. KO-1 (1100 cm). L.N.
Entre un hypersthène, en haut à gauche, et un vide (V), en bas à droite, se forment directement des faisceaux de chlorites. Ces chlorites prennent naissance dans l'hypersthène et s'écartent en éventail vers le vide.
5. KO-1 (950 cm). L.N.
Une fracture recoupant un hypersthène est envahie totalement par des chlorites. Remarquer que la fracture est entièrement comblée et le canal central occupé par un plasma ferrugineux sombre.

ALTÉRATION D'UN HYPERSTHÈNE EN SMECTITES

6. KO-3 (850 cm). L.P.
On distingue dans un cristal où ne subsistent que quelques fragments arrondis d'hypersthène, un plasma ponctué brillant et finement cristallisé, qui est composé de smectites. Ce plasma asépique dans lequel ne se reconnaissent ni ouralites, ni chlorites, entoure des fractures ouvertes (F).

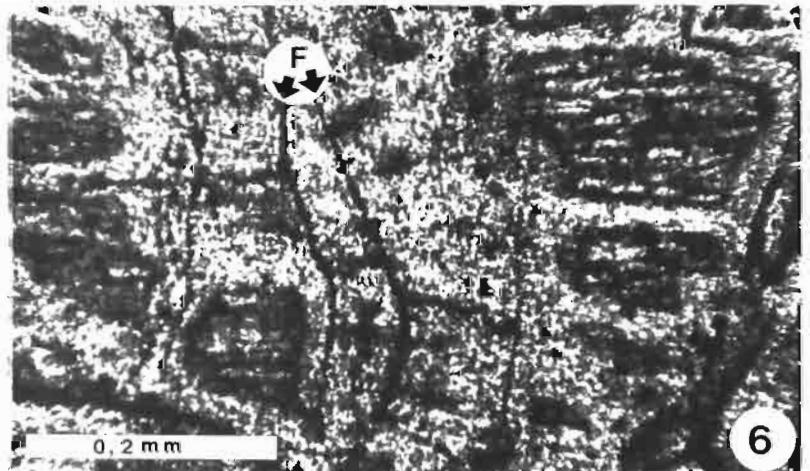
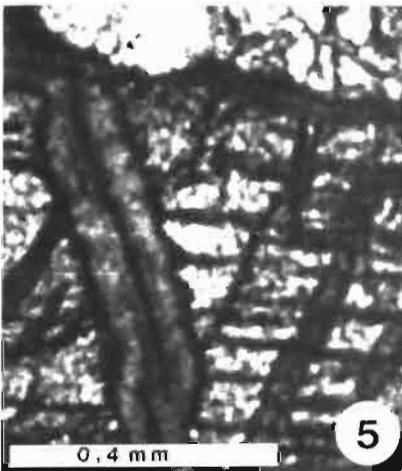
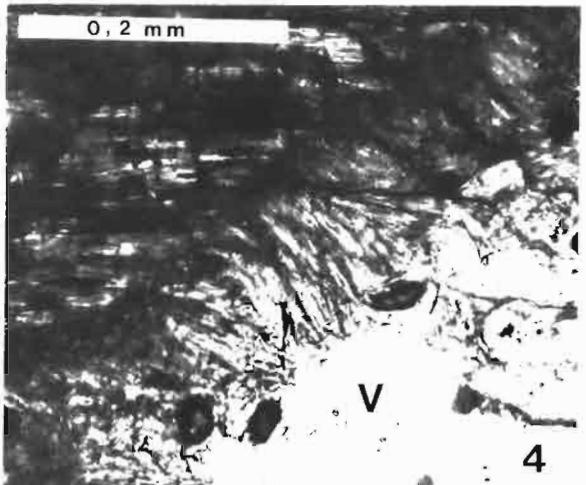
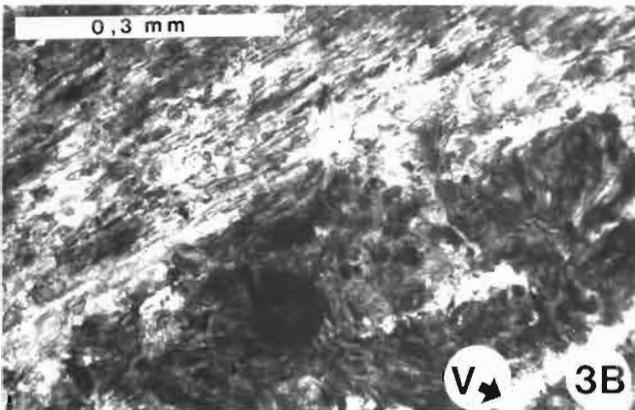
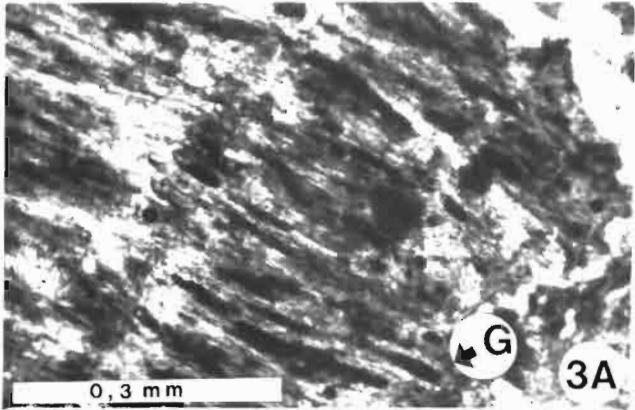
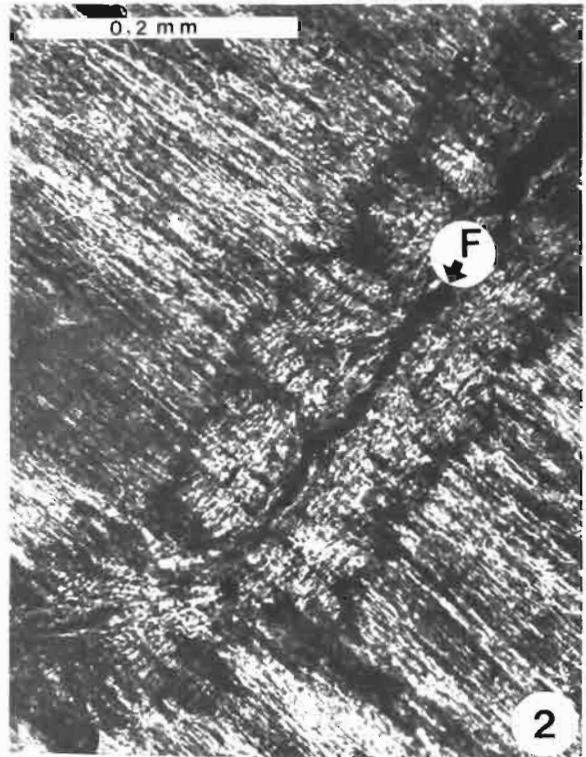
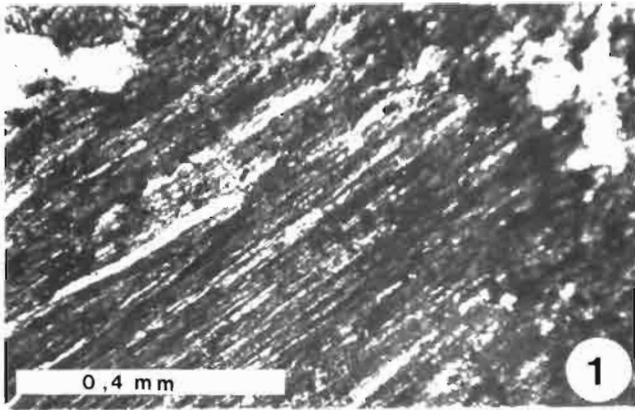


PLANCHE III

TOPOSÉQUENCE DE KOLEL

Microscope électronique à balayage

1. KO-3 (850 cm)
Morphologie de surface de plagioclases peu altérés. Remarquer la disposition en nid d'abeille des vides et la conservation des plans de macles de l'andésine (M) sur les parois des vides.
2. KO-3 (850 cm)
Même plagioclase à un fort grossissement. On distingue bien l'empilement des andésines maclées (M) et la forme géométrique des vides créés par l'altération.
3. KO-3 (300 cm)
Morphologie de surface de plagioclases très altérés. Remarquer la forme denticulée et déchiquetée des résidus d'andésine. Il ne subsiste plus de formes géométriques.
4. KO-3 (300 cm)
Même plagioclase à un fort grossissement. On distingue des empilements de lamelles, parfois ondulées, sans formes définies. Remarquer les bordures des lamelles qui se transforment en smectites.
5. KO-2 (950 cm)
Carte de répartition de la silice dans un plagioclase en voie de saussuritisation. Remarquer que les néogenèses de quartz ne sont pas apparentes près des amas d'épidote préalablement repérés (cercles noirs).
6. KO-4 (450 cm)
Carte de répartition de la silice dans des plagioclases en voie de saussuritisation. Les amas d'épidotes (cercles noirs) se situent sur un contact entre deux cristaux d'andésine. On ne caractérise pas non plus de néogenèses de quartz à proximité.

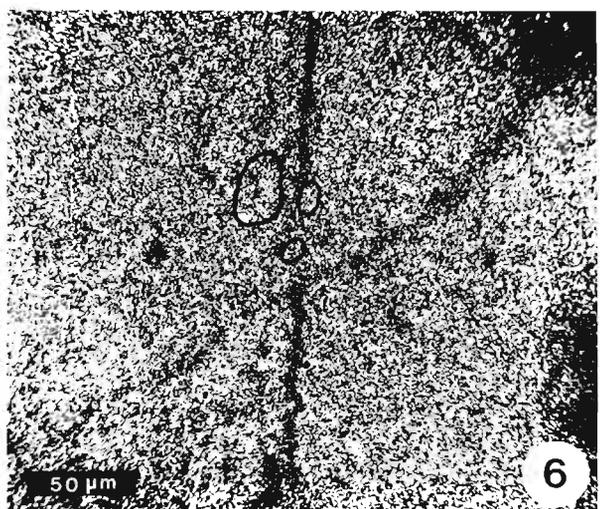
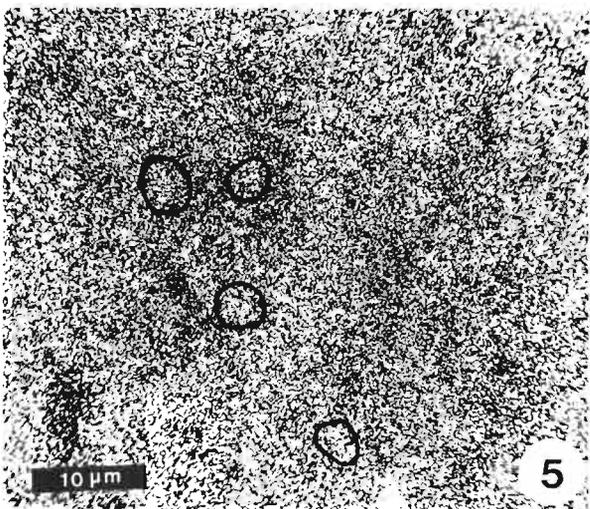
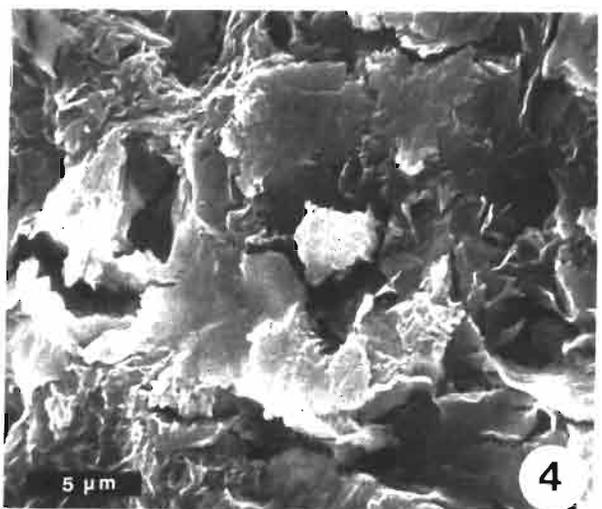
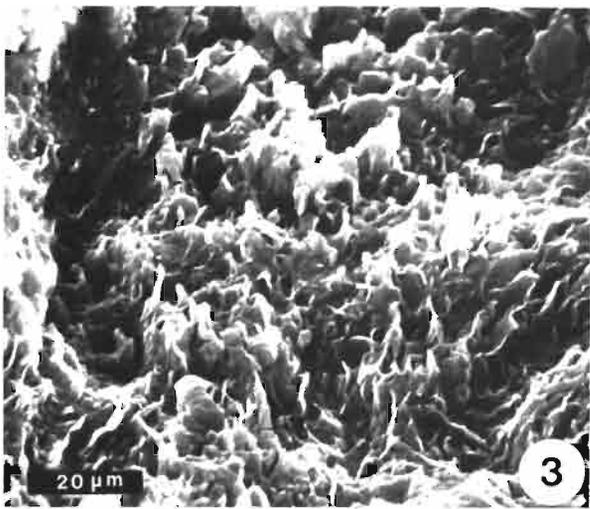
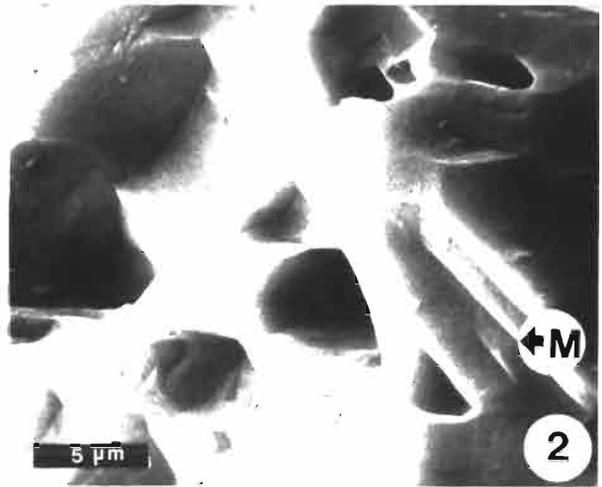
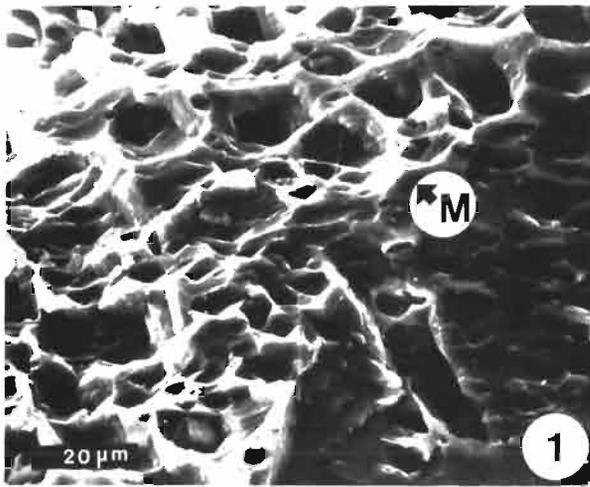


PLANCHE IV

TOPOSÉQUENCE DE DEM

Microscope électronique à transmission

- 1A. Morphologie d'une smectite de l'échantillon Dem 7 (800 cm), fraction $< 2 \mu$. Remarquer l'enroulement caractéristique des feuillets sur les bords de la particule.
- 1B. Diagramme de microdiffraction de la smectite précédente.
- 2A. Morphologie d'une smectite de l'échantillon Dem 7 (1000 cm), fraction $< 2 \mu$.
- 2B. Diagramme de microdiffraction de la smectite précédente.
- 3A, 3B, 4A et 4B. Morphologie des beidellites de plusieurs niveaux du puits Dem 7. Remarquer la cristallinité parfaite et la grande taille de ces smectites.

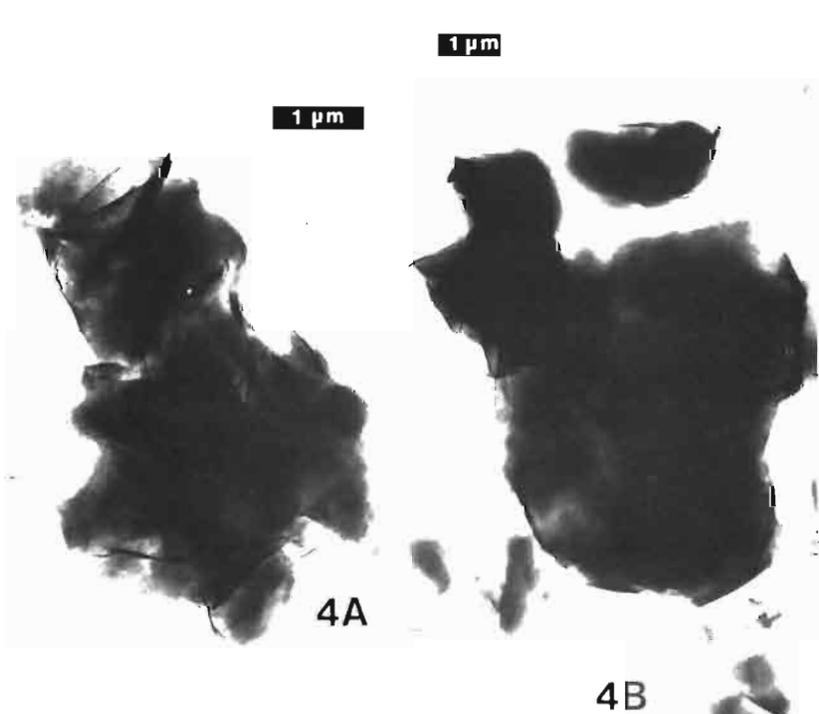
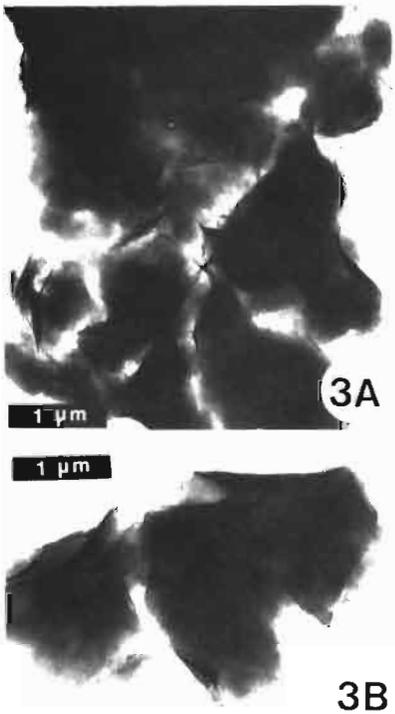
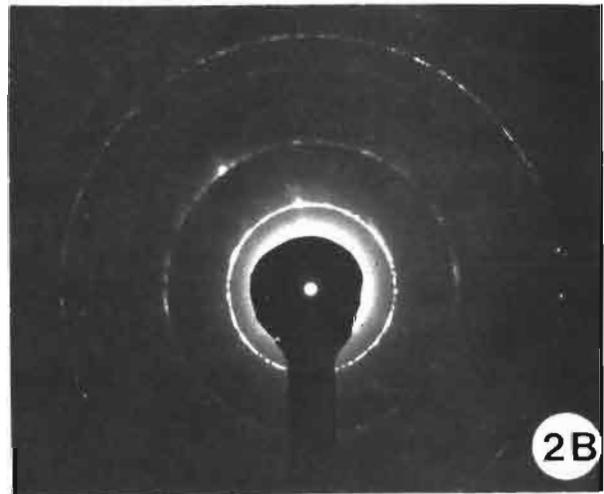
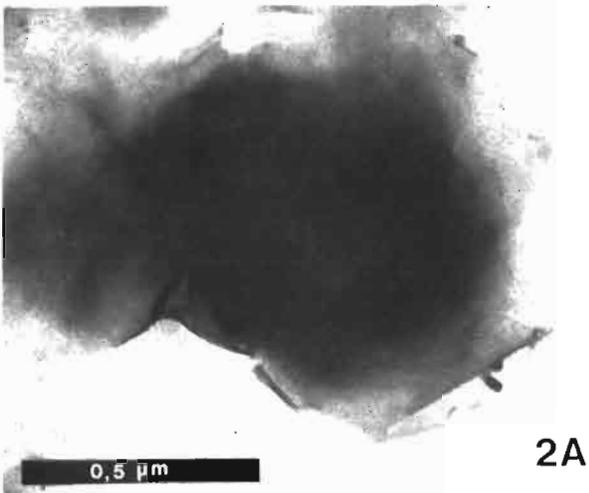
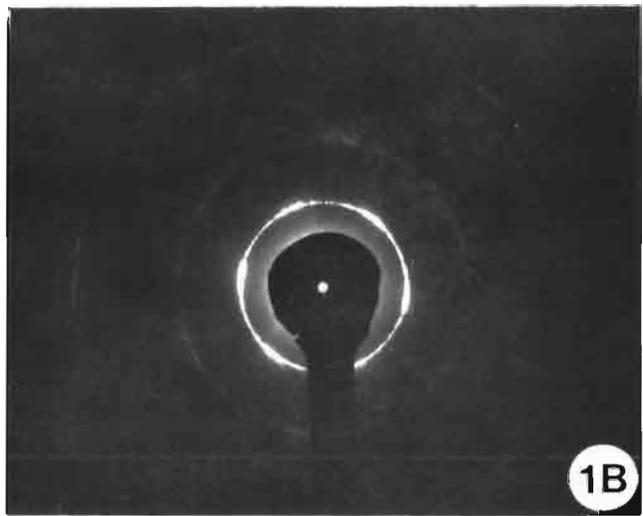
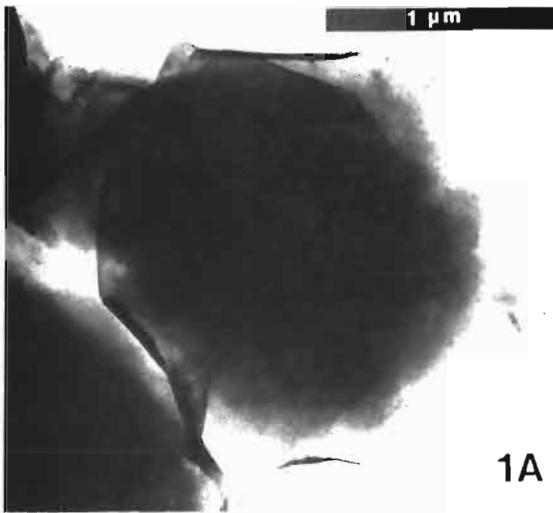


PLANCHE VI

