

J. DELVIGNE

PÉDOGENÈSE EN ZONE TROPICALE

LA FORMATION DES MINÉRAUX SECONDAIRES EN MILIEU FERRALLITIQUE



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

DUNOD



PEDOGENÈSE
EN ZONE TROPICALE

PÉDOGENÈSE EN ZONE TROPICALE

LA FORMATION DES MINÉRAUX SECONDAIRES EN MILIEU FERRALLITIQUE

par

J. Delvigne

Docteur ès Sciences

Chargé de recherches à l'ORSTOM

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

DUNOD

PARIS

1965

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	5
------------------------	---

PREMIÈRE PARTIE : INTRODUCTION

CHAPITRE I : L'ÉTUDE DU MILIEU

§ 1 : La Géologie	9
§ 2 : Le Relief	10
§ 3 : Le Climat	12
§ 4 : La Végétation	14

CHAPITRE II : SITUATION ET DESCRIPTIONS DES PROFILS

§ 1 : Introduction	18
§ 2 : Définition de l'altération ferrallitique	18
§ 3 : Les profils de la région montagneuse occidentale	20
§ 4 : Les profils de la région Sud-Est	23
§ 5 : Les profils de la région orientale	25
§ 6 : Les profils de la région Sud-Ouest	27

CHAPITRE III : LES MÉTHODES D'ANALYSES

§ 1 : Analyses minéralogiques	29
§ 2 : Analyses chimiques	30

CHAPITRE IV : LES PROCESSUS D'ALTÉRATION

§ 1 : Les solutions du sol, facteurs d'altération	31
§ 2 : Caractéristiques des minéraux influençant leur altération	32

DEUXIÈME PARTIE : LES FAITS — TENTATIVES D'INTERPRÉTATION

CHAPITRE I : INTRODUCTION

§ 1 : Schéma général	39
§ 2 : Les types d'altération	39

CHAPITRE II : L'ALTÉRATION DES PLAGIOCLASES

§ 1 : Description des plagioclases frais	41
§ 2 : Première séquence d'altération : plagioclase → gibbsite	41
§ 3 : Deuxième séquence d'altération : plagioclase → gels → gibbsite	46
§ 4 : Troisième séquence d'altération : plagioclase → gels → gibbsite + kaolinite	49
§ 5 : Analyses minéralogiques comparées des profils de la première catena	55
§ 6 : Analyses chimiques totales des profils de la première catena	59
§ 7 : Bilans géochimiques des éléments principaux dans la première catena	60
§ 8 : Considérations générales au sujet de la première catena	64

§ 9 : Quatrième séquence d'altération : plagioclase→ gels→ gibbsite→ kaolinite	66
§ 10 : Cinquième séquence d'altération : plagioclase→ gels→ kaolinite	70
§ 11 : Analyses minéralogiques comparées des profils de la seconde catena	73
§ 12 : Analyses chimiques totales des profils de la seconde catena	79
§ 13 : Bilans géochimiques des éléments principaux de la seconde catena	80
§ 14 : Considérations générales au sujet de la seconde catena	83
CHAPITRE III : TENTATIVES D'INTERPRÉTATION	
§ 1 : Recherches bibliographiques	86
§ 2 : Tentatives d'interprétation du processus de transformation du plagioclase en gibbsite	89
§ 3 : Tentatives d'interprétation du processus de transformation du plagioclase en gels et de ceux-ci en gibbsite.	91
§ 4 : Tentatives d'interprétation du processus de transformation du plagioclase en gels puis en kaolinite	93
§ 5 : Tentatives d'interprétation du processus de transformation de la gibbsite en kaolinite	95
CHAPITRE IV : L'ALTÉRATION DES MINÉRAUX FERRO-MAGNÉSIENS	
§ 1 : Description des minéraux frais	97
§ 2 : Séquence d'altération : pyroboles→ goëthite	97
§ 3 : Analyses minéralogiques des profils et échantillons	107
§ 4 : Analyses chimiques totales des profils F5, BDA2 et BDGH1	110
§ 5 : Bilans géochimiques des éléments principaux	110
CHAPITRE V : TENTATIVES D'INTERPRÉTATION	
§ 1 : Recherches bibliographiques	113
§ 2 : Tentatives d'interprétation du processus de transformation des minéraux ferro-magnésiens en hydroxydes de fer.	116
TROISIÈME PARTIE : CONCLUSIONS	
CHAPITRE I : LE COMPORTEMENT GÉOCHIMIQUE DES ÉLÉMENTS MAJEURS	
§ 1 : Le comportement de la silice	121
§ 2 : Le comportement de l'alumine	123
§ 3 : Le comportement du fer	124
§ 4 : Le comportement des alcalins et des alcalino-terreux	126
CHAPITRE II : LA RÉPARTITION DES ÉLÉMENTS MAJEURS DANS LE PAYSAGE	
§ 1 : La mobilité potentielle des éléments	128
§ 2 : L'accumulation des éléments majeurs dans le profil	130
§ 3 : L'accumulation des éléments dans le paysage.	140
CHAPITRE III : LA FORMATION DES MINÉRAUX SECONDAIRES	
§ 1 : La gibbsite	142
§ 2 : La kaolinite	144
§ 3 : Classification génétique des différentes zones d'accumulation.	147
RÉSUMÉ	150
SUMMARY	151
BIBLIOGRAPHIE	153
PLANCHES	159
TABLES DE MATIÈRES	3

AVANT-PROPOS

Avant d'exposer les résultats de mes recherches, il m'est très agréable de remercier ici toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation de ce travail soit par leur enseignement, soit par leurs conseils et encouragements, soit encore par leur collaboration technique.

Je tiens d'abord à remercier tout particulièrement M. J. FRIPIAT, professeur à la Faculté des Sciences de l'Université Catholique de Louvain, directeur du laboratoire de Chimie minérale à l'Institut agronomique, d'avoir accepté d'être le promoteur de cette thèse, d'avoir consacré un temps précieux à suivre mes travaux et à corriger minutieusement les premiers essais de cet ouvrage. J'ai pu apprécier sous sa direction toutes ses qualités d'homme de science ayant le souci constant de l'exactitude et de la concision. Je le remercie également pour les innombrables services rendus par les chercheurs et techniciens de son laboratoire, MM. DE KIMPE, HERBILLON, VIELVOYE à qui je dois de nombreux résultats d'analyses chimiques, d'analyses au microscope électronique et par diffraction de rayons X.

Je remercie également messieurs les professeurs qui ont accepté de faire partie du jury : M. BRUY-LANTS, doyen de la Faculté des Sciences, et MM. DE BETHUNE, KAISIN, MOREAU et VAN MEERSCHE, professeurs à l'Institut de Géologie de l'Université de Louvain. Je remercie particulièrement M. le professeur DE BETHUNE qui a bien voulu examiner avec moi quelques plaques minces.

Je tiens à rendre un hommage particulier à M. DEFOSSEZ, Docteur ès Sciences, section Géologie de l'ORSTOM, pour l'orientation qu'il a donné à mon programme de recherche, pour la confiance qu'il m'a toujours accordée, pour les conseils qu'il m'a prodigués, pour l'attention soutenue avec laquelle il a suivi le développement de mes recherches et pour le soutien qu'il m'a apporté dans les difficultés.

Je prie M. CAMUS, directeur général de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, qui m'a accordé la prolongation de séjour en Europe nécessaire à l'achèvement de mes travaux, de trouver ici l'expression de ma profonde et respectueuse reconnaissance.

Je remercie vivement M. PINTA, chef du laboratoire de Spectrographie de l'Institut de Bondy, ainsi que tous les membres de son laboratoire, pour les très nombreux résultats d'analyses que je leur dois.

Mes remerciements vont encore aux chercheurs et techniciens du laboratoire de pédologie d'Adiopodoumé, particulièrement à MM. PERRAUD et DE LA SOUCHÈRE pour les nombreux échantillons et profils d'altération qu'ils ont ramenés à mon intention de leurs missions dans le Sud-Ouest de la Côte-d'Ivoire, et à Mme PERRAUD, pour les résultats d'analyses chimiques totales qui sont à la base de mes recherches et de mes conclusions. Je remercie encore M. G. RIOU, géographe, professeur à la Faculté d'Abidjan, pour ses conseils et les amicales discussions que nous avons eues ensemble au sujet de la Pédogenèse et de la Géomorphologie en Côte-d'Ivoire.

Je remercie aussi mes collaborateurs africains qui m'ont apporté leur concours sur le terrain et en laboratoire et à qui je dois de grandes satisfactions.

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION

CHAPITRE PREMIER

L'ÉTUDE DU MILIEU

§ 1 LA GÉOLOGIE

1 Aperçu général

À l'exception d'une fine bande de sables lagunaires d'âge quaternaire qui longe la côte sur une très faible épaisseur et qui est séparée du continent par le chapelet de lagunes depuis la frontière du Ghana jusqu'à un peu à l'est de Sassandra, et d'une autre bande de sables tertiaires, large de 35 km au maximum, qui court parallèlement à la première du côté continental des lagunes, le substratum géologique de la Côte-d'Ivoire est constitué principalement de roches granitiques, se présentant en larges bandes orientées grossièrement S.-S.-W.-N.-N.-E., alternant avec des chaînes schisteuses et arkosiques de même orientation, mais généralement beaucoup moins larges.

Les portions sédimentaires dominent largement dans la région Sud-Est du pays; ailleurs les granites et granito-gneiss sont les roches les plus répandues.

Dans le massif montagneux situé à l'ouest, qui est le prolongement des montagnes de Guinée, la carte géologique se complique un peu : on y rencontre divers types de roches, se présentant en petites chaînes d'orientation quelconque. On y trouve des granites magnésiens et tout un cortège de roches basiques non métamorphisées.

La plupart des roches basiques de Côte-d'Ivoire forment de petites lentilles ou de petits massifs à l'intérieur ou en bordure des chaînes sédimentaires. Leur répartition géographique est assez quelconque, mais la majorité d'entre elles se retrouvent au sud-ouest dans la région de Tabou-Sassandra, au centre dans la région de Toumodi-Bouaké, au sud-est dans la région d'Ayame, à l'est dans celle de Bondoukou et dans le nord-est aux environs de Bouna.

2 Échelle stratigraphique

Quaternaire Sables des dunes, du cordon littoral et alluvions de vallées.

MioplIOCène Sables argileux, grès ferrugineux avec conglomérat de base.

Crétacé sup^r Marnes, sables et calcaires souvent bitumineux.

Précambrien (Tarkwaïen) Conglomérats, arkoses, molasses, souvent à faciès continental, ou de faible profondeur, épimétamorphique, en discordance sur les séries sous-jacentes.

Granites de Bondoukou Massifs circonscrits, de faible extension, intrusifs dans les séries birrimiennes.

Granites Baoulés Définis dans le centre de la Côte-d'Ivoire, ces granites sont plus ou moins orientés et forment la grande masse des granites du pays entre les chaînes birrimiennes.

- Archéen (Birrimien)* Schistes, grès, arkoses épimétamorphisés et transformés en schistes sériciteux, talcschistes, chloritoschistes, amphibolites et en micaschistes au contact des granites baoulés. L'échelle stratigraphique récente place cette série dans le Birrimien supérieur.
Le Birrimien inférieur, outre des types de roches semblables à ceux du Birrimien supérieur, contient toute une série de roches vertes : ortho-amphibolites, méta-dolérites, méta-gabbros, méta-andésites, méta-basaltes, brèches basiques et acides, des rhyolites. L'ensemble du Birrimien, d'origine volcano-sédimentaire, est plissé et redressé. Ces bandes forment le relief du paysage.
- Archéen (Dahoméen)* En discordance avec les séries supérieures. Ce sont des granites et migmatites en enclaves dans les granites baoulés.

3 Pétrographie des roches basiques

La plupart des roches basiques anciennes portent des traces d'écrasement ou de métamorphisme léger ; bien souvent elles sont devenues méconnaissables : ce sont des roches vertes. Parfois on y reconnaît quelques restes de structure initiale : ce sont des gabbros saussuritisés, ouralitisés et même parfois serpentinisés, ou des dolérites à feldspaths saussuritisés, et pyroxènes ouralitisés, ou des amphibolites à hornblende et à actinote. On y trouve aussi la chlorite, les minéraux noirs, le leucoxène, le quartz, l'épidote, la zoïsite et la calcite. Ce type de roche basique métamorphisée se rencontre partout dans les régions centrales et orientales de la Côte-d'Ivoire.

Les roches basiques plus récentes, d'âge probablement primaire, rencontrées dans l'ouest et le sud-ouest du pays, n'ont pas subi de métamorphisme. Ce sont encore des gabbros à structure grenue à labrador et augite-pigeonite et parfois hypersthène, ou des dolérites à cristaux allongés de labrador avec interstices occupés par la pigeonite. Il y a souvent de la magnétite et de l'ilménite. La chlorite est fréquente ainsi que la biotite.

Seront également étudiés dans ce travail, des types de roches très différents des roches basiques, parce que très quartziques, mais présentant cependant certaines analogies avec celles-ci parce que magnésiennes : ce sont les charnockites de la région de Man. Le magnésium, dans ces roches, s'exprime en hypersthène. La grande abondance de ce pyroxène et parfois même l'absence de quartz, permettent ainsi le rapprochement dans un même travail, de types de roches très éloignés dans une classification pétrographique.

Pour plus de détails concernant la géologie de la Côte-d'Ivoire, le lecteur est prié de consulter les notices explicatives des cartes géologiques de Côte-d'Ivoire (dont références en annexe) et les travaux plus approfondis d'ARNOULD (1961), BODIN (1951), BOLGARSKY (1950), ROQUES (1948), SOULE DE LAFONT (1956) et TAGINI (1960).

§ 2 LE RELIEF

1 Aperçu général

Le relief du pays est comparable à celui d'une ancienne pénéplaine en pente douce vers le sud, culminant à la frontière nord vers 350-400 m et descendant à une cinquantaine de mètres au contact des sables tertiaires au sud.

Le tiers inférieur de la Côte-d'Ivoire, soit une bande de 100 à 200 km, a un relief peu accentué, largement ondulé, et dont les sommets ne dépassent pas 200 m. Ces parties basses s'allongent cependant assez loin vers le nord en remontant les vallées des quatre grandes rivières qui traversent le pays dans le sens nord-sud : le Cavally à l'ouest, le Sassandra, le Bandama avec son affluent important le N'Zi, au centre, et le Comoé à l'est.

Le relief du restant du pays s'étage entre 200 et 400 m avec quelques sommets compris entre 500 et 700 m disséminés un peu partout.

La seule région qui mérite le qualificatif de montagneuse est la région de Man, située à l'ouest, à la frontière de la Guinée, où une chaîne montagneuse dépassant légèrement 1 000 m s'étend au nord de Man et de Danane, et se poursuit vers l'ouest, en Guinée, où elle continue à s'élever. La plupart des hauts reliefs de la Côte-d'Ivoire sont constitués, soit d'inselbergs granitiques ou noritiques, soit de massifs de roches basiques, généralement cuirassés, ayant résisté à l'érosion.

2 Le relief sur roches granitiques

Les larges bandes granitiques forment des reliefs généralement très peu marqués : ce sont de vastes plaines mollement ondulées, souvent creusées en dépression à côté de reliefs plus accentués constitués par les collines et chaînes de collines sur roches basiques ou quartzites birrimiens. Le front d'altération du granite, en zone ferrallitique, est généralement profondément enfoui sous un épais manteau de roche altérée, d'arènes, d'argiles bariolées et de colluvions.

Dans les régions centrales et septentrionales du pays, le front d'altération de la roche est plus proche de la surface du sol, aussi arrive-t-il fréquemment que les granites forment de petits affleurements, chaotiques ou non, très surbaissés, principalement au nord de Bouaké.

Les inselbergs granitiques ne sont pas rares et leur dénivellation par rapport à la plaine environnante peut atteindre plusieurs centaines de mètres : le Niangbo, au nord de Katiola, les dômes de la région de Séguéla et de Man.

Ces dômes granitiques sont généralement nus, à courbure accentuée, constitués de roche fraîche ; des vasques creusées dans la roche et porteuses d'une assez maigre végétation, en garnissent souvent les sommets.

3 Le relief sur roches basiques

Les granites sont généralement massifs et parcourus de diaclases éloignées les unes des autres ; les roches basiques, au contraire, sont intensément fissurées. Ces fissures isolent de trop petits blocs pour qu'ils puissent se comporter comme une roche massive vis-à-vis de l'altération et de l'érosion. Grâce à cette abondance de fissures et de diaclases, l'altération n'est jamais nulle sur les sommets qui ne sont jamais dénudés : la végétation trouve toujours le moyen de s'y installer, et seules une érosion et une altération différentielle permettront le dégagement de ces reliefs.

Les formes du relief sur roches résistantes (dolérites, quartzites, conglomérats) ne se présentent donc pas en dômes comme c'est le cas pour les reliefs sur roches granitiques, mais en collines non dénudées, plus ou moins à angles vifs, formant de longues crêtes suivant la direction de l'allongement de l'affleurement. Les pentes sont assez fortes et jonchées de blocs arrondis et trop gros pour avoir pu être complètement altérés alors qu'ils étaient encore enfouis avant la reprise de l'érosion.

4 Le relief cuirassé

Le relief engendré sur les roches cuirassées (schistes, dolérites) tient un peu des processus invoqués pour la formation des dômes granitiques et celle des collines sur roches basiques. En effet, le chapeau cuirassé empêche, ou du moins ralentit, l'altération de la roche qu'il recouvre. Cette cuirasse, peu per-

méable, très dure, peu altérable, est peu propice à l'installation d'une végétation dense. Donc, même en période d'érosion, les sommets cuirassés ne s'abaisseront que peu.

Par contre, sur les pentes non cuirassées, l'altération n'est pas ralentie et les pentes sont celles de collines normalement formées sur roches basiques. Le sommet massif joue simplement le rôle d'élément retardateur vis-à-vis des forces d'érosion qui tendent à en abaisser le niveau. L'érosion et le déblaiement sur ces collines agissent suivant la verticale et l'horizontale sur les pentes, tandis que près du sommet cette action ne peut qu'être horizontale : le recul des pentes tend à affouiller le pied de la cuirasse qui finit par s'avancer en porte-à-faux et tomber sur la pente lorsque l'affouillement a suffisamment progressé pour que l'éperon rocheux s'écroule sous son propre poids ou grâce à la proximité d'une fissure verticale.

Le sommet plat de la cuirasse latéritique, témoin de l'ancienne pénélaine, voit sa surface diminuer progressivement tout en conservant une altitude absolue relativement peu modifiée au cours du temps. Une fois les versants rejoints au sommet, après disparition de la dalle latéritique, la forme du relief évolue plus rapidement par érosion verticale et horizontale ; le niveau des collines s'abaisse rapidement jusqu'à s'inscrire dans la moyenne d'altitude des collines sur roches basiques actuellement débarrassées de leur cuirasse latéritique.

§ 3 LE CLIMAT

1 Aperçu général

D'après la classification des climats d'AUBREVILLE (1949) la partie méridionale de la Côte-d'Ivoire, entre les parallèles 5° et 8°, est du type guinéen forestier, tandis que la partie septentrionale du pays, entre les parallèles 8° et 11°, est du type soudano-guinéen.

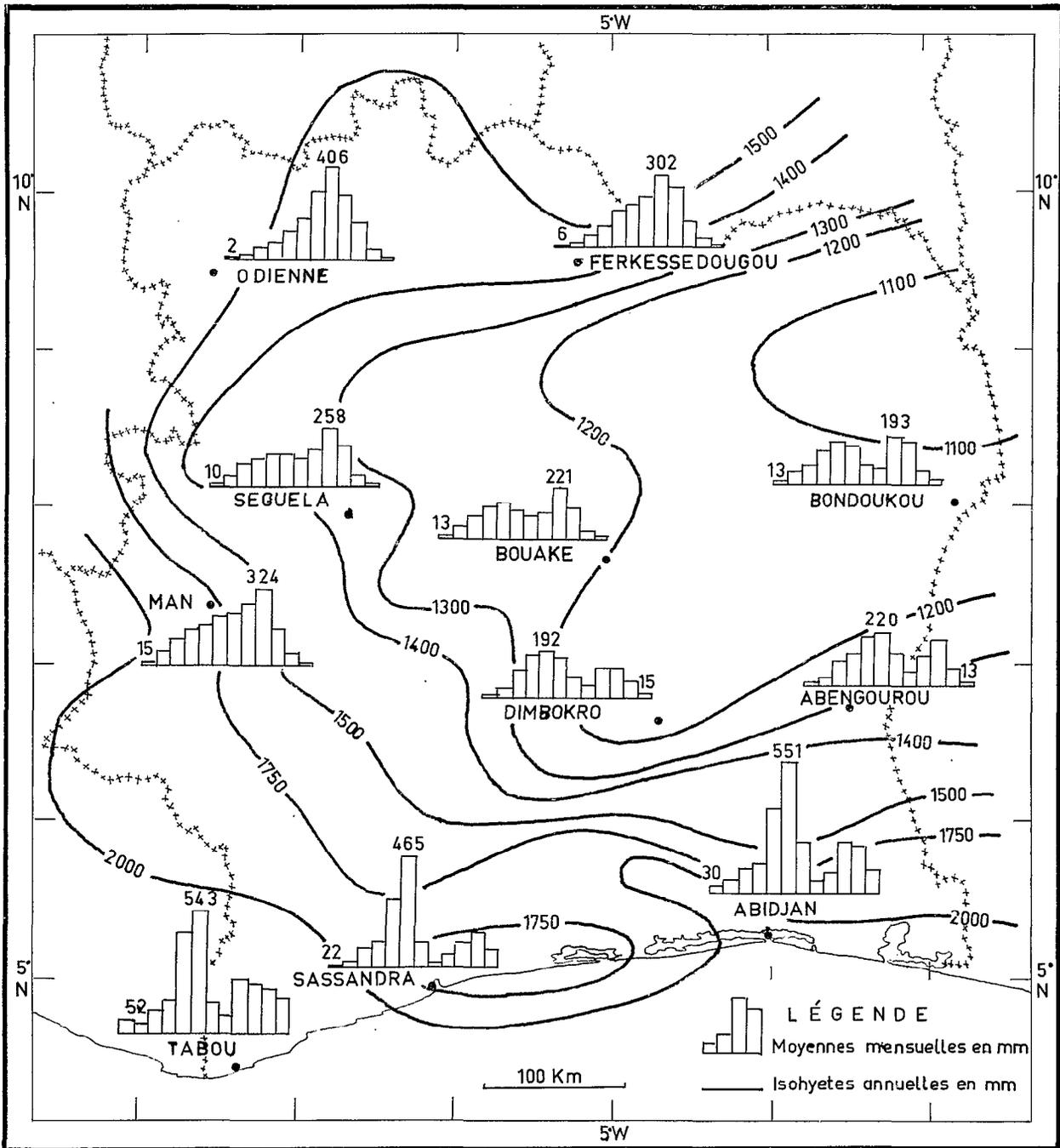
a) Le climat guinéen forestier se caractérise par une température moyenne annuelle comprise entre 24,5 et 27,2°C, dans les régions de basses altitudes, ce qui est le cas de la Côte-d'Ivoire, et par des amplitudes thermiques toujours très faibles. Le déficit de saturation moyen annuel, très faible, est compris entre 5 et 7,5 mm. La pluviosité est assez élevée et varie entre plus de 2 000 mm d'eau dans l'extrême sud du territoire et 1 200 mm à la limite du climat soudano-guinéen. Ce type de climat est aussi caractérisé par un grand nombre de mois pluvieux, généralement de 7 à 9, où les pluies sont abondantes, tandis que les autres mois de l'année reçoivent de 20 à 50 mm de pluie au moins. Les pluies se répartissent en deux saisons humides, la plus grande en mai-juin-juillet, la plus petite vers octobre-novembre. La grande saison sèche, quand elle est bien définie, s'étend de décembre à avril et la petite saison sèche, ne s'étale que sur les mois d'août et de septembre.

b) Le climat soudano-guinéen : la température annuelle moyenne est comprise entre 24,5 et 28,2°C avec une amplitude thermique annuelle faible à moyenne (de 4 à 6 deg.). Le déficit de saturation moyen est assez fort (7 à 12 mm). En Côte-d'Ivoire la pluviosité est beaucoup plus élevée dans la partie Nord-Ouest où elle atteint 1 700 mm que dans la partie Nord-Est où elle n'atteint que 1 100 mm en moyenne annuelle. Habituellement la durée de la saison sèche est de quatre à cinq mois : novembre à février à Bouaké, novembre à mars à Odiène et Ferkessedougou. Plus on se rapproche de la frontière nord du territoire, plus la saison des pluies se concentre en une seule saison, centrée sur le mois d'août.

2 Examen de la carte du régime des pluies

Trois régions de la Côte-d'Ivoire (voir carte 1) se partagent les maxima de pluies avec plus de 2 000 mm d'eau en moyenne annuelle : l'angle sud-ouest dans la région de Tabou, la région montagneuse occidentale (Tonkoui, Man) et la région littorale entre Abidjan et Dabou.

CARTE DU RÉGIME DES PLUIES



Carte 1

Le quart nord-est du pays est le plus sec avec des moyennes annuelles comprises entre 1 300 et 1 100 mm. Les isohyètes sont très serrées autour des maxima tandis qu'elles sont très espacées dans les zones de moindre pluviométrie. Dans la moitié méridionale du pays, les isohyètes sont grossièrement orientées est-ouest; plus vers le nord elles s'incurvent et finissent par être dirigées nord-sud dans la moitié septentrionale du pays.

La répartition mensuelle des pluies se différencie également en trois zones : la zone sud avec deux saisons des pluies bien tranchées séparées par une petite saison sèche nette, la zone centrale où le caractère tranché s'estompe progressivement par disparition ou atténuation de la petite saison sèche, et la zone nord caractérisée par une répartition des pluies en courbe en cloche, avec maximum unique en grande saison des pluies et minimum unique en grande saison sèche.

3 Étude du bilan hydrique

Le bilan d'eau des diverses régions de la Côte-d'Ivoire a été établi par KELLERMANN (1960) d'après la méthode de THORNTWAITE (1948) (voir carte 2, d'après KELLERMANN). Le déficit hydrique (D) ou le surplus hydrique (S) résultent de la différence ($P - EP$) entre la pluviosité et l'évapotranspiration, exprimées en mm, les calculs étant effectués sur les moyennes mensuelles. Les valeurs d'évapotranspiration sont des valeurs potentielles, établies sans tenir compte de la nature de la plante de couverture. Par ailleurs on admet que le sol accumule une quantité d'eau estimée à 100 mm de pluie. En période très pluvieuse, il tombe plus d'eau que le sol ne peut en absorber, il en découle un surplus hydrique évacué par la nappe phréatique et drainé par le réseau hydrographique.

En période de pluviosité moyenne, où évapotranspiration potentielle et pluviosité sont à peu près d'égale valeur, le sol retient ses 100 mm d'eau; en période plus sèche le supplément d'eau à évaporer est prélevé sur la quantité d'eau stockée dans le sol dont la réserve va diminuant jusqu'à s'annuler. Les premières pluies combleront d'abord le déficit et une fois le plafond de 100 mm de réserve d'eau atteint, le surplus hydrique pourra à nouveau être évacué par les rivières.

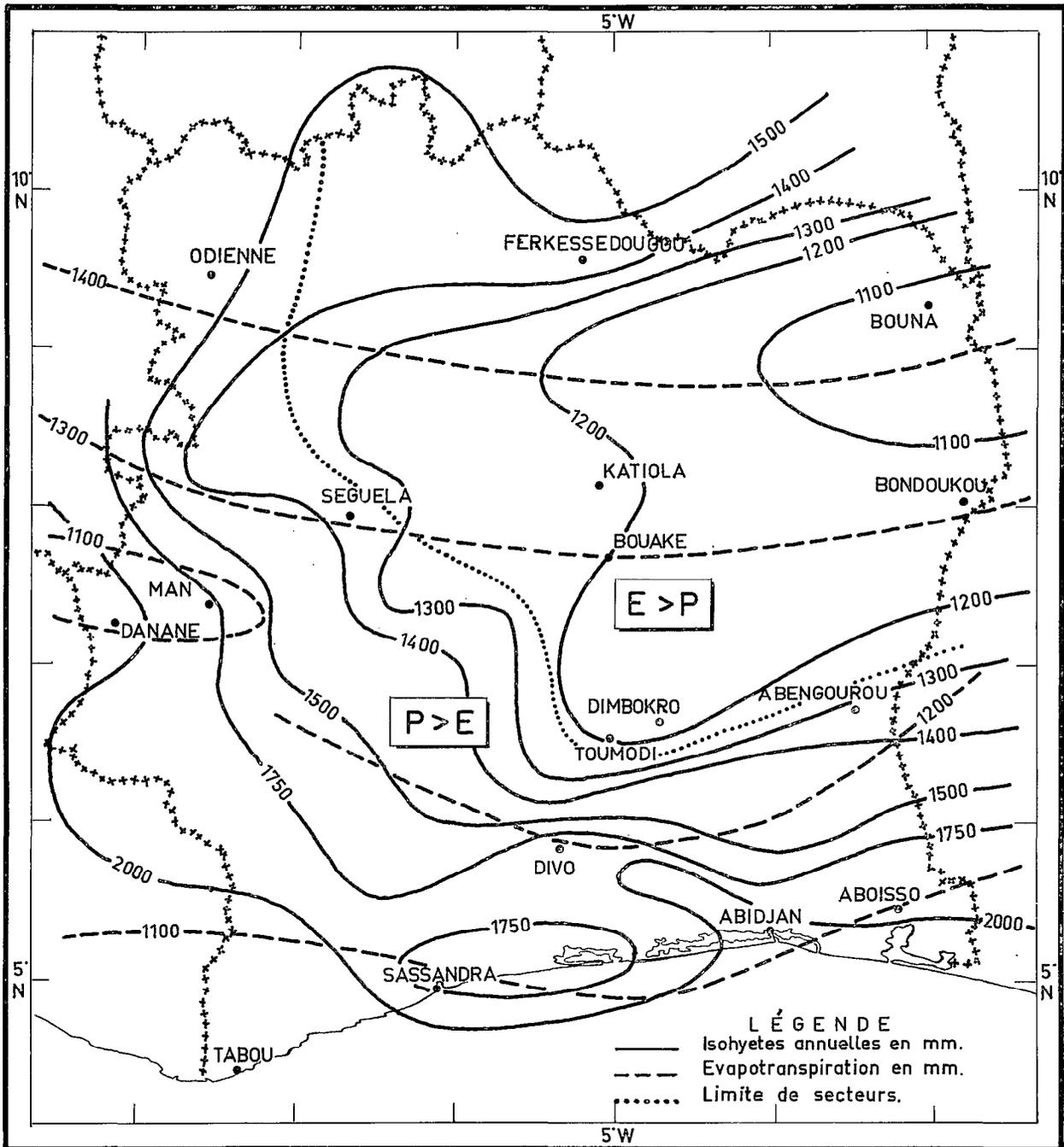
En reportant sur la carte des isohyètes, les courbes d'égale évapotranspiration potentielle (moyennes annuelles), calculées en mm, on s'aperçoit que toute la région Nord-Est du pays, soit une superficie dépassant le quart de la superficie totale du pays, reçoit annuellement moins d'eau qu'elle n'en perd par évapotranspiration (voir carte 2). Cela peut se traduire en réalité par le fait que dans toute cette grande région, au moins pendant une partie de l'année, le sol superficiel jusqu'à une certaine profondeur, sera parfaitement sec, et d'autant plus profondément que le déficit sera plus accusé.

§ 4 LA VÉGÉTATION

1 Aperçu général

D'après les études phytogéographiques de MANGENOT (1955) et MIÈGE (1955), la végétation de la Côte-d'Ivoire se divise en trois grandes unités, d'importances inégales : les groupements littoraux et sub-littoraux, les groupements forestiers correspondant au climat guinéen forestier et les groupements de savanes et forêts claires du domaine climatique soudano-guinéen. La limite théorique entre les deux derniers groupements passe par Touba-Katiola-Bondoukou.

LE BILAN HYDRIQUE (D'APRÈS KELLERMANN, 1960)



Carte 2

2 Répartition géographique

a) LES FORMATIONS LITTORALES

Le long des 500 km de côte, on rencontre une mince bande composée d'espèces plus ou moins halophiles : herbes psammophiles, avec stolons, le long des plages et mangrouves sur sols plats, tourbeux et situés au niveau des marées hautes. Ces forêts de mangrouves remontent un peu vers l'intérieur en suivant les vallées plus ou moins marécageuses des grandes rivières et s'éteignent à l'endroit où l'action des marées n'est plus sensible.

b) LES FORMATIONS FORESTIÈRES

Ces formations occupent tout le domaine climatique guinéen forestier soit environ 110 000 km². Les arbres sont en général assez élevés et couverts d'épiphytes. Sur le sol il n'y a que des arbustes et les herbes sont rares. Cette zone forestière est actuellement largement détruite par l'installation des cultures. On distingue :

1° La forêt hygrophile ombrophile dans les zones où la pluviosité moyenne annuelle est supérieure à 1 700 mm. Ce type forestier se subdivise lui-même en :

- i) Forêt pélohygrophile en zones argileuses, donc plus humides;
- ii) Forêt psammohygrophile sur les sables tertiaires plus perméables;

2° La forêt subhygrophile, mésophile, qui recouvre la plus grande partie du domaine forestier. Elle s'établit dans la région où tombent en moyenne annuelle entre 1 300 et 1 700 mm de pluies. Les épiphytes sont nettement moins abondants et le sol est mieux couvert par un tapis herbacé plus continu. La limite nord de la forêt qui suit la ligne Touba jusqu'un peu au sud de Bondoukou, s'est infléchi fortement au centre jusque bien au sud de Toumodi. La limite forêt-savane dessine le « V Baoulé ». La limite est de ce triangle est nette tandis que sur sa limite ouest de nombreux îlots de savane se rencontrent à l'intérieur de la forêt et de nombreux lambeaux forestiers sont disséminés dans le domaine de la savane au nord et au nord-est de la limite forêt-savane;

3° La forêt marécageuse installée au nord de la lagune Ébrié, sur sols noirs riches en matières organiques et dont le niveau est à peine supérieur au niveau des marées.

c) LES SAVANES ET FORÊTS CLAIRES

Ces groupements végétaux occupent toute la partie septentrionale du pays, sur une superficie d'environ 200 000 km². Elles sont composées de hautes graminées avec des petits bosquets de petits arbres qui subissent régulièrement l'action des feux de brousse. On y distingue les forêts-galerie qui suivent les vallées des cours d'eau, les forêts-parc et les savanes sensu-stricto. Il y a aussi des savanes sur les formations latéritiques situées en dehors du domaine de la savane proprement dite car le développement de la forêt est empêché par suite de la non-pénétration des racines. La végétation herbacée qui est desséchée à la fin de la saison sèche est souvent la proie des feux de brousse allumés par l'homme ou involontaires. Le sol est alors assez dénudé et les premières pluies sont très érosives car l'eau pénètre mal un sol aussi sec en surface et ruisselle, emportant avec elle une bonne partie de la matière organique calcinée. Ces feux de brousse, outre leur influence sur la végétation, sont aussi souvent responsables de la desquamation des blocs rocheux découverts. Il se pourrait même que la température atteinte lors du passage des feux soit suffisante pour déshydrater la kaolinite formée dans la pellicule d'altération entourant

ces blocs de roche mis à nu par l'érosion très active sous ce climat. La température atteinte est en tous cas largement suffisante pour déshydrater la gibbsite et favoriser la formation d'hématite aux dépens de la goëthite. En effet les croûtes d'altération souvent jaune-brun sur la face inférieure des boules moins exposées passe au rouge vif sur les surfaces soumises aux feux. En calcinant la matière végétale des graminées siliceuses, les feux sont également responsables de l'enrichissement des horizons superficiels en particules siliceuses (phytolites) ayant conservé la forme des cellules végétales primitives facilement identifiables au microscope et insolubilisées par calcination. Ces phytolites se retrouvent fréquemment dans les horizons assez profonds (1 à 3 m) ce qui témoigne des mouvements à l'intérieur du sol par l'intermédiaire des fissures de retrait, ou des galeries creusées par les animaux fouisseurs ou des racines mortes ou simplement témoignent du recouvrement d'une ancienne surface par des alluvions ou des colluvions.

CHAPITRE II

SITUATION ET DESCRIPTION DES PROFILS

§ 1 INTRODUCTION

Nous limitons nos recherches à l'étude de l'altération météorique des roches basiques de Côte-d'Ivoire. L'altération des autres types de roches, tels les granites calco-alcalins et les granodiorites, a déjà été l'objet de recherches antérieures (LENEUF, 1959). L'altération des roches sédimentaires présente un intérêt beaucoup plus limité puisque ces roches sont déjà constituées de minéraux phylliteux, provenant d'une altération antérieure de roches cristallines. L'altération de ces phyllites par les processus météoriques ne peut conduire qu'à leur dégradation, et en étudiant ces processus, nous ne pouvons saisir les mécanismes de transformation des minéraux primaires les plus importants tels que les feldspaths et les minéraux ferro-magnésiens.

Les roches basiques de Côte-d'Ivoire sont localisées dans le birrimien inférieur schisteux. Les profils échantillonnés et étudiés se concentrent dans quelques régions où les affleurements de roches sont suffisamment étendus pour permettre la formation d'horizons d'altération homogènes, non contaminés, dans de trop fortes proportions, par des éléments minéraux provenant de l'altération d'autres types de roches.

La carte climatique nous montre que la répartition des pluies et du déficit de saturation n'est pas égale sur l'ensemble du pays : les moyennes annuelles des précipitations atmosphériques présentent trois maxima : le premier, le plus important, se situe dans la région montagneuse occidentale, au nord de la route Man-Danané. Les moyennes annuelles y sont supérieures à 2 000 mm. Les deux autres maxima, moins bien tranchés, se limitent aux coins sud-ouest et sud-est, pour lesquels les moyennes annuelles, un peu plus faibles, égalent ou sont un peu inférieures à 2 000 mm. Les minima de précipitation, limités aux isohyètes de 1 100 mm, se retrouvent dans la partie Nord-Est du pays.

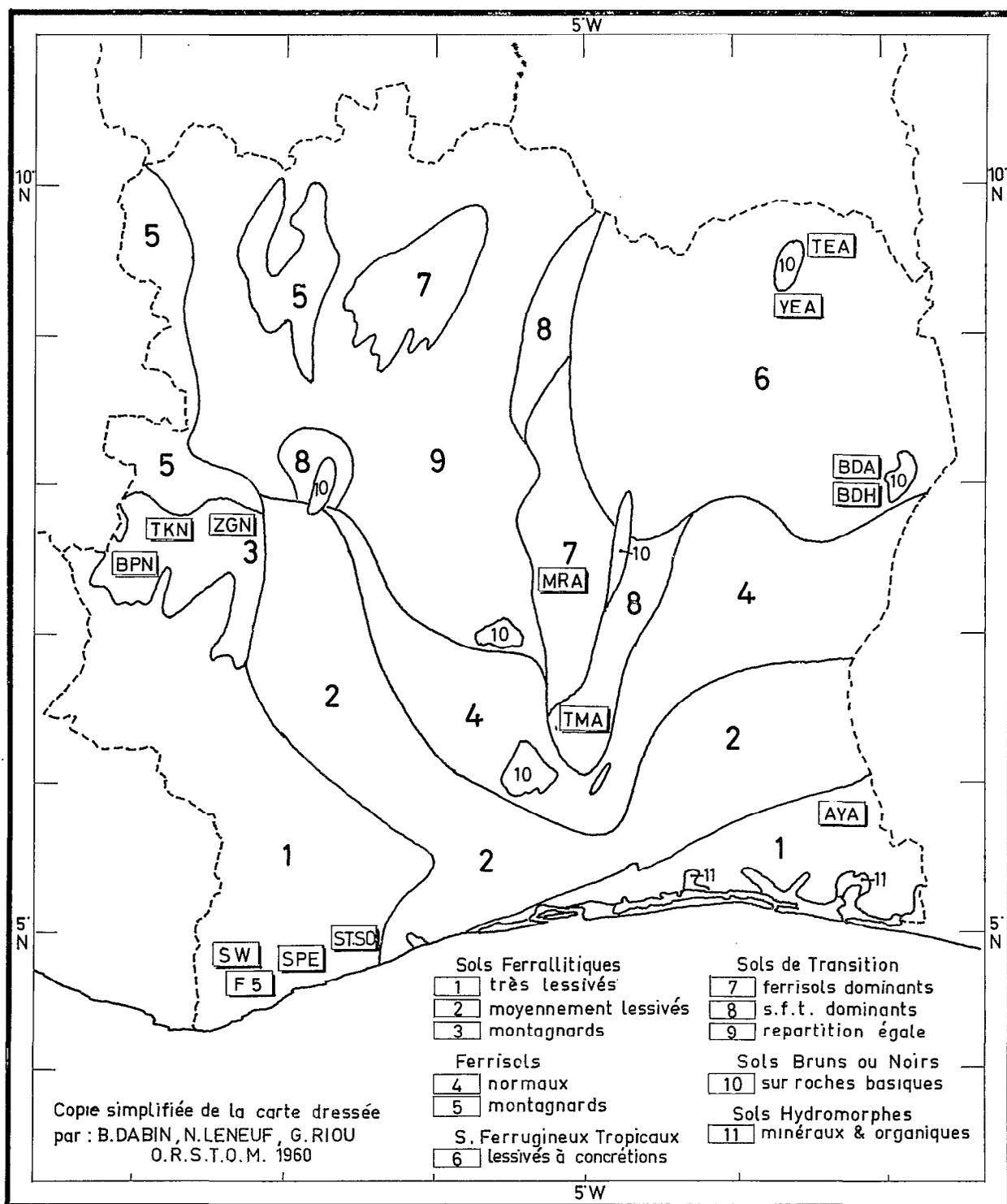
L'étude du bilan hydrique (KELLERMANN, 1960) montre que toute la partie méridionale de la Côte-d'Ivoire présente un bilan positif, c'est-à-dire que le volume annuel des précipitations atmosphériques dépasse le volume annuel d'eau exigé par l'évapotranspiration. La limite entre les deux secteurs correspond grossièrement à la limite des zones d'altération ferrallitiques et ferrugineuses. A la première correspond le domaine forestier, à la seconde, le domaine des savanes boisées.

De nombreux profils d'altération ont été échantillonnés dans toutes les régions climatiques du pays. Dans le présent travail, ne seront étudiés que les profils appartenant au domaine ferrallitique; les profils situés en zone ferrugineuse, seront présentés ultérieurement, dans un autre ouvrage.

§ 2 DÉFINITION DE L'ALTÉRATION FERRALLITIQUE

L'altération ferrallitique ne représente qu'un cas particulier de l'altération météorique. Elle se distingue des autres processus d'altération (ferrugineux, podzoliques, etc.) par le fait que l'hydrolyse des minéraux primaires conduit à l'individualisation de tous les éléments chimiques de ces minéraux, au

CARTE DES SOLS ET LOCALISATION DES PROFILS



Carte 3

lessivage total des alcalins et alcalino-terreux, au lessivage partiel ou total de la silice, et au maintien sur place des autres éléments, tels que le fer, l'alumine et le titane, sous forme d'hydroxydes et d'oxydes. La silice qui n'a pu être exportée se présente alors, soit sous forme de quartz résiduel non altéré, soit sous forme de kaolinite de néoformation.

Suivant que le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des formations résiduelles est inférieur à 1,3 ou compris entre 1,3 et 2,0, on distingue des sols fortement et faiblement ferrallitiques (MAIGNIEN, 1958).

L'élimination totale, par lessivage, d'un certain nombre d'éléments, exige la présence simultanée de deux facteurs qui favorisent cette élimination. Les éléments exportés étant éliminés en solution, il faut donc que le volume des précipitations atmosphériques soit suffisant pour pouvoir dissoudre les minéraux primaires et individualiser les constituants chimiques. Il faut d'autre part que le drainage interne des profils soit suffisant pour pouvoir entraîner les produits individualisés et dissous.

En conséquence, les processus ferrallitiques d'altération ne pourront s'exercer efficacement qu'en région bien arrosée et dont le relief permettra une circulation rapide des eaux souterraines entraînant avec elles les éléments dissous.

Tous les profils décrits et étudiés dans cette étude de l'altération des roches, sont situés dans la région méridionale de la Côte-d'Ivoire là où les pluies sont suffisantes pour entraîner des processus d'altération ferrallitiques (voir carte 3). Le choix de ces profils dans le paysage a été dicté par le souci de pouvoir suivre l'évolution de ce processus ferrallitique à travers des conditions de drainage d'intensité variable. L'intensité du drainage dépendant étroitement de la position topographique des profils, ceux-ci ont été disposés en *catena* le long des pentes, la qualité du drainage allant en diminuant du sommet vers le bas de la pente.

Deux *catenas* principales seront présentées : la première située en région montagneuse, au nord-ouest de Man, qui possède des caractéristiques ferrallitiques très accentuées (précipitations atmosphériques supérieures à 2 000 mm, et drainage interne excellent), la seconde pour laquelle ces caractéristiques sont moins accentuées (volume annuel des précipitations compris entre 1 700 et 1 800 mm, topographie avec pentes plus faibles et sommets moins élevés). D'autres exemples d'altération ferrallitique ont été recueillis dans d'autres régions topographiquement et climatiquement différentes : dans le Sud-Ouest de la Côte-d'Ivoire où les précipitations sont abondantes et le relief peu accentué et dans la région orientale de Bondoukou dans laquelle la pluviosité égale 1 250 mm mais où le relief est plus accentué. Ces deux dernières régions appartiennent encore au domaine ferrallitique quoique la région de Bondoukou soit située à la limite du domaine ferrugineux.

§ 3 LES PROFILS DE LA RÉGION MONTAGNEUSE OCCIDENTALE

1 Le profil TKN1

Profil situé juste sur le sommet du Tonkouï qui est la montagne la plus élevée de Côte-d'Ivoire et qui dépasse légèrement 1 000 mètres d'altitude. Le profil est peu profond car la roche dure et parfaitement saine apparaît déjà à moins d'un mètre de profondeur. La roche est une *charnockite* (*granite noritique à hypersthène*). Végétation du type forestier de montagne. Drainage du profil excellent.

- | | | |
|-------|-----------------|--|
| TKN11 | ... 0- 20 cm : | Horizon humifère, riche en racines et débris organiques; très léger et très poreux. Brun sombre. |
| TKN12 | ... 20- 40 cm : | Horizon brun sombre grumeleux, plus argileux que l'horizon supérieur; matières organiques décomposées. |

- TKN13 ... 40- 50 cm : Horizon brun-ocre, constitué principalement de débris de roche en voie d'altération.
- TKN14 ... 50- 60 cm : Horizon ocre-rouille constitué de roches complètement altérées entourant des noyaux de roche fraîche.
- TKN15RC ... 60-100 cm : Cortex complètement altéré, grenu, blanc et brun, épais de plusieurs centimètres, entourant :
- TKN15R ... 60-100 cm : Un noyau de roche parfaitement frais. La limite de la partie altérée est particulièrement nette, la roche passant du stade frais au stade complètement altéré sur une distance inférieure au mm.

2 Le profil TKN2

Profil en tranchée de route, situé à quelques mètres en contrebas du profil précédent. Ce profil est un peu plus épais et présente tous les stades de transition depuis la roche à peine altérée jusqu'à l'horizon supérieur humifère. Même type de roche et de végétation que pour le profil précédent. Drainage du profil excellent.

- TKN21 ... 0- 20 cm : Horizon humifère brun-noir, très riche en débris organiques non décomposés. Densité inférieure à 0.
- TKN22 ... 20- 50 cm : Horizon brun-ocre, très poreux, avec trainées plus argileuses verticales (traces de racines).
- TKN23 ... 50- 90 cm : Horizon ocre-rouille, très poreux, homogène, limoneux, fendillé. Pas d'éléments grossiers.
- TKN24 ... 90-130 cm : Idem; couleur légèrement plus claire et ressemblant d'avantage au cortex altéré TKN 15RC.
- TKN25 ... 130-180 cm : Roche altérée, homogène, sans fragments sains. Poreux. Les petits points blancs correspondent aux plages de gibbsite, les points bruns aux plages de goëthite.

3 Le profil TKN3

Situé à mi-pente environ le long de la route qui mène au sommet du Tonkoui. Profil complet, beaucoup plus épais que les précédents, de couleur nettement plus rouge. Boules de roche fraîche à la base. Végétation forestière. Drainage bon à excellent. Même type de roche que dans les deux profils précédents.

- TKN31 ... 0- 10 cm : Horizon humifère, brun-marron, homogène, poreux.
- TKN32 ... 10- 40 cm : Horizon brun-rouge, sablo-argileux, débris de quartz.
- TKN33 ... 40- 70 cm : Horizon ocre-rouge, constitué de roche altérée.
- TKN34 ... 70-100 cm : Roche complètement altérée, brun-rouge, homogène.
- TKN35 ... 100-150 cm : Roche altérée brune, homogène, sans fragments frais.
- TKN36 ... 150-180 cm : Cortex complètement altéré, brun-rouge sur noyau frais.

TKN37 ... 150-180 cm :	Cortex brun-rouge et noir, altéré, sur noyau frais.
TKN38 ... 180-200 cm :	Cortex altéré brun-rouge sur noyau frais.
TKN39 ... 200 cm :	Noyau de roche fraîche.

4 Le profil ZGN1

Situé à la base des contreforts de la chaîne montagneuse, au nord-est de Man, près du village de Zangouine. Route en profond déblai, établie sur le niveau de roche fraîche ou peu altérée. Les horizons plus altérés forment la paroi du déblai des deux côtés de la route. Profil profond, complet, de couleur nettement plus rouge que les précédents. Forêts secondaires, cultures et jachères. Drainage interne bon dans la partie altérée, moins bon dans les niveaux inférieurs moins altérés : présence d'argiles bariolées.

ZGN11 ... 0- 10 cm :	Horizon humifère, brun-foncé, homogène; débris organiques.
ZGN12 ... 10- 60 cm :	Horizon brun-rouge, argileux, homogène.
ZGN13 ... 60-130 cm :	Horizon brun-rouge, plus limoneux, homogène.
ZGN14 ... 130-150 cm :	Roche très altérée, pulvérulente, gris-blanchâtre.
ZGN15 ... 150-250 cm :	Roche altérée comme ci-dessus, mais plus compacte.
ZGN16 ... 250-300 cm :	Argile bariolée, en poches, dans le niveau sous-jacent.
ZGN17 ... 300 cm :	Roche très altérée, non pulvérulente.
ZGN18 ... 300 cm :	Roche très peu altérée, compacte, assez dure.
ZGN19 ... 300 cm :	<i>Granite noritique</i> porphyroïde frais.

5 Le profil BPN1

Situé le long de la route Man-Danane à hauteur du village de Blapleu. Profonde tranchée de route présentant un profil d'altération complet comprenant un niveau moyen, très épais, d'argiles bariolées. Forêt secondaire; topographie ondulée, sommet d'une petite côte à pente douce, à quelques mètres en contre-haut du niveau de la rivière distante de quelques centaines de mètres. Drainage relativement bon. *Granite noritique* riche en quartz.

BPN11 ... 0- 20 cm :	Horizon peu humifère, sablo-limoneux, poreux, ocre-brun.
BPN12 ... 20- 50 cm :	Horizon ocre-brun, sablo argileux homogène.
BPN13 ... 50-150 cm :	Horizon ocre-beige, sablo-argileux, aspect bariolé estompé.
BPN14 ... 150-180 cm :	Horizon bariolé aux couleurs vives et contrastées.
BPN15 ... 180-220 cm :	Bariolé blanc et rouge, argileux à sable grossier.
BPN16 ... 220-230 cm :	Roche altérée blanche et rose, texture grossière.

- BPN17 ... 230-250 cm : Roche en voie d'altération de couleur gris-clair.
- BPN18 ... 250-280 cm : Roche fraîche.

§ 4 LES PROFILS DE LA RÉGION SUD-EST

Les trois profils prélevés sont situés sur le flanc sud d'un verrou rocheux barrant la vallée de la Bia, un peu au nord du village d'Ayame. Les travaux d'aménagement d'un barrage hydro-électrique ont dégagé sur les deux flancs de la vallée plusieurs profils en corniche ou en tranchée, suffisamment profonds, dans la plupart des cas, pour atteindre le niveau de la roche fraîche. Les trois profils seront décrits dans l'ordre, suivant une diminution progressive de la qualité du drainage interne, c'est-à-dire en partant du niveau topographique le plus élevé pour aboutir à quelques mètres seulement de la rivière. Le numéro des profils ne correspond pas à cet ordre de succession mais bien à celui du dégagement de ces profils par les travaux du barrage.

Ces trois profils ne se divisent pas en niveaux séparés les uns des autres par des limites nettes et horizontales. Cette limite est au contraire très sinueuse et l'on retrouve fréquemment dans les niveaux moyens des lentilles ou des blocs, complètement isolés, présentant les caractéristiques morphologiques des niveaux inférieurs. La description de ces profils en est donc quelque peu modifiée.

1 Le profil AYA2

Tranchée de route creusée près du sommet de la colline sur la rive droite de la rivière Bia, à une vingtaine de mètres du niveau de celle-ci. La roche fraîche, atteinte à 5 m de profondeur est une *granodiorite à amphibole*, à grain grossier, peu quartzeuse.

a) NIVEAU INFÉRIEUR

Entre 5 m et 3,50 m de profondeur, s'étage le niveau rocheux, diaclasé, dans lequel la roche se débite en polyèdres frais. A la base de ce niveau les blocs de roche sont entièrement frais (AYA21R), tandis qu'un peu plus haut, ces blocs sont entourés de divers cortex altérés : autour d'un cœur de roche fraîche (AYA21R), la roche commence à s'altérer, elle se colore d'abord en blanc mat par altération des plagioclases (AYA23a) ensuite en jaune brunâtre par altération des amphiboles (AYA23b). Petit à petit, au fur et à mesure que l'on s'élève dans cette partie inférieure du profil, les noyaux sains diminuent de diamètre alors que les cortex altérés s'épaississent ; la partie extérieure de ces cortex vire au brun et au rouge violacé par altération complète des minéraux ferro-magnésiens. Les diaclases qui limitent les polyèdres rocheux s'élargissent et se remplissent d'une argile kaolinitique claire. La limite entre ce niveau inférieur et le niveau moyen est très irrégulière et épouse le contour des blocs rocheux en voie de décomposition.

b) NIVEAU MOYEN

Entre 3,50 m et 2 m de profondeur, le réseau de crevasses argileuses se développe au point de devenir plus important que les noyaux de roches altérées rouges que ces argiles emprisonnent. Les fragments de roches altérées, rouge-violacé, (AYA24), sont complètement isolés et entourés de toutes parts par les argiles kaolinitiques bariolées blanches (AYA25a) et rouges (AYA25b). A la base de ce niveau

moyen, les blocs altérés sont nombreux et de dimension égale en moyenne à 20 cm. A la partie supérieure de ce niveau moyen, les blocs altérés sont plus rares, et beaucoup plus petits (AYA26) (AYA27). La limite entre ces petits blocs altérés rouge-violet, poreux, et l'argile bariolée, compacte, est très nette et le passage de l'un à l'autre se fait sur une distance qui n'excède pas quelques millimètres. Les blocs rocheux altérés ont conservé l'alignement qu'ils présentaient dans le niveau inférieur, ils sont donc restés en place et l'argile bariolée n'est pas constituée par un remplissage entre ces blocs disjoints mais bien par un matériau de remplacement de ces blocs, ce remplacement étant progressif de façon centripète.

c) NIVEAU SUPÉRIEUR

Dans ce niveau, les blocs altérés ont disparu. Cet horizon est homogène. Dans sa partie inférieure, l'argile bariolée n'est pas durcie (AYA28). Petit à petit le durcissement se manifeste, surtout dans les parties rouges qui tendent à se marquer en relief sur la paroi du profil. Ces parties rouges (AYA29b) sont légèrement indurées et très contrastées par rapport aux parties restées blanches (AYA29a). Tout à fait en surface, le profil porte une maigre végétation herbacée donnant un horizon légèrement humifère.

2 Le profil AYA5

Situé sur la rive gauche de la Bia à une hauteur correspondant sensiblement au milieu de la distance entre le profil AYA2 et le niveau de la rivière. Ce profil est donc situé topographiquement plus bas que le profil AYA2. Par conséquent, si le drainage interne du profil reste bon dans l'ensemble, les eaux de la nappe phréatique qui le traversent, sont chargées de sels dissous dans une mesure plus prononcée que lorsqu'elles traversent le profil AYA2. La végétation est une forêt secondaire très dégradée. La pente est assez forte. Même type de roche que dans le profil précédent.

a) NIVEAU INFÉRIEUR

La partie inférieure du profil est constituée par le niveau rocheux. Vers 5 m de profondeur, la roche débitée en polyèdres par le réseau de diaclases est entièrement fraîche (AYA51R). Au contact des diaclases, les feldspaths sont blanchis ou légèrement colorés en beige pâle par des solutions ferrugineuses (AYA51RC). Vers 4 m de profondeur, les blocs rocheux sont plus profondément altérés : le noyau central (AYA52RC1) est blanc mat, rugueux et il est entouré de deux cortex plus altérés concentriques, le premier de couleur orange (AYA52RC2), le second de couleur rouge violacé (AYA52RC3). Ces polyèdres tricolores sont séparés les uns des autres par des passées argileuses blanches (AYA52RC4) d'environ un centimètre d'épaisseur et dessinant un réseau assez régulier correspondant au réseau de diaclases du niveau inférieur.

b) NIVEAU MOYEN

Dans la partie moyenne du profil, ces passées argileuses s'épaississent, s'anastomosent de plus en plus et l'on passe ainsi progressivement à un niveau d'argiles bariolées rouges, blanches et brunes qui emprisonnent des blocs rocheux, entièrement altérés, de plus en plus petits et plus rares au fur et à mesure que l'on s'élève dans ce niveau. Les passées argileuses blanches, en s'élargissant, changent de couleur : les épontes restent de couleur claire (AYA53a) tandis que leur centre brunit (AYA53b). Plusieurs blocs rocheux entièrement altérés ont été analysés : (AYA54a) est un fragment rouge-jaune, (AYA54b) prélevé au même niveau, est rouge et blanc, (AYA55) prélevé dans la partie supérieure de ce niveau

moyen, est rouge-violet et correspond sensiblement aux échantillons (AYA 24) du profil précédent. L'échantillon (AYA 56) est un échantillon d'argile bariolée prélevé à 3,20 m de profondeur.

c) NIVEAU SUPÉRIEUR

Ce niveau supérieur est brun-ocre, sablo-argileux, homogène, avec limite inférieure assez nette. Il ne contient plus de blocs de roche altérée. Cet horizon est un horizon de recouvrement constitué de colluvions venues du sommet. Les échantillons (AYA 57) et (AYA 58) ont été prélevés respectivement à -2 m et -80 cm.

3 Le profil AYA 4

Situé en bas de pente, à environ 3 m au-dessus du niveau de la rivière, sur la rive gauche de celle-ci. La végétation est du même type que celle qui recouvre le profil AYA 5. La roche est encore une *granodiorite à amphibole* mais le grain de la roche est plus fin que celui des roches des autres profils. Le drainage est ici nettement moins bon que celui des deux profils précédents. Se rattache à ce profil, un échantillon (AYAX) recueilli un peu plus haut sur la même pente, à 2 m de profondeur dans un trou creusé. Cet échantillon se trouve exactement sur le parcours des eaux souterraines venant du sommet et aboutissant au profil AYA 4.

a) NIVEAU INFÉRIEUR

S'étage entre 3,20 m et 2,50 m environ. La roche n'est pas tout à fait fraîche (AYA 41 R); elle conserve cependant un aspect assez brillant malgré qu'elle puisse se briser facilement sous le choc du marteau. Juste au-dessus se retrouve un second niveau dans lequel la roche devient nettement pulvérulente et prend une teinte plus claire (AYA 42). La roche devient de plus en plus fissurée et vers 2,50 m le réseau de fissure se colore par envahissement des solutions ferrugineuses, délimitant ainsi des blocs de roche altérée dont le noyau (AYA 43a) est pulvérulent gris-vert clair et le pourtour (AYA 43b) est coloré en brun.

b) NIVEAU MOYEN

Dans la partie moyenne, l'altération gagne de plus en plus le centre des fragments rocheux. Ceux-ci deviennent d'abord brun-vert (AYA 44), franchement bruns ensuite (AYA 45), et finalement brun-rouge (AYA 46).

c) NIVEAU SUPÉRIEUR

Dans la partie supérieure, relativement homogène, de couleur rouge vif, deux échantillons ont été prélevés : le premier (AYA 47) à 1,20 m de profondeur, le second (AYA 48) vers 50 cm de profondeur. Ce niveau supérieur est très fissuré, la circulation de l'eau doit y être facile.

§ 5 LES PROFILS DE LA RÉGION ORIENTALE

Six profils ont été creusés dans la région de Bondoukou. Tous ces profils appartiennent au domaine ferrugineux. Ils ont été étudiés mais le résultat de ces études ne figurera pas dans cet ouvrage consacré

uniquement aux processus ferrallitiques de l'altération. Cependant les affleurements rocheux situés à proximité de ces profils présentent des croutes d'altération à rattacher aux processus ferrallitiques. Il s'agit très probablement de vestiges d'altérations anciennes, appartenant à une époque, durant laquelle les processus d'altération ferrallitique débordaient largement vers le nord leur domaine actuel d'activité. Les échantillons étudiés ici ne représentent donc que des cortex altérés et noyaux de roches fraîches recueillis en surface des affleurements ou à peu de profondeur dans les profils ferrugineux. Trois profils sur six présentent ce caractère mixte.

1 Le profil BDA2

Affleurement rocheux que traverse la route Bondoukou-Abengourou, à 2 km environ de Nassan. Cet affleurement forme le sommet d'une colline très surbaissée, à pente très douce et se raccordant insensiblement au niveau de la plaine environnante. La roche est une *méta-dolérite* à grain assez grossier. La végétation est une savane parsemée de quelques petits arbres et de quelques lambeaux forestiers. Les blocs rocheux recouvrant l'affleurement sont assez gros, certains dépassant un volume d'un mètre cube. Ces blocs sont altérés en surface, les cortex d'altération rouges et oranges peuvent avoir plusieurs centimètres d'épaisseur. Le long de la pente, en dehors de l'affleurement, le nombre des blocs diminue rapidement ainsi que leur taille. Au niveau de la plaine, ils ont complètement disparu.

- BDA21X ... : Roche fraîche macrogrenue, mélanocrate, vert sombre à noire. Cette partie fraîche est toujours entourée d'un ou de plusieurs cortex entièrement altérés.
- BDA22X ... : Roche partiellement altérée ayant conservé une certaine tenacité. Les minéraux ferro-magnésiens sont généralement altérés alors que le fond de la roche est légèrement blanchi.
- BDA24X ... : Cortex altéré bicolore se détachant facilement du bloc de roche fraîche. Épaisseur d'environ 20 mm.
- BDA23X ... : *c* = Partie centrale d'une boule présentant un début d'altération : ferruginisation des augites.
b = Cortex d'altération brun-rouge, poreux, entourant la partie (*c*), épais d'un à deux centimètres.
a = Cortex altéré extérieur, brun-jaune, dont l'épaisseur ne dépasse pas un centimètre.
- BDA27X ... : Cortex altéré, vacuolaire, brun-noirâtre, légèrement concrétionné, épais de plusieurs centimètres et recouvrant une boule de roche fraîche.

2 Le profil BDA3

Situé à une centaine de mètres du village de Koboko à 1 km au nord de Nassan. A vol d'oiseau ce profil est situé à environ 2,5 km du profil précédent. Sommet d'une très petite colline du même type que la précédente mais dont l'affleurement rocheux est constitué de boules de roches de dimensions beaucoup plus petites. Ces boules sont très nombreuses en surface et aussi dans les premiers mètres du profil creusé à proximité. Ces boules de roche sont entourées de divers cortex altérés suivant des processus typiquement ferrallitiques alors que les échantillons recueillis à l'intérieur du profil lui-même sont du type ferrugineux. La roche est une *méta-andésite*. La végétation est une jachère après culture.

- BDA314 ... : *a* = Noyau de roche fraîche au centre d'une boule recueillie en surface du sol.
b = Cortex de transition, jaune-verdâtre, épais de quelques mm.
c = Cortex extérieur rouge, poreux, épais de 10 à 15 mm.

- BDA313 ... : *a* = Noyau de roche fraîche d'une boule recueillie à 1,50 m de profondeur dans le profil.
b = Cortex altéré, brun-jaune, épais de 7-8 mm.
- BDA311 ... : *a* = Noyau de roche fraîche recueilli en surface du sol.
b = Premier cortex, partiellement altéré, en contact avec le noyau frais. Couleur grise.
c = Premier cortex, partie gris-jaune dans laquelle la transformation des minéraux primaires est plus complète.
d = Deuxième cortex, concentrique au premier, de couleur rouge, dans lequel l'altération est totale.
e = Cortex extérieur, jaune, duquel une partie des hydroxydes de fer est exportée. L'épaisseur totale de ces quatre cortex ne dépasse pas 20 mm.

3 Le profil BDGH1

Situé le long de la route Bondoukou-Abengourou, entre les villages de Siago et de Goumère, à l'emplacement d'un petit massif de *gabbro* à *hypersthène* post-birrimien. Le paysage est largement ondulé, sans relief marqué, et recouvert par la forêt alternant avec des pages de savane. Le profil, du type ferrugineux, est un trou creusé à proximité de quelques blocs rocheux, formant un petit affleurement sur le côté de la route. Seuls ces blocs rocheux sont altérés suivant des processus nettement ferrallitiques.

- BDGHX1R ... : Bloc de *gabbro* à *hypersthène* parfaitement frais, macrogrenu, holomélanocrate.
- BDGHX2 ... : *a* = Noyau de roche fraîche, entouré de deux cortex.
b = Premier cortex de transition, dans lequel les minéraux primaires s'altèrent rapidement. Épais de 2-3 mm seulement.
c = Deuxième cortex, brun-rouge, dans lequel tous les minéraux primaires sont complètement altérés.

§ 6 LES PROFILS DE LA RÉGION SUD-OUEST

1 Le profil F5 (récolté par A. PERRAUD)

Puits creusé dans la région de Sassandra. Mi-pente d'une grande colline à pente à 15% recouverte de blocs de roche. Végétation forestière à sous-bois très clair. Microclimat humide. Bon drainage interne du profil. *Amphibolite* à *Actinote*.

- F51 ... 0- 15 cm : Horizon brun-noir, limono-argileux, friable; racines.
- F52 ... 15- 60 cm : Brun-foncé, argilo-limoneux, nombreux morceaux de roche altérée et concrétions.
- F53 ... 60-100 cm : Brun plus clair, argileux, blocs de roches altérées de plus en plus nombreux.
- F54 ... 100-110 cm : *a* = Cortex extérieur d'une boule altérée, brun-rouge.
b = Cortex moyen de couleur jaune-verdâtre à brun.
c = Cœur plus ou moins frais, verdâtre.

CHAPITRE III

LES MÉTHODES D'ANALYSES

§ 1 ANALYSES MINÉRALOGIQUES

1 Analyses pétrographiques

Les plaques minces de roches fraîches sont préparées de la manière habituelle mais en remplaçant le baume du Canada par la résine artificielle qui sert à la consolidation des roches altérées fragiles.

Les fragments de roches altérées, séchés à 105 °C, sont enrobés de résine *butanox* (Rhône-Poulenc) à laquelle on ajoute quelques gouttes d'accélérateur et de catalyseur. L'enrobage se fait à la température ordinaire et sous vide. Le durcissement se fait à froid en l'espace de quelques heures. Le collage des roches sur les plaques de verre se fait à l'aide de la même résine ajoutée d'une plus forte proportion de catalyseur et d'accélérateur. Les plaques minces terminées ne sont pas recouvertes d'une lamelle couvre-objet mais polies sur carborandum très fin. Toutes les opérations de sciage, meulage, polissage se font sans eau : l'abrasif est dilué dans de la glycérine ou de la paraffine liquide. Le nettoyage des lames se fait à l'alcool. Sous le microscope, la plaque mince est recouverte de quelques gouttes de glycérine.

2 Analyse thermique différentielle

L'appareil fonctionne avec trois fours Gallenkamp dont la vitesse de chauffe est commandée automatiquement (12 °C/mn) par un appareil *Transitrol*. L'enregistreur est le *Cambridge recorder, model B*. L'ensemble de l'appareil est fourni par Gallenkamp, London.

3 Analyses thermogravimétriques

L'appareil est une thermobalance Chévenard à enregistreur graphique. Poids de l'échantillon : 500 mg. Déviation : 10 cm/100 mg. Vitesse de chauffage : ± 4 °C/mn.

4 Analyses par diffraction de rayons X

Diffractomètre CGR à enregistrement graphique. Anticathode de Cobalt, vitesse de rotation du goniomètre : 1 °C/mn.

Dans les tableaux d'analyses, les chiffres représentent la longueur de chaque raie principale des minéraux déterminés, longueur au-dessus du fond continu d'émission. Ces chiffres ne représentent donc pas des pourcentages de minéraux contenus dans l'échantillon. L'unité de longueur est le dixième de pouce. Les raies mesurées sont pour chaque minéral la raie la plus importante : kaolinite 7,15; gibbsite

4,83; g ethite 4,15; hématite 2,68; plagioclase 3,19; quartz 3,35; micas 10,1; chlorites 14-14,5; talc 9,45; hornblende et actinote 8,42; magnétite 2,53.

§ 2 ANALYSES CHIMIQUES

1 Analyses totales

Méthodes classiques d'analyse par fusion alcaline.  l ements dos es : silice totale, fer total, aluminium, titane, phosphore, sodium, potassium, calcium, magnésium et l'eau retenue à 105 C. L'insoluble (I) n'est pas repris mais son poids intervient dans le total.

2 Raisonnement isovolumétrique

La méthode de calcul est celle de MILLOT et BONIFAS (1955). Les mesures de la densité apparente des échantillons se font par pes es successives : une première pes e de l'échantillon sec; une seconde pes e de l'échantillon enrobé de paraffine; une troisième pes e dans l'eau de l'échantillon enrobé. Les corrections nécessaires dues au revêtement de paraffine et au poids du fil sont ensuite apport es; la densité apparente de l'échantillon est

$$D = \frac{P}{\frac{P_{p1} - (P_{p2} - P_f)}{D_t} - \frac{P_{p1} - P}{0,906}}$$

formule dans laquelle :

P	= Poids de l'échantillon sec.
P_{p1}	= Poids dans l'air de l'échantillon enrobé de paraffine.
$P_{p1} - P$	= Poids de la paraffine.
$\frac{P_{p1} - P}{0,906}$	= Volume de la paraffine.
P_{p2}	= Poids de l'échantillon + paraffine + fil dans l'eau.
P_f	= Poids du fil seul immergé.
D_t	= Densité de l'eau à la température de l'expérience.
0,906	= Densité de la paraffine.

CHAPITRE IV

LES PROCESSUS D'ALTÉRATION

Le rôle de l'eau dans les processus d'altération est important car c'est par son intermédiaire qu'agissent les divers facteurs d'altération, que sont apportés les éléments ou les substances comme les matières organiques et les acides nécessaires à la progression de l'altération; c'est par elle encore que sont exportés les produits dissous, permettant ainsi la continuation du phénomène. L'eau agit par son pH, par les acides qu'elle véhicule, par la concentration en sels, et par sa température.

Du côté minéral, plusieurs facteurs interviennent aussi dans la vitesse d'altération : structure de l'édifice silicaté, proportion des cations facilement solubles, pH d'abrasion, volume du résidu insoluble, etc.

Nous nous proposons d'examiner succinctement ces différents facteurs. La littérature à ce sujet est très abondante et nous ne ferions qu'alourdir inutilement le texte en énumérant tous les travaux qui sont à la base de ces idées générales.

§ 1 LES SOLUTIONS DU SOL, FACTEURS D'ALTÉRATION

1 Le rôle de la température

La température augmentant l'agitation des molécules, favorise leur libération des réseaux cristallins et leur mise en solution; elle facilite l'échange entre les ions véhiculés par les solutions et les cations emprisonnés dans les structures cristallines. Généralement, la quantité d'éléments pouvant être dissoute avant saturation est plus grande dans l'eau tiède que dans l'eau froide. Comme c'est le degré de sous-saturation qui régit la solubilisation des ions, celle-ci sera donc plus facile et plus rapide sous climat chaud. La vitesse des réactions est activée par la température suivant une fonction exponentielle : on comprend toute l'influence de la température sur la vitesse d'altération des roches.

2 Le rôle du pH

L'acidité des solutions facilite l'altération des silicates puisque l'altération procède par échange entre les ions H^+ (*) de la solution et les divers cations du minéral. Plus il y aura d'ions H^+ à la disposition de ces échanges, plus rapidement et plus complètement pourra progresser l'altération. La concentration en ions H^+ dans l'eau pure est très faible mais certaines substances dissoutes en augmentent considérablement le nombre : l'anhydride carbonique, les acides organiques.

Certains éléments sont solubles suivant de larges gammes de pH, d'autres, comme l'aluminium, sont très sensibles à l'influence du pH de la solution. Le résidu insoluble pouvant ralentir la progression

(*) Par souci de simplification nous continuerons à représenter l'ion acide par le symbole H^+ quoique l'on soit certain de sa présence en solution sous forme d'ion H_3O^+ .

de l'attaque du minéral par sa présence en enveloppe protectrice, à un pH donné, peut se solubiliser ensuite si les valeurs du pH sont modifiées avec le temps. Le dépôt ou l'évacuation rapide de ces éléments peu mobiles ont ainsi une influence sur la rapidité de l'altération des silicates d'alumine primaires.

3 Le rôle de la concentration en sels dissous

La concentration en sels dissous de la solution aqueuse joue un rôle déterminant dans la vitesse de dissolution des éléments encore arrangés sous forme cristalline. Il est évident que plus la solution sera chargée de sels, moins celle-ci pourra dissoudre d'éléments nouveaux. On voit ici le rôle prépondérant joué par le drainage interne des profils : avec un bon drainage et une importante quantité d'eau traversant les zones d'altération, les solutions qui baignent les minéraux ne sont jamais saturées vis-à-vis des cations libérés; l'échange d'ions entre le minéral et l'eau pourra se faire normalement sans jamais être freiné par une trop grande concentration de ces éléments dans les solutions du sol.

Au contraire, dans une nappe stagnante ou n'ayant qu'un débit trop faible, la solution sera vite saturée vis-à-vis de ces ions et l'altération de ces minéraux ne pourra plus progresser. Plus est important le volume d'eau qui percole à travers une zone d'altération, plus rapide est la progression de l'altération, plus grande est la quantité d'ions évacués.

Tous ces ions ne se solubilisant pas avec la même vitesse, les équilibres sont déplacés, les rapports entre éléments non encore dissous sont modifiés. Ainsi pour une même valeur de pH, une augmentation du volume d'eau de percolation fait varier le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des produits de néoformation dans de fortes proportions. Avec la progression de l'altération on traverse ainsi successivement divers domaines favorables à la néoformation de tel ou tel minéral secondaire : un rapport élevé entraîne la formation potentielle de montmorillonite, un rapport moyen celle de la kaolinite, tandis qu'une faible valeur de ce rapport peut entraîner la formation de gibbsite.

§ 2 CARACTÉRISTIQUES DES MINÉRAUX INFLUENÇANT LEUR ALTÉRATION

1 La disposition des tétraèdres de silice dans les cristaux

Les analyses minéralogiques effectuées sur des échantillons de roches en voie d'altération montrent que tous les minéraux ne s'altèrent pas à la même vitesse. De nombreux auteurs ont pu ainsi constater que ce sont toujours les mêmes minéraux qui s'altèrent les premiers. De nombreuses séquences ont été proposées dont la plus célèbre est celle de GOLDICH (1938), séquence qui offre une similitude frappante avec la fameuse série de réaction de BOWEN (1928). L'identité d'arrangement entre la série de réaction de BOWEN et la série de stabilité de GOLDICH indique que les minéraux les derniers formés par différenciation magmatique sont les plus stables vis-à-vis des agents de l'altération météorique agissant à température ordinaire, tandis que les minéraux hâtivement cristallisés sont les premiers à souffrir des conditions qui règnent à la surface de la lithosphère.

La liaison Si-O-Si est généralement considérée comme très stable. Les tétraèdres d'oxygène centrés sur l'ion silicium peuvent être considérés comme des éléments structuraux à peu près indestructibles. La résistance à l'altération de l'édifice cristallin ne dépend donc pas des « briques » constituées par ces tétraèdres mais bien de la résistance à l'altération du « ciment » qui maintient ensemble les tétraèdres SiO_4 . Ainsi dans le groupe des olivines, dans lequel les tétraèdres forment des éléments isolés reliés entre eux par des ions Mg et Fe, ce sont ces ions qui constituent les points faibles de l'édifice cristallin.

Ces ions bivalents Mg et Fe sont facilement mis en solution, laissant en place un résidu de tétraèdres isolés sans aucun lien entre eux. Dans les pyroxènes et les amphiboles, les tétraèdres de silice s'associent en longues chaînes respectivement simples et doubles; les ions mono- et bivalents ne font que maintenir ensemble ces chaînes silicatées : l'altération d'un tel édifice est déjà plus difficile puisqu'elle doit s'attaquer à la destruction de ces longues chaînes plus résistantes. Dans le groupe des phyllosilicates, les tétraèdres de silice sont associés en un réseau bidimensionnel, c'est-à-dire que les points faibles de l'édifice cristallin ne se trouvent plus que suivant des plans bien définis, l'altération ne pouvant ainsi progresser qu'en suivant la direction de ces plans. Dans les tectosilicates enfin, les tétraèdres sont associés suivant un réseau tridimensionnel : l'altération ne peut progresser que par déchaussement répété d'ions isolés à l'intérieur du réseau de silice et plus solubles que ce dernier. Le cristal de quartz, étant un réseau tridimensionnel de silice pure ne présentant pas de points faibles figurés par les autres cations, est très résistant à l'altération et forme presque à lui seul le résidu insoluble primaire des roches complètement altérées.

2 Le potentiel d'ionisation

C'est l'énergie nécessaire à la transformation d'un élément en ion. Comme certains éléments peuvent fournir des ions ayant plusieurs états de valence, le potentiel ionique n'est pas le même pour le passage de l'élément à ces divers états de valence.

Les ions qui présentent un fort potentiel d'ionisation passent le plus difficilement en solution.

Le potentiel d'ionisation est une fonction du diamètre de l'ion et de sa charge : c'est le quotient de la charge Z sur le rayon ionique r . Donc plus un élément est petit, pour une charge donnée, plus son potentiel ionique est élevé. Pour un même rayon ionique, plus la charge est élevée, plus le potentiel d'ionisation est fort. Sont donc dissous en priorité les ions de faible charge (monovalents) et de grand diamètre ionique.

Plus le diamètre d'un ion est grand, plus le nombre de coordinence de cet ion est élevé. Plus grand donc est le nombre d'anions entourant en géométrie compacte ce cation central. Les gros cations présentent une coordinence de 8 et même de 12; les cations à rayon ionique moyen ont une coordinence de 6; les cations de petite dimension ne sont entourés que de quatre anions. Dans les roches silicatées, ces anions sont presque toujours l'oxygène. Ces atomes d'oxygène forment ainsi les sommets de formes géométriques régulières : tétraèdres, octaèdres, polyèdres à sommets plus nombreux encore.

Ainsi nous voyons que les cations à faible potentiel ionique forment des polyèdres à nombreux sommets (8-12) et que ce sont ceux-là qui seront les plus rapidement détruits, libérant ainsi le cation central qui passera immédiatement en solution. Donc en résumé, plus le polyèdre est volumineux et plus il est instable vis-à-vis des agents de l'altération; plus ces polyèdres volumineux sont nombreux au sein d'un édifice cristallin, plus cet édifice est fragile.

Dans un édifice cristallin composé de plusieurs sortes de polyèdres sont dissous les premiers les gros polyèdres de 8 et 12 sommets centrés sur les cations K, Na et Ca, pour ne parler que des principaux; sont dissous ensuite les octaèdres occupés par les cations de coordinence-6 tels que Al, Fe ou Mg; finalement passent en solution les très petits tétraèdres centrés sur Si et Al de coordinence-4.

Si ce raisonnement est parfaitement valable pour la série s'étendant de l'olivine à la biotite, elle ne l'est plus pour la série des plagioclases. En effet, l'ion K ayant un potentiel ionique plus faible que celui du Ca, l'orthose devrait se montrer plus soluble que l'anorthite. Or, dans la nature, c'est l'inverse qui est vrai : les plagioclases calciques sont plus altérables que les plagioclases sodiques et ceux-ci plus altérables que les orthoses. Quelle est donc la raison de cette apparente inversion ? Celle-ci est à rechercher

dans la plus grande abondance des liaisons Si-O-Al plus fragiles que les liaisons Si-O-Si dans les plagioclases basiques du type anorthite que dans les types où les substitutions sont moins nombreuses (albite et orthose).

3 Protection par les résidus insolubles

D'après les travaux de CORRENS et VON ENGELHARDT (1938) il semble que l'altération des feldspaths se fasse par mise en solution des éléments constitutifs à l'état d'ions et que ces solutions soient ensuite l'objet de recristallisation. La rapidité avec laquelle les feldspaths passent en solution dépend du pH. En milieu alcalin, la dissolution est rapide et les quantités de silice et d'alumine retrouvées dans la solution sont égales. A pH neutre, l'attaque est plus lente et la silice se dissout environ deux fois plus vite que l'aluminium qui est pratiquement insoluble à ces valeurs de pH; en milieu acide l'attaque est rapide mais cette fois c'est l'alumine qui domine dans la solution. Ces recherches tendent à démontrer l'hypothèse de la formation d'une couche colloïdale peu ou pas organisée qui protégerait les fragments sains de feldspath contre la progression de l'altération. Cette couche protectrice agirait comme un intermédiaire grâce à ses propriétés d'échange de bases pour le passage des ions K, Na ou Ca du feldspath vers la solution extérieure.

En fait il semble bien que dans la nature il puisse se former autour des minéraux frais un manchon de produits résiduels protecteurs. Mais ces résidus sont de deux natures différentes et leur efficacité ne doit pas être la même dans les deux cas.

En milieu ferrallitique, bien drainé, l'alumine est pratiquement insoluble et précipite sur place en gibbsite. Cette gibbsite est généralement très bien cristallisée; mais entre ces cristaux de gibbsite et entre ceux-ci et la surface du feldspath subsistent de nombreux vides : la percolation et l'évacuation des cations ne doivent être que très faiblement ralenties au passage à travers cette couche d'hydroxydes cristallisés.

Au contraire, dans les régions où le caractère ferrallitique est moins accusé, les feldspaths s'entourent d'une couronne de gels amorphes étroitement associée aux fragments de feldspath isolés en leur sein. Cette couche de gels présente certainement un obstacle sérieux à l'échange entre la surface feldspathique et les ions H^+ de la solution. Ces gels ne sont pas le résultat d'une floculation sur place d'ions antérieurement solubilisés mais représentent une espèce de feldspath partiellement désorganisé par le départ des cations les plus solubles. Il est normal dans ce cas que cette couche désorganisée soit en contact étroit avec le minéral primaire intact. On rejoint ainsi les idées émises par FREDERICKSON (1951) pour qui le feldspath, en perdant ses alcalis, se désorganiserait progressivement, facilitant par son expansion et le relâchement des liaisons interatomiques la progression de l'altération. Un cristal ainsi désorganisé apparaît comme une masse amorphe, comme un gel.

Cette masse de gel examinée au microscope n'est pas fendillée ni constituée par l'agglomération de particules plus fines laissant entre elles des espaces vides. Le transfert des ions doit alors se faire de l'état solide vers l'état liquide via un autre état solide : le gel. Ce transfert peut être comparé à un procédé d'échange de bases entre les cations plus abondants dans le gel en bordure du feldspath et les ions H^+ plus abondants dans le gel du côté de la solution vraie. On imagine facilement ce transfert par étapes successives et les cations qui gagnent ainsi progressivement des positions de plus en plus proches du liquide extérieur où enfin ils finiront par s'évader, mais par les différences de concentration toujours plus fortes du côté minéral que du côté solution. Pendant ce lent transfert dans un sens, les ions échangeurs migrent de la même façon mais dans l'autre sens.

4 Le pH au voisinage du minéral

Les silicates peuvent être considérés comme des sels d'acides faibles et de bases fortes. Le pH au voisinage ou dans les interstices d'un minéral en voie d'altération doit donc être alcalin. Le degré de basicité de la solution intersticielle dépend en première mesure du nombre de cations libérés par le silicate par unité de volume d'eau et par unité de temps.

Ces valeurs du pH pour chaque silicate ont été étudiées par STEVENS et CARRON (1948) et appelées pH d'abrasion. Des silicates types sont broyés dans quelques gouttes d'eau, le pH de la solution est immédiatement mesuré. Ces auteurs constatent que tous les silicates ne donnent pas les mêmes valeurs de pH, qu'elles sont assez constantes pour un même silicate de composition fixe mais de diverses provenances, tandis que ces valeurs peuvent varier pour des groupes de silicates à compositions variables. Les pH d'abrasion des minéraux varient de 1 à 12 mais les silicates ne fournissent que des suspensions à pH basique.

Voici, extraites du travail de STEVENS et CARRON, quelques valeurs du pH d'abrasion des minéraux les plus communs :

Albite 9-10, oligoclase 9, labrador 8-9, anorthite 8, orthose 8, augite 10, hypersthène 8, diopside 10-11, olivine 10-11, actinote 11, amphibole 10, hornblende 10, biotite 8-9, épidote 8, zoisite 9, chlorites 7-8-9, apatite 8, calcite 8, sphène 9, serpentine 10, vermiculite 8-9, gibbsite 6-7, kaolinite 5-6-7, quartz 6-7, opale 6-7, rutile 6-7, ilménite 6.

Dans la série des feldspaths, le plagioclase sodique a un pH d'abrasion supérieur à celui du plagioclase calcique et de l'orthose. Les pyroxènes et les olivines ainsi que les amphiboles présentent des valeurs de pH encore plus élevées. Les minéraux fréquents dans les roches métamorphiques ont des pH un peu plus faibles (épidote, chlorites, calcite, etc.), alors que les oxydes primaires ou secondaires et les silicates secondaires présentent des valeurs de pH beaucoup moins élevées.

Dans le milieu d'altération, au sein même des minéraux en voie d'altération, la concentration des cations libérés des réseaux cristallins peut être telle que, avec des débits d'eau relativement faibles, dans les fines fissures, les valeurs du pH d'abrasion soient effectivement atteintes. Ainsi dans les premières fissures parcourant les feldspaths, dans la zone du front d'altération, le débit de l'eau et donc l'évacuation des cations doivent être faibles; les valeurs du pH doivent y atteindre des valeurs proches de celles du pH d'abrasion. Dans ces conditions, l'alumine doit nécessairement précipiter sur place comme hydroxyde puisque les ions aluminium se trouvent placés directement dans le domaine de leur instabilité maximum. Les ions aluminium, dès leur libération, précipitent et il se forme ainsi une masse de cristaux de gibbsite développée au sein même du minéral en voie de décomposition.

Dans les pyroxènes et les amphiboles l'altération progresse par la voie des clivages. Le cristal est ainsi débité en une multitude de fragments de clivage présentant une surface totale importante. Une fois amorcée l'attaque progresse rapidement, de nombreux cations sont libérés et les valeurs du pH s'élèvent et tendent rapidement vers la limite du pH d'abrasion. Pour ces valeurs de pH, le fer ferreux libéré et oxydé précipite sur place à l'état d'hydroxydes tandis que l'aluminium libéré se trouve placé dans son domaine de solubilité, côté basique de la courbe de précipitation, et est évacué au même titre que les cations alcalins et alcalino-terreux. Seuls les hydroxydes de fer sont maintenus sur place, car la silice est également intégralement éliminée. En fin d'altération les plages pyroxéniques ne sont constituées que d'hydroxydes ferriques alors que les plages feldspathiques ne contiennent plus que des hydroxydes d'aluminium.

DEUXIÈME PARTIE

LES FAITS
TENTATIVES D'INTERPRÉTATION

CHAPITRE PREMIER

INTRODUCTION

§ 1 SCHÉMA GÉNÉRAL

Le domaine ferrallitique est essentiellement défini par des caractéristiques climatiques : température élevée, fortes précipitations atmosphériques, bilan hydrique positif, ces trois conditions devant être réunies pendant au moins une grande partie de l'année. Ces conditions sont remplies dans toute la partie méridionale de la Côte-d'Ivoire qui a servi de cadre à ces recherches.

A l'intérieur du domaine ferrallitique, les conditions d'altération des roches peuvent varier dans d'assez larges mesures en fonction de la position topographique des profils considérés. Pour une même quantité de précipitations atmosphériques, le drainage interne des profils peut varier avec leur position dans le paysage. La vitesse d'altération sera accélérée ou ralentie, suivant les conditions précises de drainage en vigueur à l'endroit considéré. Un changement dans la qualité du drainage interne entraîne nécessairement un changement dans les associations minéralogiques résiduelles et de néoformation.

Dans le but de suivre l'évolution des processus d'altération dans un même domaine climatique mais avec des conditions de drainage variant dans de larges mesures, les profils étudiés ont été groupés en *catenas*.

A l'intérieur d'une même roche tous les minéraux présents ne s'altèrent pas suivant les mêmes processus. La vitesse d'altération des différentes espèces minérales n'est pas nécessairement la même dans chaque cas. Les produits de néoformation enfin, issus de ces divers minéraux primaires, sont différents également.

Nous avons ainsi été amenés à diviser les minéraux primaires altérables en deux catégories : la première groupe toutes les espèces de *feldspaths* rencontrées dans les roches basiques, la seconde groupe toutes les espèces de minéraux ferro-magnésiens : *pyroxènes*, *amphiboles*, auxquelles, nous avons joint les *chlorites*.

Chaque minéral possède son processus type d'altération. Ce processus se retrouvera donc identique à lui même, ou à peine modifié, dans les différents exemples que nous proposons. Dans le but d'alléger considérablement les descriptions pétrographiques de chaque échantillon, une description complète et détaillée des divers aspects morphologiques de l'altération des minéraux-types sera donnée chaque fois qu'une importante modification dans la qualité du drainage entraînera une importante modification des aspects morphologiques des processus d'altération.

§ 2 LES TYPES D'ALTÉRATION

1 Des plagioclases

a) ALTÉRATION DIRECTE EN GIBBSITE

Ce type d'altération se rencontre dans les trois profils TKN prélevés dans la région montagneuse occidentale, et échelonnés le long de la pente principale de ce massif. Les conditions d'altération y sont

particulièrement sévères : grande abondance des précipitations, relief très accentué entraînant des conditions de drainage propices à l'évacuation totale des éléments solubles. Le profil TKN3, situé en contrebas des deux précédents représente le chaînon intermédiaire avec les profils suivants.

b) ALTÉRATION EN GELS

Ce type apparaît déjà dans le profil TKN3 mais l'existence des gels est très passagère. Ils apparaissent beaucoup mieux dans la partie basse de cette première *catena* : le profil ZGN1 est situé en pente douce juste au pied du massif montagneux et le profil BPN1 est situé plus loin, dans un paysage largement ondulé et près du sommet d'une petite colline de faible dénivellation. Ces gels évoluent normalement en gibbsite. Des circonstances particulières de l'histoire pédologique de ces deux profils modifient la séquence normale d'altération et la kaolinite apparaît après un stade gibbsitique.

Ce type d'altération apparaît encore dans la seconde *catena* située dans la région Sud-Est du pays, où les conditions ferrallitiques sont jugées moins sévères que les précédentes. Dans cette *catena* on observe la séquence suivante : dans le profil AYA2, situé en hauteur sur une pente assez forte, les gels apparaissent localement et les feldspaths se transforment rapidement en gibbsite. A ce profil normal se superpose un phénomène de silicification, qui dans le cas du profil AYA2, ne descend pas jusqu'au front d'altération de la roche. On assiste alors à la silicification de la gibbsite en kaolinite. Dans le profil AYA5 situé topographiquement plus bas, le processus d'altération est le même, mais le front de silicification a rejoint partiellement le front d'altération de la roche : on assiste à l'apparition de la gibbsite et à son remplacement par la kaolinite ainsi qu'à la formation directe de la kaolinite à partir du gel sans intermédiaire de gibbsite. Dans le profil AYA4, situé à quelques mètres de la rivière, le front de silicification a rejoint complètement le front d'altération et se superpose à ce dernier. La gibbsite n'apparaît plus et le gel formé aux dépens du feldspath se transforme directement en kaolinite.

Un stade pur d'évolution de gels en gibbsite est décrit dans la région Sud-Ouest (ST17) dans laquelle les conditions climatiques sont sévères et comparables à celles régnant dans le massif montagneux mais où les conditions topographiques imposent une certaine restriction dans la qualité du drainage interne.

2 Des minéraux ferro-magnésiens

a) ALTÉRATION DIRECTE EN HYDROXYDES DE FER

Ce type d'altération se rencontre partout en région ferrallitique à condition que la qualité du drainage interne reste bonne à moyennement bonne. Les exemples choisis pour illustrer les séquences d'altération des feldspaths peuvent servir partiellement à illustrer les séquences d'altération des minéraux ferro-magnésiens. Pour être complet, car ces minéraux sont nombreux, d'autres exemples ont été choisis dans la région du Sud-Ouest (profils F5 et SW).

b) ALTÉRATION EN HYDROXYDES DE FER PAR L'INTERMÉDIAIRE DE PHYLLITES

Ce type d'altération a été rencontré sporadiquement dans la région du Sud-Ouest, dans des conditions de drainage défectueuses. Le cas de l'altération des chlorites est plus net, et de beaux exemples ont été rencontrés dans la région de Bondoukou. L'altération des minéraux ferro-magnésiens en phyllites à trois couches est caractéristique des processus ferrugineux, elle ne sera donc pas traitée en détail dans

cet ouvrage. La limite entre les deux types d'altération (gibbsite et montmorillonite) dans le cas de l'altération des feldspaths ne se situe pas exactement aux mêmes endroits que la limite entre les deux types d'altération (hydroxydes de fer et phyllites) dans le cas de l'altération des minéraux ferro-magnésiens. Cette seconde limite correspond à un adoucissement moins prononcé des caractéristiques ferrallitiques typiques. Ainsi, dans la région de Bondoukou comme dans celle du Sud-Ouest, les phyllites provenant de l'altération des minéraux ferro-magnésiens voisinent avec la gibbsite provenant de l'altération des feldspaths.

CHAPITRE II

L'ALTÉRATION DES PLAGIOCLASES

§ 1 DESCRIPTION DES PLAGIOCLASES FRAIS

1 Régions occidentales

Les plagioclases rencontrés dans les roches basiques récentes et non métamorphisées des régions Ouest et Sud-Ouest sont généralement très frais. Ils se présentent soit en cristaux de formes quelconques dans les norites, les amphibolites et les gabbros, soit en cristaux allongés, en baguettes, en structure ophytique, dans les dolérites et les gabbros doléritiques. On les rencontre aussi, mais de plus petite taille, dans les basaltes.

Ces plagioclases sont maclés suivant les lois de l'albite ou suivant les lois combinées de l'albite et du péricline ou encore suivant les combinaisons albite-carlsbad. Les inclusions sont parfois nombreuses : globules de quartz, aiguilles d'actinote, paillettes de biotite ou de chlorites. Les bourgeons de myrmékite et les plages micrographiques peuvent être abondantes localement. A ce stade initial le plagioclase est frais, non fendillé, incolore et les seules transformations que l'on pourrait y découvrir proviennent d'un métamorphisme très léger. Certains plagioclases sont fortement zonés.

2 Régions orientales

Les plagioclases des roches basiques du birrimien inférieur sont toujours au moins partiellement transformés par l'action du métamorphisme général. Les plagioclases les plus basiques sont transformés en un mélange de zoïsite, d'épidote, de chlorite, avec ou sans calcite, avec ou sans séricite. Le centre plus basique des plagioclases zonés est plus sensible à cette transformation. Le fond feldspathique est appauvri en chaux et décalé vers l'albite ou l'oligoclase. Ces plagioclases ne semblent pas fissurés mais il se pourrait que les efforts tectoniques endurés par la roche aient engendré des fissures submicroscopiques, latentes, n'attendant que la moindre occasion pour s'ouvrir. L'abondance des silicates de métamorphisme, quand ils sont de petite taille, masquent complètement la présence de telles fissures.

ÉTUDE DE LA PREMIÈRE CATENA

§ 2 PREMIÈRE SÉQUENCE D'ALTÉRATION : PLAGIOCLASE → GIBBSITE

1 Situation géographique

Comme il a déjà été mentionné dans le chapitre précédent, cette séquence d'altération représente le type extrême de la transformation des plagioclases en zone ferrallitique à forte pluviosité, dans les profils présentant un drainage interne bon à excellent. Les profils donnés en exemple sont les profils TKN1 et TKN2. Une description complète et détaillée de l'aspect morphologique de l'altération précédera la description des échantillons particuliers à chaque profil.

2 Description générale de la transformation

Les profils sont prélevés dans la région occidentale; le plagioclase de la roche fraîche appartient donc au premier type, c'est-à-dire qu'il ne présente pas de transformations dues au métamorphisme général.

a) STADE 1

Les plagioclases sont parcourus par de fines fissures, larges de 1 à 5 microns maximum. Ces fissures sont de deux sortes. Les premières se traduisent en plaque mince par un trait plein, sinueux ou droit, les secondes par un trait sinueux et interrompu. Les premières sont des plans de fracture correspondant soit aux clivages ou parfois aux plans de macle des plagioclases, soit, le plus souvent, à un réseau de fissures prédéterminé par les efforts tectoniques antérieurs. Le second type est constitué par des fissures de section plus ou moins circulaire; leur tracé interrompu est causé par leur sinuosité, les méandres des fissures passant alternativement au-dessus et en dessous du plan de la plaque mince.

Les grandes fissures en réseau du premier type se poursuivent souvent dans les minéraux voisins et même parfois dans toute la plaque mince. Les fissures du deuxième type sont limitées aux cristaux de plagioclase. Elles naissent parfois dans la zone périphérique du cristal et progressent vers le centre. La progression centrifuge est plus commune dans les plagioclases zonés. Le plus souvent ces fissures attaquent le cristal du côté le plus proche du cortex complètement altéré.

b) STADE 2

Les fissures et les plans de fracture s'entourent très rapidement d'un manchon ou d'une gaine de cristaux de gibbsite. Ces cristaux s'arrangent radialement autour du canal central. Ils sont généralement jointifs et disposés en une seule couche. Les cristaux atteignent facilement 15 à 20 microns de longueur, parfois même beaucoup plus. Seule la pointe effilée de la fissure qui représente la section la plus récente, n'est pas entourée de son manchon de gibbsite. Ce manchon est en moyenne d'égale épaisseur sur tout son parcours. Son diamètre atteint ou dépasse 50 microns.

Les premières fissures développées s'anastomosent, d'autres se forment à leur tour. Les manchons de gibbsite dessinent ainsi un réseau irrégulier enserrant entre leurs méandres et leurs mailles des îlots de plagioclase inaltéré. Ces fragments de plagioclase sont séparés des cristaux de gibbsite par un espace vide très ténu (photo 1).

Pendant la période de la formation de la gibbsite, le canal central de la fissure ne semble pas s'être élargi de beaucoup mais le plus souvent il est envahi par les substances ferrugineuses brunes qui en soulignent le tracé. Ces substances ne diffusent pas dans les manchons gibbsitiques. Elles resteront visibles jusqu'au dernier stade d'altération.

c) STADE 3

La gibbsite envahit la totalité du plagioclase. Les cristaux sont alors orientés dans toutes les directions sans aucune relation d'orientation, ni avec l'ancien réseau feldspathique, ni avec les premiers cristaux de gibbsite. Les cristaux se touchent les uns les autres en laissant entre eux de nombreux vides. Ces cristaux sont carrés ou rectangulaires généralement maclés et présentent une extinction fortement oblique voisine de 30°. La gibbsite est incolore et translucide en plaque mince. Les plages gibbsitiques ne sont que très rarement envahies par des dépôts ferrugineux même en bordure immédiate de minéraux

ferro-magnésiens complètement altérés en hydroxydes de fer. Ceux-ci ne colorent que les fines fissures formées durant le premier stade.

Au début de ce stade, on rencontre encore quelques îlots de plagioclases frais (photo 2) mais ceux-ci disparaissent rapidement. Au sein de ces plages gibbsitiques, ayant conservé la forme extérieure des cristaux de plagioclase, on remarque de nombreux trous, aux contours irréguliers. Les cristaux de gibbsite situés en bordure immédiate de ces trous sont généralement un peu plus grands et mieux formés que les autres: ils ont probablement été nourris plus longtemps pendant la période d'altération des derniers îlots de plagioclase (photo 3).

La transformation du plagioclase en gibbsite exige le départ de toute la silice et des bases et un apport d'eau. Comme les plages de gibbsite ne sont pas déformées, en ce sens qu'elles ont conservé la forme des cristaux primaires de plagioclase, et qu'elles comportent de nombreux espaces vides, on peut en conclure que le volume de ces trous correspond à la différence entre les volumes (silice + bases) exportés et le volume d'eau importé, à condition évidemment que l'alumine soit intégralement conservée.

L'alumine libérée du feldspath a dû migrer en solution vraie, sous forme d'ion, sur une certaine distance puisqu'elle est allée grossir les derniers cristaux de gibbsite formés et probablement aussi colmater les petits vides laissés dans les interstices entre les cristaux les premiers formés. Ce colmatage est probable puisque les plages gibbsitiques se montrent réfractaires à l'imprégnation par les solutions ferrugineuses migrant des plages de minéraux ferro-magnésiens altérés. Les cristaux de gibbsite n'envahissent pas non plus les vides nombreux laissés dans les plages ferrugineuses nées de la transformation des pyroxènes. La limite entre ces deux formations est donc nette et bien tranchée (photo 4).

3 Descriptions pétrographiques de la partie supérieure de la catena

LE PROFIL TKN 1

TKN 15 R

Roche fraîche prélevée sur le sommet du mont Tonkoui (plus de 1 000 m d'altitude). La roche est une *norite* très pauvre en quartz. Environ 60% de la roche sont composés de plagioclases très frais, de composition 49%An : limite entre l'*andésine* et le *labrador*.

L'*hypersthène* est fréquente, pléochroïque dans les tons vert clair à rose clair et associée à l'*augite*. A l'intérieur de ces dernières se remarquent parfois de petites plages de *calcite*, des petites lames de *biotite* et des inclusions noires opaques arrangées en trainées et alignements. Il y a aussi un peu de *chlorite* verte et quelques minéraux noirs de même dimension que les autres minéraux.

TKN 15 RC

Lame mince taillée perpendiculairement au contact roche fraîche-roche altérée. La partie altérée est épaisse de plus d'un centimètre, tandis que la zone de transition est très mince et réduite à l'épaisseur d'un ou de deux cristaux de feldspath.

Zone de transition – Le *plagioclase* est parcouru de canaux sinueux, avançant en doigts de gant à l'intérieur du feldspath. En leur milieu circule un fin canal large d'environ 1 micron, légèrement coloré et qui pénètre plus avant dans le feldspath que le manchon concentrique large de 20 à 30 microns. Ce manchon est rempli de cristaux de *gibbsite* bien formés (photo 5). A l'extrémité de ces manchons gibbsitiques, il semble y avoir contact entre le plagioclase et les cristaux de gibbsite, mais plus on s'éloigne de l'extrémité, mieux on distingue un second manchon entourant le manchon gibbsitique et constitué, lui, d'une couronne vide séparant le feldspath de la gibbsite. L'épaisseur de ce manchon vide s'accroît peu à peu pour atteindre une épaisseur constante d'environ 5 à 6 microns.

Du côté des minéraux ferro-magnésiens on constate que les clivages des *augites* et des *hypersthènes* deviennent nettement apparents et que les petites inclusions de *calcite* disparaissent. Les plans de clivages sont assez souvent teintés par des hydroxydes brun sombre, paraissant amorphes entre nicols croisés.

Cortex complètement altéré – Les tubes remplis de cristaux de *gibbsite* sont devenus beaucoup plus nombreux. Les fragments de *plagioclases* isolés dans les mailles gibbsitiques sont caverneux et séparés de la gibbsite par un espace vide de forme plus irrégulière que le manchon gibbsitique lui-même. Le fin canal axial est nettement visible grâce à sa coloration brune qui ne fait que s'accroître avec la progression de l'altération. Les noyaux isolés de feldspath sont progressivement réduits au profit principalement de l'espace vide et beaucoup moins au profit du volume de gibbsite. Le fragment de feldspath finit par disparaître sans laisser d'autres traces qu'un espace vide limité par des cristaux de gibbsite bien formés. Il n'y a jamais de *gels* entre le feldspath et la gibbsite (photo 6).

Les minéraux ferro-magnésiens subissent un sort identique (photos 7 et 8) : les canaux de pénétration sont les clivages naturels de ces minéraux, et au lieu d'alumine c'est du fer qui se dépose. Le mode de progression de cette altération est le même : léger épaississement des clivages ferruginisés, élargissement des espaces vides situés entre les fragments de minéral primaire et la bande d'hydroxydes. Le fragment d'*augite* ou d'*hypersthène* isolé entre les mailles ferrugineuses diminue petit à petit puis disparaît en ne laissant lui aussi qu'un espace vide. Finalement s'installe à la place du minéral primaire un réseau d'*hydroxydes de fer*, régulier car situé exactement à l'emplacement du réseau de clivages du minéral primaire, formant, vu en plaque mince, un tissu de cellules vides.

Le volume final des vides est très grand ce qui assure une bonne perméabilité et donc l'altération complète de la roche. Cette roche altérée poreuse a une densité moyenne de 1,20 alors que la densité de la roche fraîche est proche de 3,0.

LE PROFIL TKN 2

TKN 25

Roche complètement altérée, présentant les mêmes caractéristiques que le cortex TKN15RC. Quelques détails sont cependant intéressants à noter. En quelques endroits de la plaque mince, il y a importation de manganèse qui vient se fixer dans les vides laissés dans les plages gibbsitiques mais qui ne pénètre pas à l'intérieur des manchons de gibbsite.

En d'autres endroits, de très petits cristaux de gibbsite se fixent à l'intérieur des cellules vides, contre les parois ferrugineuses provenant de la transformation des minéraux ferro-magnésiens. Ceci témoignerait donc en faveur d'une certaine mobilité de l'alumine. Certains minéraux ferro-magnésiens disparus ont donné naissance à un réseau ferrugineux cristallin, de couleur plus orange que les autres et s'éteignant en une seule fois pour tout l'ensemble de l'ex-cristal. Il s'agit de *gauthite* bien cristallisée. Ces cristaux à réseau cristallin voisinent avec des matériaux ferrugineux amorphes mais la frontière entre les deux types est nette.

Les minéraux noirs opaques sont inaltérés. Les paillettes de *biotite* et de *chlorite* ne sont plus identifiables car trop peu nombreuses, trop petites et sans doute largement ferruginisées. La densité de l'échantillon égale 1,14.

TKN 24 et 23

La densité de la roche altérée TKN24 est remontée à 1,60. En plaque mince l'importation du fer et même de l'alumine est évidente. D'abord les clivages ferruginisés des ex-augites sont plus épais, parfois

même entièrement remplis d'hydroxydes mal cristallisés; ou bien ils sont recouverts d'une mince couche de petits cristaux de gibbsite, disposés en une seule rangée (photo 9). Ensuite les pores vides aménagés à l'intérieur des plages gibbsitiques sont eux-mêmes partiellement colmatés par une cristallisation tardive de gibbsite reconnaissable aux cristaux beaucoup plus grands et à leur disposition en rosette.

TKN 22

Densité = 1,60. Les plages de gibbsite bien cristallisée renferment de beaux cristaux tabulaires dépassant 50 microns de longueur; les vides sont peu nombreux, colmatés par des hydroxydes de fer (photo 10) ou des cristaux de gibbsite secondaire (photo 11). Ces petits cristaux sont fréquents également dans les plages ferrugineuses dont ils tapissent les parois. Les minéraux opaques sont inaltérés; les pédotubules sont revêtues de gœthite bien cristallisée.

§ 3 DEUXIÈME SÉQUENCE D'ALTÉRATION : PLAGIOCLASE → GELS → GIBBSITE

1 Situation géographique

Ce type d'altération est rencontré dans le troisième profil prélevé sur les pentes du Tonkoui, profil qui servira d'exemple de la transformation en gibbsite via un stade intermédiaire en gels. Ce type d'altération a été rencontré en de nombreux endroits du Sud-Ouest et entre autre dans le très beau profil ST17 qui nous servira de second exemple. Le processus d'altération est encore un processus typiquement ferrallitique puisqu'il aboutit à la cristallisation des hydroxydes de fer et d'alumine avec lessivage important de la silice et des bases. Seules les conditions de drainage sont modifiées en ce sens que, bien que le débit de la nappe phréatique reste très important, la qualité de l'eau qui traverse les niveaux d'altération est sensiblement modifiée: l'eau qui percole dans les niveaux inférieurs des pentes a d'abord traversé d'autres niveaux et y a dissous quantité d'éléments qu'elle transporte vers le réseau hydrographique. En conclusion, la qualité du drainage sensu stricto est inchangée, seule la quantité d'ions présents dans cette eau a augmenté dans des proportions appréciables. La présence de ces ions ralentit considérablement la vitesse d'altération des minéraux primaires et entre ceux-ci et les minéraux secondaires apparaît un stade intermédiaire temporaire: le gel.

2 Description générale de la transformation

a) STADE 1

Comme dans le cas précédent, les plagioclases sont parcourus par de fines fissures larges de quelques microns. Elles partent de la périphérie du cristal dans le cas du profil TKN3. Dans les dolérites (profil ST17) et en général dans les roches où le plagioclase est allongé, en structure ophytique, c'est le centre du cristal qui est le plus largement fissuré.

Ces fissures sont gainées d'un manchon de *gels* parfaitement isotropes et le plus souvent incolores. Le plan de macles des cristaux allongés est souvent souligné par une fine bande de gels, plus ou moins rectiligne, de laquelle se détachent perpendiculairement d'autres fissures plus courtes et remplies de gels également, déterminant ainsi une structure comparable à une arête de poisson (photos 13, 14 et 15).

Parfois encore les gels prennent l'aspect de taches rondes ou elliptiques à l'intérieur du plagioclase. Ces taches peuvent dépasser 10 à 15 microns de diamètre.

L'indice de réfraction de ces gels est inférieur aux indices de réfraction du feldspath. Le gel est le plus souvent incolore mais il lui arrive aussi d'être légèrement teinté par les hydroxydes de fer.

b) STADE 2

Les fissures deviennent plus nombreuses, s'anastomosent. Chaque fissure est gainée de gels. La réunion de plusieurs fissures engendre des plages de gels plus larges. Avec la progression de l'altération le dessin des fissures perd un peu de sa régularité, les fragments cristallins isolés deviennent caverneux, denticulés, corrodés. Mais les fragments voisins séparés par les gels et appartenant à un même cristal originel ont conservé leur extinction simultanée : ils sont donc cimentés sur place par le gel qui les entoure étroitement.

c) STADE 3

Au centre des plus larges, donc des plus anciennes, bandes de gels, se développent des cristaux de gibbsite. Ces cristaux sont assez semblables en grandeur et en arrangement à ceux développés directement à partir du plagioclase. Dans de nombreux cas cependant, les cristaux sont nettement plus petits et se disposent sans ordre apparent au sein des gels (photo 16). Dans le cas du profil TKN3 la disposition des cristaux est cependant semblable à celle rencontrée dans les deux profils supérieurs.

Les cristaux de gibbsite ne sont pas en contact avec le plagioclase; ils en sont séparés par une bande de gels plus ou moins large. Le gel qui entoure étroitement le plagioclase est de formation plus récente puisqu'il est plus proche du feldspath sain. Les portions de gels plus anciennes sont transformées en gibbsite.

Progressivement les îlots de plagioclase diminuent au profit du gel qui se transforme lentement en gibbsite. Le volume des vides au sein de ces plages gibbsitiques semble moins grand que dans le premier type d'altération décrit.

d) STADE 4

A une certaine distance du front d'altération, les gels eux-mêmes sont complètement transformés en cristaux de gibbsite. Les premières fissures sont identifiables, grâce à leur couleur d'abord, à l'allure de leur réseau ensuite. Dans le cas du profil TKN3 les cristaux de gibbsite sont alignés en une seule couche le long de ces fissures, tandis que les cristaux plus distants de ces fissures sont arrangés sans ordre. Dans d'autres profils (SW, AYA, etc.) le tracé des fissures n'est plus identifiable et tous les cristaux de gibbsite sont disposés sans ordre.

3 Description pétrographique de la partie moyenne de la catena

LE PROFIL TKN 3

TKN 39

Même type de roche que TKN15R. *Plagioclase* à 50%An, *hypersthène* et *augite* sont les constituants principaux de la roche. Comme minéraux accessoires, on rencontre des minéraux opaques et de la *biotite* qui est légèrement plus abondante ici que dans des roches des profils supérieurs. Cette *biotite* est très pléochroïque dans les teintes brun-violacé à brun-clair.

TKN 38

Plaque mince taillée perpendiculairement au contact roche fraîche-roche altérée. La partie altérée est épaisse d'un centimètre et demi environ; elle comporte deux zones : le zone de transition dans laquelle les minéraux primaires subissent une altération partielle, et le cortex complètement altéré où presque tous les minéraux primaires ont été transformés.

Zone de transition – Les *plagioclases* sont parcourus par de fines fissures vermiformes qui s'élargissent assez rapidement. Ces fissures sont elles-mêmes constituées par l'emboîtement de deux cylindres concentriques : un canal central vide au début mais qui finit par se charger de cristallites anisotropes de dimensions largement inférieures à un micron et qui est entouré d'un manchon de *gels* isotropes et très légèrement teintés par les hydroxydes de fer. Ces fentes et fissures s'élargissent rapidement en même temps que leur nombre augmente.

A un moment donné la *gibbsite* apparaît entourant le fin canal central mais laissant le manchon de gels entre elle et le *plagioclase*.

Le clivage des *augites* et *hypersthènes* devient très apparent, il se charge ensuite d'hydroxydes de fer bruns isotropes mais tout en laissant ouvert un fin passage qui sert de canal d'arrivée d'eau et de collecteur aux éléments dissous. On voit s'épaissir progressivement ces clivages ferruginisés; les hydroxydes situés en contact avec le canal central recristallisent en *gauthite* tandis que les hydroxydes situés en contact avec le pyroxène conservent leur aspect isotrope. Petit à petit le noyau polyédrique de pyroxène frais se détache de la trace de ses clivages, l'espace ménagé entre le réseau d'hydroxydes et le pyroxène restant vide. Le noyau frais diminue lentement au profit des hydroxydes qui s'épaissent un peu mais surtout au profit de l'espace vide qui finit par occuper tout l'espace limité par la trace des anciens clivages du pyroxène.

A ce stade d'altération, la *biotite* n'est que très légèrement décolorée et les fines fissures qui passent dans leur voisinage se chargent d'évacuer le fer individualisé et libéré du réseau de ce mica.

Cortex complètement altéré – Les manchons de *gibbsite* ont grossi; ils se sont multipliés; les noyaux de *plagioclase* ont fini par être absorbés et ont disparu en ne laissant d'autres traces que des plages vides et des cristaux de *gibbsite* agglomérés autour de fins canaux axiaux ferruginisés, encore visibles. Les gels intermédiaires ont disparu eux aussi.

Les noyaux de *pyroxènes* ont fait place à un réseau aux cellules vides dont les parois sont en partie cristallines, en partie amorphes. La *gibbsite* ne diffuse pas dans les plages ferrugineuses, et le fer n'imprègne pas les plages de *gibbsite*, exception faite des fins canaux axiaux.

La *biotite* est maintenant très décolorée mais elle conserve un certain pléochroïsme; il n'y a pas de dépôts de fer entre les feuilletts. Dans les plages *gibbsitiques* elle n'est pas auréolée d'un halo d'hydroxydes. Les minéraux opaques sont inaltérés.

TKN 37-35-34

La structure de la roche est parfaitement conservée dans ces trois échantillons. Les caractéristiques minéralogiques sont les mêmes et comparables à celles du cortex altéré ci-dessus. Seules les portions de *gauthite* cristalline au sein des plages ferrugineuses sont plus abondantes. Les cristaux de *gibbsite* n'apparaissent pas ailleurs que dans les plages ex-feldspathiques.

TKN 33

Horizon situé entre 40 et 70 cm de profondeur. La couleur générale est un peu plus rouge que celle des horizons sous-jacents. La structure de la roche est parfaitement conservée mais les plages ferruginisées avec *gauthite* dominante, de couleur jaune à brune, sont déshydratées avec transformation de la

gœthite en hématite rouge. Les cristallites d'hématite se sont formés sur l'ancien réseau de gœthite puisque l'extinction est encore simultanée pour tout un ex-cristal de pyroxène.

Par rapport aux observations précédentes, le changement le plus spectaculaire réside dans l'aspect des plages gibbsitiques : les fins canaux coloriés par le fer et autour desquels cristallisait la gibbsite existent toujours et n'ont pas changé d'aspect. Mais ce n'est plus la gibbsite qui les entoure mais un manchon de *gels*. Cette gibbsite (appelons-la primaire) semble donc s'être transformée en gels en respectant la fine structure des canaux. Cette transformation semble se confirmer par l'observation suivante : en quelques rares endroits on reconnaît à l'intérieur de ces gels la trace des cristaux de gibbsite disparus, trace soulignée par la présence d'un très fin dépôt d'hydroxydes de fer qui s'est déposé sur les cristaux avant leur disparition en épousant exactement les contours.

Dans les échantillons inférieurs ces manchons de gibbsite limitaient des plages vides : ces plages sont encore vides ici mais elles sont ourlées d'une fine couche de cristaux de gibbsite « secondaire ». Ces fins cristaux de gibbsite se retrouvent d'ailleurs dans les plages ferruginisées ex-pyroxéniques (photos 17 et 18) et également dans les pédotubules où ils entourent des petites particules de plasma. Cette gibbsite secondaire s'est certainement formée par cristallisation à partir de solutions apportées, comme le confirment les observations précédentes et le bilan géochimique (voir plus loin).

Il est évident que la transformation de la gibbsite primaire en gels est antérieure à l'arrivée de la gibbsite secondaire car on ne voit pas comment la gélification de la gibbsite primaire aurait épargné la gibbsite secondaire, si celle-ci s'était déposée avant la transformation en gels. De plus le phénomène pédologique responsable de la transformation de la gibbsite primaire en gels a dû cesser de se manifester car sinon la gibbsite secondaire serait aussi transformée.

La nature de ces gels est probablement alumino-silicique car dans les plus larges plages de gels on voit se former de très petits cristallites indéfinissables au microscope mais dont la présence est sans doute responsable, à l'analyse thermique différentielle, du pic endothermique à 575°C caractéristique de la *kaolinite*. Ce gel allait donc se transformer complètement en kaolinite. La présence de kaolinite est confirmée par rayons X.

La présence de ce gel se manifeste encore à l'analyse thermique différentielle par un dédoublement du pic de la gibbsite : apparition d'un pic secondaire emboîté dans le pic principal de la gibbsite mais dont la pointe se situe à une température inférieure à celle du pic principal de la gibbsite, ce qui tendrait à démontrer que la composition du gel est encore proche de celle de la gibbsite dont il provient.

TKN 32-31

La structure de la roche a disparu. Tout est remplacé par du plasma brun-rouge sans structure, avec beaucoup de fragments de quartz anguleux, des concrétions rouges presque opaques et de nombreux morceaux de roches altérées avec gibbsite ou gels. La kaolinite n'est pas identifiable malgré que sa présence soit signalée par analyse thermique différentielle et par diffraction de rayons X; elle est probablement dissimulée dans le plasma en trop petits cristaux ferruginisés pour être identifiée par les méthodes optiques.

§ 4 TROISIÈME SÉQUENCE D'ALTÉRATION : PLAGIOCLASE → GELS → GIBBSITE + KAOLINITE

1 Situation géographique

Ce type d'altération est rencontré dans les deux profils formant la partie inférieure de la première *catena*. Les deux profils (ZGN1 et BPN1) ont été prélevés respectivement sur la pente de piedmont de

la chaîne montagneuse et près du sommet d'une petite colline de faible dénivellation, plus loin dans un paysage largement ondulé. Les caractéristiques climatiques sont un peu moins sévères : les précipitations atmosphériques augmentant régulièrement avec l'altitude, le volume total des précipitations est donc un peu inférieur au maximum enregistré sur le sommet du Tonkoui. D'autre part, la pente générale du paysage étant beaucoup plus faible, le volume des eaux phréatiques restant important, le débit doit nécessairement être légèrement plus lent. La qualité de ces eaux est également modifiée car dans leur parcours antérieur elles ont eu la possibilité de dissoudre les éléments chimiques libérés des roches altérées dans des positions topographiquement supérieures.

2 Description générale de la transformation

a) STADE 1

Comme dans le cas précédent les fines fissures sont gainées d'un manchon isotrope de gels. Ces manchons sont très nombreux et parfois arrangés suivant un réseau très régulier, correspondant aux plans de clivages des feldspaths ou à des plans de fractures ouvertes par les efforts tectoniques antérieurs. Ces manchons de gels s'élargissent rapidement et prennent une grande importance (photos 19 et 20).

b) STADE 2

Les noyaux de feldspath isolés au sein des gels sont rapidement réduits à l'état de petits fragments de quelques dizaines de microns ou même moins encore. Dans de nombreuses plages feldspathiques, ces petits fragments sont parfaitement alignés, très nombreux, et conservent tous une extinction simultanée. Les gels, à ce moment, couvrent au moins 90% de la surface primitivement occupée par le feldspath frais (photo 21).

Les cristallites de gibbsite apparaissent dans les plages de gels, mais en n'envahissant pas, généralement, un fin liseré de gel contournant chaque petit noyau feldspathique. Les portions transformées en gibbsite représentent donc des portions de gels plus évolués parce que formés depuis plus longtemps. Ces cristallites sont extrêmement fins, de taille inférieure au micron, et ne sont pas identifiables au microscope. Les analyses thermiques et par diffraction de rayons X permettent de les identifier comme gibbsite. Ces cristallites sont arrangés sans ordre et ne se touchent pas.

c) STADE 3

Les petits noyaux de feldspath bien alignés disparaissent rapidement. Les cristallites envahissent alors tout le gel en ne respectant plus que quelques petites plages probablement formées les dernières (photo 22). Ces petites plages de gels non transformées sont plus dures que les autres car durant la préparation de la plaque mince elles n'ont pas emprisonné d'abrasif fin comme les plages en début de cristallisation (l'abrasif utilisé est optiquement isotrope).

Les cristallites grossissent rapidement et deviennent déterminables au microscope seul : il s'agit de gibbsite. Le fond de gel disparaît progressivement au profit de ces cristallites qui, en grossissant, finissent par se toucher (photo 23).

d) STADE 4

Dans ce dernier stade de transformation la kaolinite apparaît, d'abord en petits cristallites, identifiés par les autres méthodes, ensuite suffisamment grands et caractéristiques. Dans l'échantillon

ZGN16 la kaolinite remplit entièrement les plages ex-feldspathiques sous forme de beaux empilements longs de 50 microns au moins. Dans les échantillons BPN la cristallisation de la kaolinite est moins belle, et elle ne se forme bien qu'à proximité de fissures permettant des échanges plus faciles entre les gels et les solutions du sol. Dans ce cas, les petits cristaux de kaolinite s'organisent en longues bandes parallèles à ces fissures (photo 24).

3 Description pétrographique de la partie basse de la *catena*

LE PROFIL ZGN 1

ZGN 19

Roche fraîche. C'est un *granite noritique porphyroïde* avec *quartz* abondant en grains assez gros ou en plages de plus fine mosaïque. Le feldspath est de l'*orthose* et de l'*albite* mais avec quelques plagioclases légèrement plus basiques. Les bourgeons de *myrmékite* sont fréquents. A l'intérieur des feldspaths il y a parfois de nombreux îlots de *quartz* à extinction simultanée. Les minéraux foncés sont constitués de *biotite*, *augite*, *hypersthène* et minerais opaques. L'*augite* et l'*hypersthène* sont souvent groupés et entourés de paillettes de *biotite* très pléochroïque dans les tons brun-violacés. La *biotite* en cristaux isolés est presque toujours accompagnée de minerais opaques. L'échantillon de roche n'est pas parfaitement frais car certains clivages des feldspaths et des pyroxènes sont soulignés par des infiltrations ferrugineuses, surtout en bordure des zones à *biotite*.

ZGN 17

Roche de même composition que la précédente mais profondément altérée, s'écrasant facilement sous le choc du marteau. Les feldspaths sont en voie d'altération : l'*orthose* comme l'*albite* sont parcourues par un réseau très serré de fissures. Ces fissures sont de deux types. Un premier réseau souligné par des hydroxydes de fer ou des produits de décomposition des minéraux ferro-magnésiens voisins (ce réseau de fissure existait seul dans l'échantillon ZGN18 non décrit ici). Ce premier réseau est assez espacé. Un second réseau se superpose au premier, plus serré mais de même direction. Ces fissures du second type sont ouvertes et entourées d'un manchon assez épais de *gels* dépourvus de cristallites. Les bourgeons de *myrmékite* sont également altérés en gels et les gerbes de *quartz* sont maintenues comme suspendues au milieu de ces gels.

Les *pyroxènes* sont profondément transformés : les larges fissures du premier réseau se sont ferruginisées en emprisonnant des paillettes de *bowlingite*, tandis que le second réseau de fissures n'a fait que ferruginiser le cristal. Le réseau de clivages est transformé en un réseau d'hydroxydes de fer amorphes parfois mélangés à un peu de *gæthite*. Les noyaux sains de pyroxènes disparaissent rapidement. Finalement la totalité de ces cristaux est transformée en un fin réseau d'hydroxydes de fer ne comportant que peu de vides.

La *biotite* se transforme provisoirement en *vermiculite* mais très rapidement la biréfringence diminue, la couleur et le pléochroïsme disparaissent et on voit apparaître de très beaux empilements de *kaolinite*, larges de 15 à 100 microns, courbés ou sinueux, entourant les minéraux opaques inaltérés primitivement associés à la *biotite* dans la roche fraîche. L'espace interstitiel entre les empilements de *kaolinite* est coloré par des hydroxydes de fer provenant de l'altération des pyroxènes voisins.

ZGN 15

Roche complètement altérée, s'écrasant facilement sous les doigts. Les *feldspaths* sont presque entièrement altérés en *gels*, le réseau de fissures s'étant encore reserré. Au sein de ces gels apparaissent

de nombreux petits cristallites, disséminés en pluie dans la masse amorphe du gel. Aux endroits plus proches de fissures plus larges restées ouvertes, les cristallites grossissent subitement et les feuillets de kaolinite apparaissent nettement. Les petits cristallites non identifiables au microscope sont identifiés comme *gibbsite* par les autres méthodes.

ZGN 16

Échantillon d'argiles bariolées blanches et rouges, localisées en poches dans la roche décomposée types ZGN 17 et ZGN 15. Il n'y a plus de *gibbsite* dans cet échantillon. La plupart des *feldspaths* préalablement transformés en *gels* montrent maintenant de beaux empilements de cristaux de *kaolinite*, parfaitement limpides dans les taches blanches, avec oxydes et hydroxydes de fer dans les taches rouges. Ces empilements de kaolinite sont cependant beaucoup plus petits, en moyenne, que ceux provenant de l'altération de la biotite.

Les *biotites* sont remplacées par de grands empilements de *kaolinite* via un stade intermédiaire de *vermiculite* dont il subsiste encore quelques feuillets, plus colorés, plus biréfringents, légèrement pléochroïques, emprisonnés entre les feuillets de kaolinite. Ces plus grands cristaux de *kaolinite-vermiculite* sont encore associés aux minéraux opaques comme l'était la *biotite* dans la roche fraîche.

Les *pyroxènes* sont transformés en hydroxydes de fer, parfois en oxydes dans les plages rouges. Les vides cloisonnés par les ex-clivages ferruginisés sont souvent remplis de *kaolinite* plus finement cristallisée. Dans l'échantillon ZGN 14 (qui ne sera pas décrit parce que trop ressemblant à l'échantillon ZGN 15) les vestiges de pyroxènes se décolorent rapidement, tout le fer étant évacué. En même temps apparaît un mélange de *bowlingite* et de *kaolinite*, cette dernière étant plus abondante au voisinage des fissures parcourant les plages ex-pyroxéniques.

ZGN 13-12-11

Échantillons dans lesquels la structure primitive de la roche s'estompe progressivement. Dans les deux échantillons de surface, le plasma est argileux, kaolinitique. Le squelette est composé de fragments de *quartz* et de roche altérée avec beaux cristaux de *gibbsite*, ou avec *gels* en manchon autour de fissures brunes. Ces fragments de roches présentent tous les caractères des échantillons recueillis sur les pentes du Tonkoui (TKN 1-2-3).

 LE PROFIL BPN 1

BPN 18

Roche fraîche. *Granite noritique à hypersthène*. Le *quartz* est abondant. Le feldspath est de l'*orthose* et un plagioclase de composition d'environ 32% An : *andésine acide*. L'*orthose* contient de fréquentes inclusions de *quartz* et de séricite. La *biotite* est très pléochroïque, associée ou non aux minerais opaques qui ne sont pas très abondants.

Le *pyroxène* est de l'*hypersthène* mais en proportion ne dépassant pas 5-8%. Il est fréquemment parcouru de fissures ferruginisées et est associé à la biotite, aux minerais opaques et aussi à un peu de *chlorite* verte peu pléochroïque.

BPN 17

Roche en début d'altération. La plupart des *feldspaths* sont parcourus de fissures avec *gels* incolores. Le réseau de ces gels est parfois très serré au point qu'il ne subsiste plus que de très petits fragments de feldspath sain bien alignés au milieu des gels. Au voisinage des minéraux ferro-magnésiens ou des pédotubules, les gels sont colorés par des apports ferrugineux. Certains grains de feldspath ont

entièrement disparu au profit des gels : dans ce cas il est fréquent que ces gels contiennent de la *kaolinite* généralement assez mal formée et aussi de petits cristaux de *gibbsite* où l'on distingue les individus maclés bien caractéristiques de cette espèce minérale. L'analyse thermique différentielle et la diffraction de rayons X confirment la présence simultanée de ces deux minéraux.

La *biotite* est transformée en *vermiculite*; parfois elle est simplement ferruginisée. La *chlorite* qui l'accompagnait dans la roche fraîche est transformée en *chlorito-vermiculite*, jaune-verdâtre, avec une biréfringence beaucoup plus élevée que celle de la chlorite primaire.

Le *pyroxène* est remplacé par un minéral secondaire ayant toutes les caractéristiques de la *bowlingite*. Elle se présente en grandes lamelles parallèles; un ensemble de lamelles remplace tout un cristal de *pyroxène* et présente ainsi une extinction simultanée. La *quartz* et les minéraux opaques sont inaltérés.

BPN 16

Roche altérée à feldspaths pulvérulents, de couleur blanche et rose qui forme la transition avec la roche d'aspect peu altéré étudiée ci-dessus et l'horizon bariolé rouge et blanc qui la surmonte directement.

De très nombreux cristallites envahissent les plages de gels, principalement celles où les fragments de feldspath sain sont devenus petits et rares. Ces cristallites de taille largement inférieure au micron ne sont pas déterminables au microscope optique : ils apparaissent comme une multitude de points légèrement lumineux entre nicols croisés mais isolés les uns des autres dans la masse du gel. L'analyse thermique différentielle et les rayons X montrent l'existence d'un peu de *kaolinite* bien cristallisée accompagnée d'un peu de *gibbsite*. Vu la petitesse des cristallites, il est impossible de différencier ces deux minéraux et d'apprécier leur répartition au sein de ces gels. Le *plagioclase* s'altère plus rapidement que l'*orthoclase* mais le processus d'altération est le même pour les deux minéraux. Les minéraux accessoires se comportent ici de la même façon que dans l'échantillon précédent.

Une plaque mince taillée dans le même horizon mais dans une position plus proche de l'horizon suivant, montre que les cristallites ont grossi suffisamment pour devenir identifiables au microscope : il s'agit principalement de *gibbsite* en mélange avec la *kaolinite*, cette dernière se développant principalement près des endroits fissurés mieux drainés.

Les *pyroxènes* sont également transformés en *kaolinite* avec très peu d'hydroxydes de fer. Dans les échantillons précédents, ces *pyroxènes* étaient altérés en *bowlingite*.

La *gibbsite* bien cristallisée ne se montre nettement que dans les réseaux de fractures parcourant ces *pyroxènes* décomposés, où elle est visiblement apportée. Les hydroxydes de fer ont été lessivés en grande partie car les plages ex-pyroxéniques sont à peine colorées. La *biotite* a fait place à la *kaolinite* dans laquelle il reste encore quelques paquets de feuillets de *vermiculite*.

BPN 15

Horizon bariolé de couleur rouge et blanc, argileux avec sables grossiers. Au microscope on distingue bien les gels mais la *kaolinite* domine largement la *gibbsite*. La *biotite* est remplacée par de très beaux empilements de *kaolinite* de plus de 100 microns de largeur et de longueur dépassant 150 microns. Vue l'absence des pigments ferrugineux et la similitude des minéraux secondaires, les plages ex-pyroxéniques et ex-feldspathiques prennent un aspect assez semblable.

BPN 14

Horizon d'argiles sableuses bariolées de couleurs très contrastées. La structure de la roche est très bien conservée mais la quantité de *gibbsite* augmente à nouveau tandis que la quantité de *kaolinite*

reste assez constante. Les plaques minces et les analyses thermiques et par rayons X des trois horizons supérieurs montrent que la quantité de *gibbsite* va maintenant en diminuant alors que la proportion de *kaolinite* reste plus ou moins constante.

4 Description pétrographique d'un autre exemple pris dans le Sud-Ouest

Cette autre description de l'altération d'un plagioclase suivant la séquence plagioclase → gels → gibbsite nous semble intéressante à plusieurs points de vue. D'abord la roche mère du profil est une vraie roche basique, une *dolérite*, alors que les roches des profils TKN, ZGN et BPN, c'est-à-dire celles de toute la *catena* précédente, sont des *norites* ou des *granites noritiques* avec ou sans quartz mais dans lesquelles les feldspaths sont beaucoup moins basiques. Cette description supplémentaire permet ensuite de se rendre compte que cette séquence d'altération n'est pas propre à la première *catena* mais qu'elle représente le résultat d'un processus largement répandu en zone ferrallitique. D'autres exemples seront étudiés à propos de l'étude de l'altération des minéraux ferro-magnésiens et des chlorites.

LE PROFIL ST17

ST 175 R

Grosse boule de *dolérite* fraîche entourée de ses deux cortex altérés RC1 et RC2. La roche fraîche est une *dolérite* à cristaux assez grands, composée de plagioclases à 45%An (*andésine* basique), en structure ophytique, maclés suivant la loi de l'albite. L'*augite*, en structure intersertale est légèrement colorée et est parfois entourée de petites paillettes de *chlorite* verte, associée elle-même le plus souvent à de l'*ilménite* et à des paillettes de *biotite*. On trouve en outre un peu de *quartz* et des bourgeons de *myrmékite*.

ST 175 RC 1

Cortex large de quelques millimètres, apparaissant blanc et contrastant ainsi avec le noyau frais gris-noir et le cortex extérieur brun. Les *plagioclases* sont envahis par des bandes de *gels* isotropes, sans cristallites, arrangées souvent en réseau assez régulier et découpant le cristal en losanges parfois caverneux ou denticulés. Certaines bandes plus proches des cristaux d'*augite* renferment de petits cristallites rouille d'hydroxydes de fer et aussi de petites paillettes pléochroïques, brun-vert, probablement des *chlorito-vermiculites* ou des *vermiculites* provenant des plages voisines de *chlorite* et de *biotite*.

Les *augites* sont très légèrement altérées : leurs clivages deviennent très apparents, se chargent d'un peu d'hydroxydes de fer plus ou moins cristallins, tous les clivages d'un même ex-cristal d'*augite* s'éteignant en même temps, mais dans une position différente de la position d'extinction des noyaux d'*augite* fraîche.

La *biotite* et la *chlorite* sont transformées en *vermiculite*.

ST 175 RC 2

Cortex extérieur, brun, poreux, épais de deux centimètres environ. Les fragments de *plagioclase* ont presque disparu, ou tout au moins leur dimension a fortement diminué au profit des plages de *gels* qui se sont étendues. Au milieu de celles-ci et bientôt dans leur totalité, apparaissent les cristaux de *gibbsite*. Le *gel* disparaît rapidement et le cristal primitif de plagioclase est remplacé par une plage de *gibbsite* avec vacuoles vides. L'aspect de ces plages *gibsitiques* est comparable à celui rencontré dans les profils TKN3, AYA2, BDA2, etc.

L'*augite* dont le début d'altération avait remplacé les clivages et les fractures par un réseau ferrugineux, est maintenant totalement transformée en hydroxydes de fer plus ou moins anisotropes. Les plages de *chlorite* et de *biotite* sont transformées en *vermiculite*. Mais celle-ci se charge souvent d'hydroxydes de fer qui la rendent méconnaissable. En quelques endroits, moins enrichis en hydroxydes, et mieux drainés, la *vermiculite* cède la place à la *kaolinite* mais les beaux exemples de cette transformation sont rares dans la préparation. Le *quartz* et l'*ilménite* se retrouvent inaltérés, noyés dans les plages ferrugineuses ou gibbsitiques.

§ 5 ANALYSES MINÉRALOGIQUES COMPARÉES DES PROFILS DE LA PREMIÈRE CATENA

1 Analyses thermiques différentielles

a) LE PROFIL TKN1 (voir graphique 1)

Ce graphique groupe toutes les courbes d'analyses thermiques différentielles du profil. Dans les trois horizons inférieurs le pic de la *gibbsite* est très prononcé, avec sa petite inflexion de début causée par le départ d'une demi molécule d'eau sur les trois que contient la gibbsite. Dans les deux horizons supérieurs le pic principal de la gibbsite diminue tandis qu'apparaît l'exothermique causé par la combustion des matières organiques. Il n'y a pas de pic exothermique à haute température.

b) LE PROFIL TKN2 (voir graphique 2)

Le pic endothermique de la *gibbsite* est très prononcé dans les horizons inférieurs, il s'atténue un peu en surface, tandis qu'apparaissent les matières organiques responsables du large pic exothermique compris entre 500°C et 800°C. Un peu de *kaolinite* apparaît dans l'échantillon 24.

c) LE PROFIL TKN3 (voir graphique 3)

Le pic endothermique est encore très net dans les niveaux inférieurs du profil. Il diminue nettement à partir du niveau 34 en même temps qu'apparaît l'exothermique à 950°C caractéristique de la *kaolinite*. Dans l'échantillon 33 le pic principal de la *gibbsite* se dédouble. Lors de la description pétrographique nous avons mis ce dédoublement en rapport avec la gélification de la gibbsite alors que les fins cristallites de kaolinite étaient responsables de l'endothermique principal à 575°C. Ce niveau 33 est le seul qui montre, microscopiquement, la transformation de la gibbsite en gels; c'est aussi le seul à montrer ce dédoublement du pic de la gibbsite. Large pic exothermique entre 550 et 800°C dû à la combustion de la matière organique.

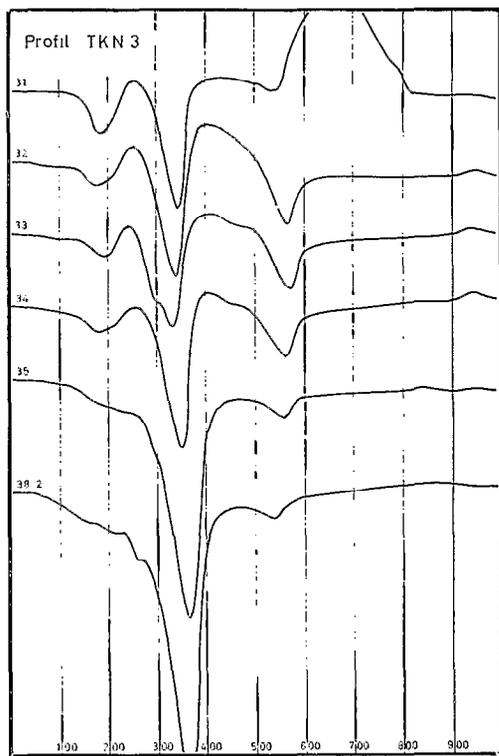
d) LE PROFIL ZGN1 (voir graphique 4)

La *kaolinite* (pic à 575°C) apparaît dès les premiers niveaux d'altération en compagnie d'un peu de *gibbsite* (pic à 310°C). La proportion de kaolinite va croissante de bas en haut, exception faite de l'échantillon 16 (argile bariolée) nettement plus riche en kaolinite et dépourvu de gibbsite. La proportion de gibbsite augmente un peu dans les horizons superficiels mais l'examen pétrographique de ces échantillons montre que cette gibbsite est importée dans le profil sous forme de fragments de roches altérées et de concrétions allochtones. La forte proportion de gels dans l'échantillon 17 se manifeste par un pic endothermique prononcé à 175°C (départ de l'eau d'hydratation du gel).



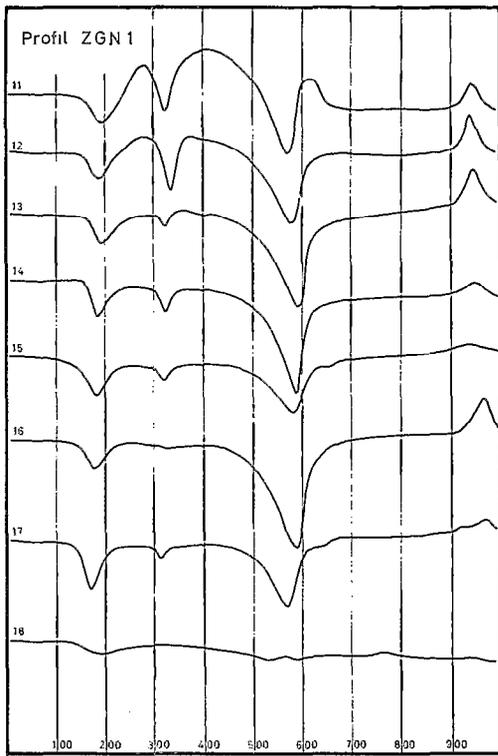
Graphique 1

Graphique 2



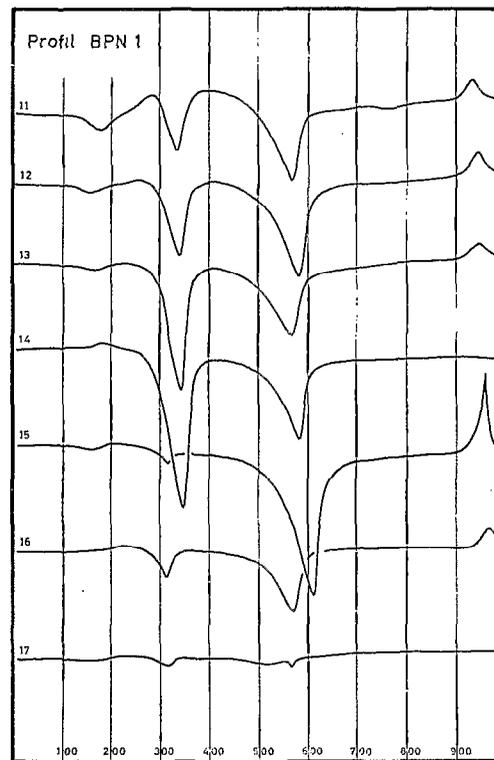
Graphique 3

Graphique 4



e) LE PROFIL BPN I (voir graphique 5)

Dans l'échantillon 17 qui est à peine altéré se remarquent deux très petits pics endothermiques à 310 et 575°C causés respectivement par la présence de très petites quantités de *gibbsite* et de *kaolinite*. Dans l'échantillon suivant la quantité des deux minéraux augmente, surtout celle de la kaolinite. Ces deux minéraux se retrouvent en association dans les gels issus de la transformation des feldspaths. Dans l'échantillon 15, niveau inférieur de l'argile bariolée, la kaolinite bien cristallisée (très bel exothermique à 960°C) est largement dominante. Dans les échantillons supérieurs d'argiles bariolées contrastées et dans les niveaux argilo-sableux, la gibbsite apparaît brusquement alors que la kaolinite diminue puis se maintient en proportions relativement constantes. La gibbsite diminue rapidement du niveau bariolé 14 au niveau superficiel 11.



Graphique 5

2 Analyses par diffraction de rayons X

Ce tableau montre clairement l'ordre dans lequel disparaissent les minéraux primaires et celui dans lequel apparaissent les minéraux secondaires. Au sujet des premiers, plagioclases et pyroxènes disparaissent rapidement et en totalité dès les premiers stades d'altération, du moins en ce qui concerne les trois profils de montagne. Dans les deux profils de piedmont, le feldspath se maintient beaucoup plus longtemps dans la séquence d'altération. Sa proportion diminue nettement dans les deux niveaux d'argiles bariolées (ZGN16 et BPN15-14). Le quartz a tendance à s'accumuler dans les horizons superficiels. Cette accumulation est du type relatif parce que ce minéral est très inaltérable, et du type absolu parce

qu'il est chaque fois apporté à l'état détritique en même temps que des concrétions et des débris de roches altérées.

	<i>Qtz</i>	<i>Plag</i>	<i>Pyrx</i>	<i>Biot</i>	<i>Chlo</i>	<i>Magn</i>	<i>Bowl</i>	<i>Kaol</i>	<i>Gibb</i>	<i>Get</i>	<i>Héma</i>
TKN15RC	—	4	6	—	—	18	—	—	>100	44	—
TKN15R	—	>100	33	—	—	29	—	—	—	—	—
TKN21	22	—	—	—	—	6	—	—	33	12	5
TKN22	25	—	—	—	—	6	—	—	47	14	7
TKN23	29	—	—	—	—	5	—	—	70	19	6
TKN24	23	—	—	—	—	6	—	—	85	21	7
TKN25	21	—	—	—	—	7	—	—	>100	70	17
TKN31	75	—	—	—	—	8	—	6	55	33	8
TKN32	53	—	—	2	2	10	—	6	44	27	8
TKN33	42	—	—	—	—	10	—	5	37	19	8
TKN34	53	—	—	—	—	10	—	3	45	20	9
TKN35	13	—	—	—	—	11	—	2	>100	28	10
TKN37	11	—	—	—	—	8	—	—	>100	32	10
TKN38	12	7	3	—	—	7	—	—	>100	33	12
TKN39R	7	95	26	—	—	19	—	—	—	—	—
ZGN11	75	19	3	—	—	5	—	17	11	??	4
ZGN12	58	72	—	2	—	7	—	19	15	??	4
ZGN13	43	42	—	??	—	7	—	17	3	??	4
ZGN15	45	48	??	2	*5	12	*5	8	3	??	2
ZGN16	35	18	—	5	—	18	—	24	—	??	4
ZGN17	53	37	27	2	*3	9	*3	6	2	—	1
ZGN19R	43	67	13	7	—	11	—	2	—	—	—
BPN11	>100	—	—	—	—	7	—	17	18	7	—
BPN12	>100	—	—	—	—	7	—	22	23	??	—
BPN13	>100	—	—	—	—	5	—	19	45	??	4
BPN14	>100	—	—	3	—	8	2	19	80	??	3
BPN15	72	—	—	—	—	10	—	26	2	??	3
BPN16	>100	90	8	6	—	8	—	2	5	??	—
BPN17	>100	85	8	3	—	6	—	—	3	—	—
BPN18R	64	>100	10	10	—	10	—	—	—	—	—

La gibbsite apparaît directement dans de fortes proportions dans les trois profils situés sur les pentes et le sommet du Tonkouï. La proportion de gibbsite y diminue régulièrement de bas en haut de ces profils. Dans les deux profils de piedmont, la cristallisation de la gibbsite est beaucoup plus lente et la quantité totale de gibbsite est toujours très faible dans les premiers niveaux d'altération. Dans le profil ZGN1 elle n'apparaît nettement que dans les deux horizons superficiels : la gibbsite est d'origine allochtone, apportée dans les débris de roche altérée venus des versants de la montagne. Dans le profil BPN1, au contraire, son apparition est brutale dans le niveau moyen de l'argile bariolée et sa proportion va ensuite en diminuant régulièrement.

La kaolinite n'apparaît pas dans les deux profils situés près du sommet du Tonkouï. Elle apparaît en petites quantités dans les horizons supérieurs du profil TKN3 et passe par un maximum dans les

niveaux où l'on note une gélification de la gibbsite. C'est également à partir de ce niveau que l'on enregistre une diminution sensible de la proportion de gibbsite dans ce profil. En bas de pente la proportion de kaolinite est beaucoup plus importante; elle apparaît cependant assez lentement lors de l'altération des feldspaths. La production de kaolinite passe par un maximum dans les deux niveaux d'argiles bario-lées (ZGN16 et BPN15). La kaolinite formée dans les niveaux inférieurs semble ne diminuer que très peu dans les horizons superficiels.

§ 6 ANALYSES CHIMIQUES TOTALES DES PROFILS DE LA PREMIÈRE CATENA

1 Résultats classiques d'analyse exprimés en pourcents

	H ₂ O	I	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
TKN15R	0,11	1,13	50,34	12,40	1,35	15,58	0,10	12,12	5,94	0,31	1,07	100,45
TKN15C	21,17	2,30	6,68	34,20	1,43	33,60	0,21	0,33	0,10	0,35	0,24	100,61
TKN25	23,25	0,95	4,22	30,50	2,05	38,97	0,16	0,25	0,16	0,21	0,15	100,87
TKN24	23,10	1,73	11,42	23,00	0,98	38,67	0,10	0,28	0,08	0,27	0,10	99,73
TKN23	23,00	1,81	13,71	21,30	0,90	37,42	0,15	0,39	0,06	0,24	0,11	99,09
TKN22	23,06	1,37	18,82	21,30	0,98	31,81	0,15	0,33	0,14	0,36	0,15	98,67
TKN38	19,52	1,13	12,63	26,20	1,35	36,03	0,11	0,92	1,36	0,49	0,17	99,91
ZGN19R	0,71	0,73	62,68	7,80	0,85	18,79	0,40	5,26	1,64	0,51	0,29	99,66
ZGN17	8,22	0,99	54,88	9,00	1,00	23,98	0,34	0,98	0,38	0,47	0,15	100,39
ZGN16	10,63	1,74	49,39	10,00	1,10	26,63	0,14	0,36	0,30	0,33	0,03	100,65
ZGN15	7,52	2,20	54,49	9,80	1,10	21,38	0,22	1,23	0,58	0,47	0,19	99,18
ZGN13	9,81	0,98	50,00	9,50	1,52	25,75	0,14	0,44	0,34	0,38	0,17	99,03
ZGN12	11,34	2,30	47,85	8,50	1,04	25,49	0,14	0,42	0,54	0,39	0,13	98,14
BPN18R	0,29	0,35	72,33	2,90	0,10	15,45	0,03	1,75	0,25	1,89	3,10	98,44
BPN17	2,15	0,66	71,93	2,90	0,67	16,51	0,05	1,68	0,38	0,78	0,36	98,07
BPN16	5,02	0,92	69,53	1,40	0,30	20,15	0,02	0,70	0,44	0,48	0,09	99,05
BPN15	10,78	0,94	54,37	4,70	0,30	27,02	0,02	0,30	0,26	0,33	0,09	99,01
BPN14	13,78	0,62	50,04	4,20	0,32	30,63	0,03	0,28	0,18	0,33	0,07	100,48
BPN13	11,78	0,75	54,93	6,40	0,55	25,03	0,03	0,33	0,26	0,21	0,04	100,31
BPN12	11,97	0,69	55,53	4,90	0,60	25,70	0,04	0,28	0,18	0,33	0,07	100,29

2 Résultats recalculés suivant le raisonnement isovolumétrique

Les chiffres représentent les différences en pourcents, positives ou négatives, par centimètre-cube de roche altérée par rapport à un centimètre-cube de roche fraîche.

	Dens.	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	
TKN15	1,20	-94,84	+8,08	-15,50	-98,95	-99,34	-55,79	-91,13	
TKN25	1,14	-96,88	-8,39	-6,85	-99,24	-99,01	-74,74	-94,80	Densité de la roche fraîche = 3,06
TKN24	1,60	-88,14	-3,06	+29,72	-98,78	-99,28	-54,74	-95,11	
TKN23	1,31	-88,30	-26,18	+3,28	-98,62	-99,56	-67,37	-95,71	
TKN22	1,60	-80,47	-10,26	+6,66	-98,57	-98,78	-40,00	-92,66	
TKN38	1,21	-90,06	-16,31	-8,40	-97,00	-90,91	-37,89	-93,58	
ZGN17	1,25	-54,94	-40,62	-34,31	-90,39	-87,96	-53,22	-73,24	Densité de la roche fraîche = 2,43
ZGN16	1,30	-58,01	-31,72	-24,47	-96,32	-90,22	-65,32	-94,37	
ZGN15	1,42	-49,15	-26,55	-33,44	-86,32	-79,69	-45,97	-61,97	
ZGN13	1,42	-53,39	-28,82	-20,73	-95,15	-87,96	-57,25	-66,20	
ZGN12	1,38	-56,62	-38,09	-22,90	-95,46	-81,20	-57,25	-74,65	
BPN17	2,43	-7,27	-6,63	-0,37	-10,55	+41,53	-61,58	-89,22	Densité de la roche fraîche = 2,60
BPN16	1,67	-38,39	-68,96	-16,36	-74,31	+12,31	-83,74	-98,14	
BPN15	1,59	-53,93	-66,98	+7,26	-89,45	-36,92	-89,23	-98,26	
BPN14	1,56	-58,45	-13,00	+19,05	-90,33	-56,92	-89,63	-98,64	
BPN13	1,48	-56,68	+25,99	-7,61	-89,23	-40,00	-93,70	-99,26	
BPN12	1,29	-61,87	-16,05	-17,39	-92,09	-64,61	-91,26	-98,88	

§ 7 BILANS GÉOCHIMIQUES DES ÉLÉMENTS PRINCIPAUX DANS LA PREMIÈRE CATENA

1 Le comportement de la silice

La silice est éliminée à 95% du cortex altéré TKN15. Ce cortex est en contact étroit autour du noyau de roche fraîche. L'altération la plus complète de la roche s'effectue donc sur une distance très courte, ne dépassant pas deux millimètres. A la base du profil suivant, l'exportation de la silice est encore légèrement plus intense puisqu'elle atteint 97%. Dans les horizons supérieurs de ce profil TKN2, l'exportation de la silice est un peu moins élevée. Ce pourcentage allant en diminuant, il faut admettre une certaine importation de silice qui vient se fixer dans ces horizons de roche altérée et qui provient de l'altération de roches dans une situation topographiquement plus élevée. Cette imprégnation par la silice ne se fait pas sentir dans le niveau inférieur car à cet endroit la roche, quoique complètement altérée, est massive. Il faut attendre la formation de fissures et de pédotubules, engendrées entre autre par l'activité des racines et des animaux fouisseurs, pour voir pénétrer et se déposer la silice. Les rayons X et l'examen pétrographique ne montrent aucune trace de kaolinite dans ces niveaux. Il n'est cependant pas exclu que cette silice ait pu se fixer à l'état amorphe en mélange avec la goëthite en revêtement des pédotubules. Le nombre de pédotubules augmente régulièrement de bas en haut du profil puisqu'elles sont dues principalement à l'activité des racines et aux lents mouvements de masse le long des fortes pentes.

A la base du profil TKN3, l'exportation de la silice est encore très importante puisque l'on y enregistre une diminution de 90% par rapport à la roche mère. Cette rétention très partielle de la silice est à mettre en rapport avec la présence de gels qui forment, dans ce profil, un stade intermédiaire entre le feldspath et la gibbsite. La position topographiquement beaucoup plus basse de ce troisième profil

entraîne des différences dans la qualité de l'eau qui le traverse. Cette eau qui est amenée du sommet, du moins en partie, est déjà partiellement chargée en silice et cations divers. Sa possibilité d'en dissoudre encore au passage dans ce profil en est diminuée d'autant et l'exportation de la silice en est ralentie.

Dans les deux profils de piedmont la situation est différente. L'élimination de la silice est beaucoup plus lente et l'exportation finale atteint un palier inférieur de beaucoup à celui atteint dans les profils supérieurs. Les roches complètement altérées n'ont perdu que 50 à 60% de leur silice initiale. Dans le profil ZGN 55% de la silice sont exportés dès les premiers stades d'altération, mais ce pourcentage ne varie plus beaucoup dans les stades ultérieurs. Notons que le niveau d'argiles bariolées, niveau le plus riche en kaolinite, est aussi le plus pauvre en silice. Or dans ce niveau les feldspaths et les gels, ainsi d'ailleurs que la gibbsite, ont disparu. Déjà dans les niveaux plus profonds, les feldspaths frais étaient en voie de disparition et étaient presque entièrement remplacés par des gels très abondants. On pourrait en conclure que ces gels étaient trop siliceux pour permettre l'apparition massive de la kaolinite puisque c'est dans l'horizon le plus appauvri qu'apparaît le plus de kaolinite.

Dans le profil BPN, le lessivage de la silice est régulier mais le taux final de l'exportation reste comparable à celui présenté par le profil précédent.

Le taux final d'exportation de silice reste dans des valeurs moyennes pour ces deux derniers profils puisqu'il se situe entre 50 et 60%. Seulement on n'est pas moins obligé de conclure que le lessivage de la silice reste intense car le taux lessivé de la silice-silicatée est de loin supérieur à ce chiffre puisqu'une bonne partie de la silice totale initiale se trouve sous forme de silice-quartz très difficilement solubilisée. Ceci est confirmé par l'examen des plaques minces dans lesquelles les grains de quartz sont intacts même dans les niveaux les plus altérés. Les valeurs enregistrées dans ces deux profils de piedmont doivent donc être corrigées et ramenées à des niveaux supérieurs. Vu la proportion de quartz dans ces échantillons, le taux d'élimination de la silice-silicatée peut être estimée à environ 75-80%.

En conclusion le pourcentage de silice-silicatée lessivée des niveaux inférieurs de la zone altérée va en diminuant progressivement de haut en bas du massif montagneux. Le pourcentage absolu d'élimination reste cependant très élevé dans tous les cas.

2 Le comportement de l'alumine

Sur le sommet du Tonkouï, le drainage est tellement intense que même une partie de l'alumine est éliminée. En effet on enregistre une perte de 15% dans le cortex altéré TKN15C par rapport à la roche fraîche TKN15R. Rappelons qu'un peu d'alumine se trouve combinée dans les augites et qu'il ne se forme jamais de gibbsite dans les cristaux de pyroxènes altérés. Cette alumine est donc exportée en totalité. Cependant ce fait ne peut pas être tenu pour responsable des 15% d'alumine lessivés puisque les augites ne contiennent que quelques pour-cent d' Al_2O_3 .

A la base du second profil, cette exportation d'alumine est déjà moins marquée : seulement 7% de perte. Dans l'horizon immédiatement supérieur on enregistre au contraire une importation importante d'alumine : (-7 à +30% = 37% d'importation). Cette alumine provient entre autre de l'altération des niveaux rocheux topographiquement plus élevés et qui en s'altérant perdent environ 15% d'alumine comme le profil TKN15C. Les horizons supérieurs TKN23 et TKN22 sont moins enrichis en alumine : 10 et 14% seulement. La présence dans ces niveaux de quantités importantes de matières organiques, modifiant sensiblement les conditions de pH, empêche le dépôt de l'alumine qui est obligée de descendre plus bas pour se fixer, ou bien, dans un stade antérieur, c'est-à-dire à une époque où le front d'altération était plus élevé qu'actuellement, le niveau 23 se comportait alors comme le niveau 24 se comporte actuelle-

ment et accumulait de l'alumine. Avec le progrès de l'érosion et la descente du front d'altération, l'alumine importée ne s'est plus trouvée en équilibre et a été depuis en grande partie éliminée de ces niveaux et apportée dans le niveau inférieur 24. Cette alumine importée constitue en quelque sorte un héritage des époques antérieures.

A la base du troisième profil l'élimination de l'alumine ne représente plus que 8%. Les analyses chimiques n'ont pu être effectuées pour les horizons supérieurs de ce profil. Cependant l'examen pétrographique permet, dans une certaine mesure, d'en reconstituer l'histoire pédologique. A hauteur du niveau 33 nous voyons la gibbsite se transformer en gels et dans ces gels nous voyons parfois un début d'évolution vers la kaolinite, évolution confirmée par les autres méthodes d'analyses minéralogiques. Cette évolution de la gibbsite en gels et puis en kaolinite ne peut s'effectuer que par importation de silice. Une importation de silice avait déjà été notée, par analyse chimique, dans les niveaux supérieurs du second profil. Le profil TKN3, situé largement en contrebas du précédent doit donc être normalement plus enrichi encore en silice que ne l'était le profil TKN2, situé relativement près du sommet. A un certain moment la phase d'importation de silice a dû cesser car nous voyons apparaître la gibbsite, non plus par évolution de gels, mais en dépôt très régulier dans tous les espaces vides : trous, pédotubules, plages ferrugineuses ex-pyroxéniques, plages vides ex-feldspathiques, etc. Il s'agit donc bien d'une importation généralisée et non d'une évolution d'un matériau préexistant sur place. Cette importation massive d'alumine avait également été notée à propos du profil TKN2.

Après une assez forte exportation d'alumine dans les premiers stades d'altération du profil ZGN1, la tendance générale est à l'enrichissement dans les échantillons plus altérés. Cette importation d'alumine va d'ailleurs de pair avec l'apparition de la kaolinite. Ainsi l'échantillon d'argiles bariolées qui est le plus alumineux est aussi le plus riche en kaolinite. Le raisonnement tenu ici est complémentaire de celui tenu à propos du comportement de la silice dans ce même niveau : l'apparition de la kaolinite semblait retardée par excès de silice, elle semble maintenant favorisée par apport d'alumine, ce qui revient au même : l'excès de silice se combinant avec la quantité d'alumine importée.

En début d'altération, l'alumine est également exportée (— 16%) du profil BPN1. Dans ce premier niveau c'est principalement la gibbsite qui apparaît au sein des gels. La proportion de kaolinite reste très faible. Nous assistons ensuite à la formation accélérée de la kaolinite, qui coïncide avec une nette importation d'alumine (23% d'importation dans le niveau 15 par rapport au niveau 16). L'importation continue dans l'horizon suivant, mais alors c'est la gibbsite qui apparaît massivement à côté d'une proportion de kaolinite sensiblement égale à celle rencontrée dans le niveau sous-jacent. Dans les trois horizons supérieurs, le bilan redevient négatif, la quantité de kaolinite se maintient plus ou moins constante tandis que la quantité de gibbsite diminue progressivement. En conclusion l'évolution minéralogique de ce profil peut se résumer de la façon suivante :

Comme dans le cas du profil ZGN, le gel formé en début d'altération n'évolue pas en kaolinite mais en gibbsite. Cette gibbsite, présente sous forme de petits cristaux dans les premiers niveaux, se transforme lentement en kaolinite ainsi que les portions de gels non encore transformées. La kaolinite n'atteint son plein développement qu'à partir du niveau 15. C'est également dans ce niveau qu'apparaît l'importation de l'alumine, comme dans le cas de l'échantillon ZGN16. Plus haut dans le niveau BPN14 la silice continue d'être exportée comme le montre le bilan négatif de cet élément, alors que l'alumine, au contraire, est importée dans de fortes proportions. Le seuil de l'équilibre Si-Al favorable à la formation de kaolinite est dépassé et l'alumine en excès cristallise en gibbsite. Dans le niveau suivant, BPN13, l'exportation de la silice va de pair avec l'annulation de l'importation de l'alumine : les deux minéraux kaolinite et gibbsite diminuent. A partir du niveau 12 l'exportation d'alumine prend le pas sur celle de la silice : le minéral cristallisé le plus déséquilibré est la gibbsite : c'est ce minéral qui disparaît d'abord, tandis que la kaolinite se maintient en proportions plus ou moins constantes jusqu'au sommet du profil.

L'exportation de l'alumine dans les horizons superficiels, aux dépens de la gibbsite, est sans doute à mettre en relation avec la présence de matières organiques dans ces niveaux superficiels. Cette relation avait déjà été mentionnée également dans l'étude du profil TKN2.

En conclusion nous voyons que l'alumine se déplace tout le long de cette *catena*. De l'aluminium est exporté de tous les niveaux inférieurs d'altération, même des profils situés en bas de pente. L'alumine est au contraire importée dans les niveaux moyens d'altération, en proportions relativement importantes, surtout dans les profils de bas de pente. L'aluminium est à nouveau exporté des horizons superficiels de tous ces profils (sauf dans le cas du profil ZGN où la gibbsite est visiblement importée sous forme détritique). Les niveaux d'importation de l'alumine coïncident chaque fois avec l'apparition massive de kaolinite dans les endroits où la silice est disponible, c'est-à-dire dans les profils de bas de pente (ZGN et BPN), avec l'apparition de gibbsite « secondaire », dans les profils montagneux, qui se développe alors sur la gibbsite « primaire » (TKN2 et TKN3), c'est-à-dire dans les profils où l'exportation de la silice est telle qu'il n'en reste plus de disponible (c'est également partiellement le cas des horizons moyens supérieurs du profil BPN). Avec l'abaissement des niveaux topographiques absolus par suite de l'érosion, la gibbsite, qu'elle soit primaire ou secondaire, est remise en mouvement dans les horizons superficiels. L'alumine ainsi solubilisée est responsable de la formation de gibbsite ou de kaolinite dans les niveaux immédiatement inférieurs, ou dans les profils situés topographiquement plus bas. A cette alumine « post-gibbsitique » s'ajoute évidemment les quantités d'alumine libérées et solubilisées directement après la destruction des feldspaths et des pyroxènes primaires dans les premiers niveaux d'altération.

3 Le comportement du fer

Le comportement du fer est beaucoup moins régulier que celui de la silice ou de l'alumine. Les roches fraîches récoltées en zone montagneuse, sont plus riches en minéraux ferro-magnésiens, donc en sources de fer, que les deux roches récoltées à la base des profils de piedmont.

Dans les premiers niveaux altérés, en comparant des niveaux où le degré d'altération a atteint une intensité comparable, on voit que l'exportation du fer est assez variable : +8, -8 et -16 dans les trois profils de montagne, -41 et -69% dans les deux profils de piedmont. L'augmentation du taux d'exportation du fer est régulière de haut en bas de la pente générale du paysage. Un peu de fer est réimporté dans le niveau TKN24 alors qu'il est réexporté en masse du niveau supérieur. Dans le profil TKN3, les analyses chimiques manquent, mais l'examen pétrographique des plaques minces de ce profil permet de suivre, dans une certaine mesure, les mouvements de cet élément : on constate que de nombreuses plages vides isolées au sein des plages gibbsitiques ou ferrugineuses, sont tapissées et partiellement colmatées par des dépôts d'hydroxydes de fer et parfois de manganèse. Cette imprégnation se produit principalement à hauteur des niveaux 35 et 34. Le même phénomène, présentant le même aspect, est noté dans les échantillons 23 et 24.

Dans les niveaux d'argiles bariolées des deux profils de piedmont, la quantité de fer exportée est importante : -32 et -67% dans les échantillons ZGN 16 et BPN 15 respectivement. L'exportation du fer dans ce dernier niveau était déjà pressentie par l'examen pétrographique : les plages ex-pyroxéniques qui normalement auraient dû être colorées par les hydroxydes de fer, ne le sont que très peu et ne sont de ce fait qu'à peine discernables des plages ex-feldspathiques. Dans les niveaux BPN 14 et BPN 13, au contraire on assiste à un net enrichissement en fer (38% d'importation entre les deux niveaux). Notons que le niveau d'importation du fer est immédiatement supérieur au niveau dans lequel se produit l'enrichissement en alumine.

En conclusion, on constate que le fer est un élément mobile qui s'exporte généralement des pre-

miers niveaux d'altération mais qui a tendance à se refixer dans les niveaux moyens. Les niveaux enrichis en alumine ne coïncident pas nécessairement avec les niveaux enrichis en fer. Le fer se fixe plus bas que l'alumine dans le profil TKN3, et plus haut dans le profil BPN1.

4 Le comportement des éléments alcalins et alcalino-terreux

Dans la partie supérieure de la *catena*, la chaux et la magnésie sont lessivées en totalité dès les premiers stades d'altération surtout dans les deux profils les plus proches du sommet. Dans le troisième profil, situé plus bas que les précédents, la magnésie est retenue sélectivement un peu plus longtemps que la chaux. Nous avons noté la persistance de la biotite qui paraissait ne s'altérer que très peu dans ce profil. La potasse est beaucoup plus fortement retenue que la soude.

Dans le profil ZGN, situé au pied de la zone montagneuse, l'échantillon le plus pauvre en cations, à part la potasse, est l'échantillon kaolinitique ZGN16. Dans les autres niveaux de ce profil, l'élément le plus totalement éliminé est encore le calcium. La chaux est fournie principalement par les plagioclases calciques qui s'altèrent beaucoup plus rapidement que l'albite ou l'orthose. Ceci est à mettre en relation avec une plus grande rétention de la soude et de la potasse dans ce profil. Le magnésium est éliminé plus progressivement que le calcium grâce à une certaine persistance, dans les niveaux altérés, de la biotite et de la vermiculite.

Dans le profil BPN, le magnésium est retenu plus fortement que le calcium grâce à la relative résistance à l'altération de la bowlingite et de la vermiculite. Le potassium, comme dans les autres profils, est retenu dans de plus fortes proportions que la soude.

En conclusion, on voit que les deux éléments, sodium et calcium, qui entrent dans la composition de minéraux primaires altérables mais n'entrent pas dans la composition de minéraux secondaires, sont éliminés en totalité de ces profils ferrallitiques. Le potassium qui forme des minéraux primaires plus résistants ou qui peut se fixer en position plus difficilement échangeable dans les minéraux secondaires, est retenu dans d'assez fortes proportions. Le magnésium qui forme des minéraux primaires très altérables mais qui présente la possibilité d'entrer dans la constitution de minéraux secondaires relativement plus stables, surtout en bas de pente, est éliminé des profils de façon moins brutale que la chaux.

§ 8 CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES AU SUJET DE LA PREMIÈRE *CATENA*

1 La *catena* et le domaine ferrallitique

L'ensemble de la *catena* appartient bien au domaine ferrallitique puisque dans tous les profils, les processus d'altération aboutissent à l'individualisation de tous les éléments des minéraux primaires et à l'exportation totale d'un bon nombre d'entre eux. Parmi les éléments principaux, seuls sont retenus dans le milieu même de l'altération les éléments insolubles comme hydroxydes : l'alumine et le fer ; tous les autres éléments sont intégralement lessivés, surtout en ce qui concerne les alcalins et les alcalino-terreux.

La silice voit son taux d'exportation varier avec la position du profil dans la *catena* : exportation totale au sommet, exportation partielle mais importante dans les profils de bas de pente. Près du sommet, là où il n'y a plus de silice disponible, la gibbsite seule apparaît en remplacement des plagioclases. Dans les profils de piedmont, dans lesquels un certain pourcentage de silice reste momentanément sur place, apparaît le mélange gibbsite-kaolinite. Cependant la répétition de certaines coïncidences permet d'attribuer

le rôle principal à l'alumine dans les processus de formation de la kaolinite tandis que la silice ne semble y jouer qu'un rôle passif : en haut de la *catena* elle disparaît simplement sans intervenir aucunement dans la formation des minéraux secondaires ; dans les parties basses, c'est grâce à des apports d'alumine qu'elle peut se combiner en kaolinite. La tendance générale des bilans géochimiques de la silice dans tous les profils, même dans les profils de bas de pente, étant au lessivage continu, brutal ou progressif, il est certain que sans l'arrivée d'alumine, il y aurait eu peu de chances de voir se former de la kaolinite, car la silice aurait fini par disparaître également dans les profils de la partie basse de la *catena*.

2 L'apparition passagère des gels

Les gels n'apparaissent pas dans les deux profils supérieurs. La gibbsite se forme directement à partir du feldspath et à très peu de distance de celui-ci. Au microscope un fin liseré vide sépare sur quelques microns le noyau frais du feldspath du manchon de gibbsite. Avec la progression de l'altération, cet espace s'élargit mais il reste toujours vide.

Dans le profil TKN3, situé sur la pente, le gel apparaît de façon très passagère dans le premier stade d'altération. Il occupe l'espace compris entre le cristal de feldspath et le manchon de gibbsite. La couronne de gel qui sert de stade intermédiaire entre le feldspath et la gibbsite, reste très mince, quelques microns seulement, et disparaît rapidement en totalité après la disparition des derniers noyaux de feldspath frais. On ne le rencontre donc que dans la très mince zone du front d'altération.

Dans les deux profils du bas de pente, les gels au contraire, prennent une grande importance ; ils n'évoluent que très lentement et ne se transforment en minéraux secondaires que bien longtemps après la disparition de la plus grande partie des feldspaths. Dans une plage ex-feldspathique, 90 à 95% de la surface peut être occupée par le gel, les 5 ou 10% restants représentant les reliques de feldspath et les petits cristallites secondaires.

L'épaisseur du manchon de gel entourant le fragment de feldspath, ou si l'on veut, le temps qu'il met à se transformer en minéraux secondaires, est inversement proportionnel au taux de lessivage de la silice dans les premiers niveaux d'altération, ou, ce qui revient au même, à la vitesse avec laquelle cette silice est lessivée de ces horizons. Logiquement, on peut en conclure que ces gels sont alumino-siliceux : ils sont alumineux car ils évoluent spontanément en gibbsite et ils sont siliceux car ils n'apparaissent que là où la silice n'est pas lessivée en totalité.

Les gels représentent une sorte de résidu feldspathique désorganisé par le départ des cations qui, dans tous les cas, sont lessivés dans de très fortes proportions. Les éléments restant prennent l'aspect de gels quand ces éléments sont la silice et l'alumine, ils s'organisent en gibbsite quand l'alumine reste seule. L'apparition des gels ne fait que retarder l'apparition de la gibbsite. Tout se passe comme si, pour cristalliser, l'alumine devait être seule. Nous reviendrons plus tard sur ces questions dans un chapitre relatif aux tentatives d'interprétation de ces processus.

ÉTUDE DE LA SECONDE *CATENA*

L'étude de la seconde *catena* permet de suivre une autre évolution, celle de la silicification de la gibbsite en kaolinite et celle de la silicification d'un gel avec transformation en kaolinite. Cette *catena* de profils est située dans la région Sud-Est, un peu au nord du village d'Ayamé, sur les deux versants d'une colline entaillée par la rivière Bia. La description détaillée des trois profils ainsi que leur position topographique ont été données dans la première partie.

§ 9 QUATRIÈME SÉQUENCE D'ALTÉRATION : PLAGIOCLASE → GELS → GIBBSITE → KAOLINITE

1 Situation topographique

Cette séquence d'altération se retrouve dans les deux profils AYA 2 et AYA 5 situés respectivement sur les rives droite et gauche de la rivière. Le profil AYA 2 est situé près du sommet de la colline à une vingtaine de mètres au-dessus du niveau de la rivière. Le profil AYA 5 est situé à mi-pente environ entre le sommet et la rivière. Quoique situé sur l'autre rive, il représente bien le type intermédiaire entre le profil AYA 2 et le profil AYA 4 très proche de la rivière et qui sera étudié dans la séquence suivante.

Rappelons que le volume des précipitations moyennes annuelles dans cette région est un peu plus faible que dans la zone montagneuse occidentale : 1 700 à 1 800 mm. La topographie, quoique accidentée, ne présente pas ce caractère montagnard de la région précédente. Le type du relief est celui d'une ancienne pénélaine rajeunie par une érosion récente et par un réseau hydrographique encaissé. La végétation est encore du type forestier secondaire.

2 Description générale de la transformation

La transformation des plagioclases en gels et la transformation de ceux-ci en gibbsite, s'effectuent suivant des processus très semblables à ceux qui ont été décrits précédemment au sujet de la deuxième séquence d'altération (voir page 46). La seule différence réside dans le fait que cette *catena* étant située en région orientale, les feldspaths y sont déjà partiellement transformés par métamorphisme en une association d'épidote-zoisite-chlorite-séricite en petits cristaux rassemblés sur un fond feldspathique appauvri en chaux. Les phénomènes de transformation, vus au microscope, ne sont évidemment plus aussi bien marqués car ces minéraux nés du métamorphisme sont beaucoup plus résistants à l'altération que le fond feldspathique qui s'altère seul, du moins en début de séquence. Cependant le type de transformation n'en est pas modifié.

Quant au passage de la gibbsite en kaolinite, le microscope est impuissant à nous montrer les processus de transformation dans le détail : la structure primitive de la roche est complètement détruite, le niveau est très riche en fer qui masque une grande partie des plaques minces. L'examen pétrographique montre simplement que d'un côté de la limite séparant les deux domaines on n'y rencontre que de la gibbsite et de l'autre côté que de la kaolinite. Macroscopiquement, devant le profil, la limite entre les deux formations est très nette, avec limite précise. Cette limite s'évanouit quand l'échantillon est examiné au microscope.

3 Descriptions pétrographiques de la partie supérieure de la catena

LE PROFIL AYA 2

AYA 21 R

La roche est mésocrate, macrocristalline. Elle contient des plagioclases, du quartz, de l'ouralite-actinote, des chlorites, de la séricite, de l'épidote et des minerais noirs. C'est une *granodiorite* à amphibole.

Les *plagioclases*, quand ils sont encore déterminables, sont de l'*oligoclase* à 28% An. Ils sont rarement frais, la plupart étant transformés partiellement en *séricite* ou en *saussurite*. La saussuritisation

commence généralement au centre des plagioclases où la transformation est assez complète en petits grains de *zoïsite* et de *pistachite*. Ces petits grains sont disposés en prismes, en gerbes ou en éventail.

L'*ouralite-actinote* se présente en cristaux sub-automorphes ou en cristaux de formes quelconques : longues fibres tordues, cassées. Ce minéral se retrouve en inclusions plus petites dans le *quartz*.

Les *chlorites* sont rares, de teintes pâles et à pléochroïsme peu net. Elles sont souvent associées à l'*ouralite*. Le *quartz* est xénomorphe et disséminé dans toute la roche sans association préférentielle.

AYA 23 ab

Macroscopiquement l'échantillon de roche présente plusieurs cortex d'altération différents et concentriques : le cœur de l'échantillon plus ou moins frais est entouré d'une première couche dans laquelle les feldspaths sont blanchis. La partie extérieure de l'échantillon, plus altérée et plus épaisse, est de couleur beige-brunâtre.

Microscopiquement, dans le premier cortex altéré aux feldspaths blanchis (AYA23a) la transformation est déjà bien avancée. La *gibbsite* apparaît dans les plagioclases saussuritisés, les petits cristaux d'*épidote* et de *séricite* se maintenant provisoirement en association avec les cristaux de *gibbsite*. Des *gels* amorphes, peu colorés, entourent les fragments frais de plagioclase. La formation de gels est donc intermédiaire entre le feldspath et la *gibbsite*. C'est en bordure du noyau frais de la roche que ces gels sont les plus abondants et les mieux observables. Un peu plus loin, ils disparaissent rapidement avec formation de *gibbsite* et disparition des derniers fragments de plagioclases. La *gibbsite* et les gels s'installent principalement dans la partie périphérique des grains de plagioclase qui est moins touchée par la transformation en saussurite.

Dans le cortex extérieur (AYA23b), les *gels* ont quasi disparu ainsi que les plagioclases. L'*ouralite-actinote* commence à s'altérer en produits ferrugineux : cette altération se manifeste par une accentuation de la trace des clivages qui se charge d'hydroxydes de fer bruns isotropes. Le *quartz* et les minéraux de métamorphisme sont intacts (photo 25).

AYA 23 c

A ce stade d'altération la transformation de la roche est complète. La couleur de ce cortex varie du jaune-verdâtre au brun jaune. La cohésion de l'ensemble est encore assez forte. Les *plagioclases* sont entièrement transformés en *gibbsite* bien cristallisée. Les plages *gibbsitiques* présentent des contours nets et sont très peu colorées par les hydroxydes de fer. La *séricite* s'y maintient intacte tandis que les *zoïsites* disparaissent en ne laissant qu'un résidu d'hydroxydes de fer (photo 26).

Les *ouralites* s'altèrent en produits ferrugineux. L'altération progresse par la voie du réseau de clivage. Au centre des mailles ferrugineuses ainsi formées, les petits noyaux d'*ouralite* se détachent progressivement du réseau d'hydroxydes ; il apparaît ainsi un espace vide entre les deux minéraux qui va en grandissant. Les noyaux d'amphibole finissent par disparaître et la plage ex-amphibolique prend un aspect de tissu cellulaire très poreux dont les parois seules sont constituées d'hydroxydes de fer, le centre des cellules étant vide. Certains clivages sont mieux cristallisés et les hydroxydes amorphes y sont alors remplacés par la *gauthite*.

AYA 24 et 26

Macroscopiquement les échantillons se présentent comme une masse terreuse brun-rougeâtre, très poreuse, légère (densité = 1,23) et représentant le stade ultime de l'altération proprement dite de la roche mère. Ces échantillons, dans le profil, ont la forme de polyèdres arrondis, et *complètement* entourés par les argiles kaoliniques bariolées AYA25 et AYA28-29.

Les plages de *gibbsite* sont constituées de cristaux assez bien formés, d'orientation quelconque, entourant de nombreux vides. Les cristaux développés en bordure de ces vides sont généralement mieux développés. La *sericite* peut être localement abondante en association avec la *gibbsite*. Toutes les *ouralites* sont entièrement transformées en hydroxydes et oxydes de fer, le clivage de l'ancienne amphibole étant seul visible car le centre des cellules est vide.

A peu près tous les gros grains de *quartz* sont fissurés et divisés en plusieurs fragments conservant tous une extinction simultanée. Ces fissures sont envahies par les hydroxydes de fer. Les *chlorites* entièrement ferruginisées ne sont plus identifiables. Les minerais opaques sont inaltérés. Il n'y a pas de *gels* ni de *kaolinite* dans ces échantillons.

AYA 27

Plaque mince taillée dans deux zones altérées du type 24 séparées par une bande argileuse brun-clair du type 25. Cette bande argileuse est installée à l'emplacement d'une diacalse qui, en profondeur, sépare la roche fraîche en polyèdres jointifs.

Les fragments altérés sont semblables à ceux décrits précédemment. Dans la couche argileuse, la structure de la roche a complètement disparu. L'argile est disposée en rubans ondulés contournant de nombreux pores vides, de couleur rouge, orange ou jaune. Placés au hasard mais groupés au sein de ces bandes argileuses apparaissent de beaux empilements de *kaolinite* de 50 à 120 microns de largeur et de 250 microns de longueur. Les feuillets de la *kaolinite* sont parfois soulignés par des impuretés alignées dans les clivages (photo 27).

La séparation roche altérée gibbsitique-roche argileuse kaolinitique est assez nette. Dans certaines cavités voisines de celles occupées par les grands cristaux de *kaolinite*, se développent de plus petits empilements, à orientations diverses rappelant l'allure des cristaux de *gibbsite*. Dans les plages gibbsitiques situées dans les parties du type 24, la proportion de *gibbsite* diminue au profit de *gels* légèrement ferrugineux. Ces *gels* pourraient donc représenter le stade intermédiaire entre la *gibbsite* et la *kaolinite*.

AYA 25 et 28

Niveau d'argiles bariolées rouges et blanches; les plages de différentes couleurs ont des contours assez nets. Cette argile n'est pas durcie. Rappelons que cette argile bariolée entoure complètement des blocs de roche altérée du type 24 et 26 et qui ne contiennent que de la *gibbsite* et des hydroxydes de fer.

Plages rouges – Le squelette peu abondant est formé uniquement de grains de *quartz* anguleux et d'*ilménite*. Les plus gros grains de *quartz* sont clivés, fracturés, mais tous les petits fragments encore jointifs ont conservé une extinction simultanée. Les fissures séparant ces petits fragments sont ferrugineuses. Le plasma est très abondant, rouge, brun et noir, avec de petites plages jaunes aux contours irréguliers. Les parties les plus sombres suivent les bords des pédotubules, de formes irrégulières, qui sont fréquentes dans ces niveaux. Les parties rouges paraissent amorphes tandis que les parties plus orangées sont partiellement anisotropes (*gauthite*).

Plages de transition – La couleur rouge se dégrade assez rapidement en blanc-jaunâtre en l'espace de 500 microns environ. Dans cette zone on reconnaît encore quelques îlots rougeâtres peu ou pas décolorés. Ces restes de plages rouges dont la teinte va en se dégradant vers les plages blanches signifie que les plages rouges et les plages blanches ont une origine commune et que les parties les plus claires ne sont pas formées par remplissage d'espaces vides laissés entre les plages rouges. Par endroits on distingue quelques empilements de *kaolinite* bien nets mais souvent imprégnés de *gauthite*. Ces empilements sont fréquemment tordus, fracturés, faillés.

Plages blanches – Ces plages sont assez uniformes. Le squelette est composé de grains de *quartz* assez anguleux et d'*ilménite*. Les grains de quartz sont plus petits que dans les plages rouges, mais le contour de grains voisins est tel qu'il est évident que tous ces petits fragments proviennent de la dissociation d'un grain unique plus gros. Le plasma est assez biréfringent, constitué essentiellement de *kaolinite* (déterminée par RX et ATD) mais les beaux empilements ne sont pas fréquents. Les pédotubules qui traversent ces plages blanches sont tapissées de produits ferrugineux généralement anisotropes. Le diamètre de ces pédotubules atteint 200 microns (photo 28).

La structure de la roche n'est plus reconnaissable dans ces plages blanches alors que dans les plages rouges on devine encore parfois l'ancienne structure du type AYA 24 mais dans laquelle la gibbsite aurait été remplacée par de plus grands cristaux de kaolinite colorée en jaune.

En général, au centre des plages rouges, les fissures et pédotubules sont d'un rouge plus foncé que le plasma qui les entoure; elles deviennent ensuite plus claires et plus biréfringentes dans la zone de transition; elles sont nettement biréfringentes et anisotropes dans les plages blanches. Certaines grosses pédotubules situées en zone rouge sont parvenues à décolorer cette zone sur une auréole large de plus de 500 microns, ce qui est un signe de la dissolution du fer, de sa migration et de son évacuation par l'intermédiaire de ces pédotubules (photo 29).

AYA 29

Échantillon d'argiles bariolées prélevé dans l'horizon supérieur. Macroscopiquement la disposition des plages de différentes couleurs est la même que celle de l'échantillon 28, mais les teintes sont plus contrastées. Les plages rouges, légèrement indurées forment relief sur les parois du profil. Microscopiquement l'aspect de cet échantillon est très semblable à celui de l'échantillon précédent. Seules les plages rouges sont plus opaques.

LE PROFIL AYA 5

AYA 51 R

Même type de roche que AYA 21 R. La saussuritisation des plagioclases est plus avancée, la séricite plus abondante dans les plages feldspathiques et la chlorite plus abondante en association avec l'ouralite. Cette chlorite est du type *pennine*. Dans la partie extérieure de l'échantillon, qui macroscopiquement est très légèrement brunie, une partie de la *chlorite* se transforme en *vermiculite* : les teintes de polarisation bleues de la chlorite deviennent vert-jaune-rouge, la teinte en lumière naturelle s'éclaircit fortement. On note de minces dépôts d'hydroxydes de fer entre certains paquets de feuillets, principalement sur les bords externes des empilements. Certains empilements sont mixtes : des feuillets ou des paquets de feuillets de chlorite inaltérée sont intercalés entre les paquets de feuillets de vermiculite. Certaines plages feldspathiques saussuritisées sont envahies par un peu d'hydroxyde de fer. Les autres minéraux n'ont pas changé d'aspect.

Peu de plaques minces ont été préparées dans ce profil car l'aspect morphologique du profil est très semblable à celui présenté par le profil AYA 2.

AYA 55

Même aspect microscopique et macroscopique que son homologue AYA 24 : plages ex-feldspathiques entièrement transformées en *gibbsite* mélangée à un peu d'hydroxydes de fer provenant de l'altération des épidoles. Ferruginisation complète des plages amphiboliques et chloriteuses.

AYA 56

Niveau d'argiles bariolées. Mêmes aspects macro- et microscopiques que les échantillons homologues AYA25 et AYA28.

§ 10 CINQUIÈME SÉQUENCE D'ALTÉRATION : PLAGIOCLASE → GELS → KAOLINITE

1 Situation topographique

Cette séquence d'altération se retrouve dans le profil AYA4 situé en bas de pente, à quelques mètres du niveau de la rivière, sur la rive gauche de celle-ci. La quantité d'eau qui percole à travers ces horizons est certainement très importante mais cette eau doit être chargée de sels dissous dans les niveaux topographiquement supérieurs. Le profil est très poreux, très fissuré. La végétation à cet endroit est du type forestier.

Se rattache à ce profil un échantillon (AYAX) recueilli un peu plus haut sur la même pente, à quelques mètres du profil AYA4 et enfoui à quelques mètres dans des niveaux argilo-sableux colluvionnés. Cet échantillon se trouve exactement sur le passage des eaux souterraines venant du sommet et aboutissant au profil AYA4 et à la rivière.

2 Description générale de la transformation

a) STADES 1 ET 2

Comparables aux stades 1 et 2 du processus de transformation de la seconde séquence (voir page 46) : formation de bandes de *gels* isotropes, sinueuses, entourant des fragments de plagioclase sain; élargissement de ces bandes et formation de grandes plages de gels, localisées principalement dans la portion centrale des plagioclases avec ramifications vers la périphérie. Ces gels peuvent être localement colorés par des hydroxydes (photos 30 et 31).

b) STADE 3

La *kaolinite* prend naissance à l'intérieur des gels. Au début les cristaux sont très petits et d'identification difficile par les seules méthodes optiques. Les très petits empilements s'organisent de préférence à proximité des fissures qui parcourent le gel par lesquelles sont apportés les éléments manquants ou évacués les éléments excédentaires (photo 32). Petit à petit la totalité du cristal de plagioclase est absorbé par le développement des gels et ceux-ci se transforment ensuite en kaolinite. La structure de la roche est très bien conservée alors que dans les niveaux kaolinitiques des deux profils précédents cette structure était largement oblitérée.

Les cristallites de kaolinite s'organisent, les gels disparaissent progressivement, les feuillettes de kaolinite forment des empilements de plus en plus longs et de plus en plus larges : 100×50 microns sont des dimensions moyennes de ces empilements (photo 33). L'extinction des lamelles est parallèle à la trace du clivage 001. La biréfringence est très faible. Ces deux caractères permettent de distinguer aisément les cristaux de kaolinite des cristaux de gibbsite (extinction oblique, forme rectangulaire, biréfringence plus élevée). Les empilements de kaolinite sont incolores et le plus souvent courbes donnant ainsi

une extinction roulante. Ils sont enchevêtrés les uns dans les autres, l'intervalle ménagé entre eux étant souvent colmaté par des dépôts d'oxydes et d'hydroxydes de fer ou parfois de manganèse (photo 34). Ces dépôts de fer et de manganèse témoignent en faveur d'une importation d'éléments dans le profil par la voie de la nappe phréatique.

3 Descriptions pétrographiques de la partie inférieure de la catena

LE PROFIL AYA 4

AYA 41 R

Roche mésocrate, à grain plus fin que la roche AYA21. Les feldspaths et les amphiboles sont cependant discernables à l'œil nu.

Les *plagioclases* sont généralement bien maclés et relativement pauvres en minéraux de métamorphisme. La composition varie entre 27 et 32%An : limite *oligoclase-andésine*. On rencontre parfois un peu de saussurite dans les feldspaths, avec cristaux de *zoïsite* et de *pistachite*. Les restes feldspathiques dans ces cristaux saussuritisés présentent une extinction plus faible de 9° que les cristaux non transformés ; l'indice de réfraction est également plus faible. La *zoïsite* ($\text{HCa}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$) a donc prélevé le calcium et déplacé le feldspath dans le sens de l'albite.

L'*ouralite-actinote* est très colorée et très pléochroïque bleu-vert à vert-jaune. Ces amphiboles contiennent de nombreuses inclusions de *quartz* en grains arrondis et à extinction non simultanée. Il y a aussi des *orthoses* avec inclusions de *quartz* et des plages de *quartz* monominéraliques ou en mosaïque de petits grains.

La roche est intensément fissurée, les fissures étant le plus souvent ouvertes et soulignées par une légère coloration brune. Certaines contiennent de la *gœthite* cristallisée.

AYA 42

Macroscopiquement, l'échantillon présente les mêmes caractéristiques que le précédent, mais il est devenu beaucoup plus friable. La plupart des *feldspaths* sont parcourus par des bandes ou des taches de *gels*. Ces taches de forme quelconque sont groupées et occupent souvent tout le centre du cristal. Les parties les plus basiques de ces plagioclases sont donc plus sensibles aux agents d'altération que les portions périphériques plus albitiques. Les gels situés à proximité de fissures sont légèrement colorés par des hydroxydes de fer tandis que ceux qui sont situés au centre des feldspaths, ou à plus grande distance des fissures, sont incolores. Les portions de feldspath qui sont saussuritisées ne sont pas transformées en gels car les *zoïsites* sont beaucoup moins altérables que le feldspath.

En certains endroits le centre des plages de gels, ou la partie proche des fissures, est occupé par une fine granulation anisotrope, à peine résoluble aux forts grossissements. Dans les secteurs parcourus par de nombreuses fissures avec *gœthite*, témoignant d'une circulation d'eau plus intense, les cristallites grossissent et apparaissent nettement comme étant de la *kaolinite*. Ces cristaux ne dépassent pas deux microns.

AYA 43

Les fissures ourlées de cristallites de *kaolinite* sont devenues plus nombreuses. Quelques plages montrent bien le passage du feldspath au gel et de celui-ci à la *kaolinite*. Au fur et à mesure que les plages kaolinitiques grandissent, les fissures originelles se chargent d'hydroxydes de fer. La *zoïsite* est en équilibre avec la *kaolinite*.

Les *ouralites* sont inaltérées. Les pédotubules sont tapissées de produits ferrugineux anisotropes brun-rouge. Ces accumulations de fer par les pédotubules sont des accumulations absolues puisque les minéraux primaires ferrifères traversés sont inaltérés.

AYA 44

Macroscopiquement la roche est devenue pulvérulente, de couleur nettement plus brune que les échantillons précédents. Les cristaux de *kaolinite* sont plus nombreux encore au sein des *gels*. Les fragments de feldspath isolés en leur milieu prennent cet aspect carrié et denticulé si caractéristique des sables feldspathiques. Par endroits la kaolinite forme de beaux empilements de plus de 100 microns de longueur.

Les clivages losangiques des *actino.es.* même non ferruginisés, deviennent très apparents (photo 35). Les pédotubules sont tapissées de *gæthite* bien cristallisée à extinction en croix. Aux endroits les plus altérés, les actinotes elles mêmes disparaissent pour ne laisser subsister que les clivages ferruginisés contenant au centre du réseau de cellules vides quelques rares fragments de minéral primaire encore inaltéré. Quelques fissures qui parcourent les plages ex-amphiboliques sont également remplies de kaolinite. Celle-ci ne peut provenir de l'actinote puisque ce minéral ne contient pas d'alumine mais d'une cristallisation après migration en solution des éléments nécessaires prélevés dans les plages feldspathiques.

En effet, ces veinules kaolinitiques ne se rencontrent dans les fissures des actinotes, et même parfois dans les minerais noirs, qu'à proximité immédiate d'une source d'aluminium. La migration de cet aluminium ne se fait donc que sur de courtes distances, c'est-à-dire qu'il lui est offert très rapidement la possibilité de se combiner avec de la silice réactionnelle.

L'ensemble de la préparation est parcouru par de très nombreuses pédotubules de section quelconque et tapissées d'épaisses couches très biréfringentes les colmatant presque entièrement. Certaines pédotubules, colmatées par des produits descendus des horizons supérieurs, présentent une teinte rouge vif.

AYA 45

Échantillon rouge-orange, pulvérulent mais dans lequel la structure de la roche est encore très bien conservée. Les *plagioclases* ont à peu près disparu, il n'en reste plus que quelques fragments disséminés au sein des plages de gels et kaolinite. Les plages ex-feldspathiques sont colorées irrégulièrement du blanc au brun-rouge; elles sont remplies de gros cristaux de *kaolinite* de plus de 100 microns de longueur. On retrouve encore quelques grains intacts de *zoïsite* et des paillettes de *séricite* au milieu des plages kaolinitiques et qui ont résisté à l'altération. Les petits minéraux noirs assemblés en structure graphique dans les actinotes débordent parfois dans les plages rouges sans avoir été sensiblement déplacés : il ne semble donc pas y avoir eu de déplacements importants durant l'altération de la roche. Les pédotubules sont aussi nombreuses que dans l'échantillon précédent (photo 36).

Les *actinotes* sont disloquées et les fragments sont séparés par des fissures anastomosées remplies partiellement d'hydroxydes de fer. Les fragments d'actinote ainsi séparés ont parfois bougé un peu les uns par rapport aux autres, ce qui prouve bien l'absence de gels dans les squelettes ex-amphiboliques. D'ailleurs ces gels, s'ils existaient en cet endroit, seraient inévitablement colorés par les solutions ferrugineuses voisines. Les plus gros minéraux opaques sont également disloqués mais ne sont pas altérés.

AYA 46

Macroscopiquement l'échantillon est brun rouge, très poreux. La structure originelle de la roche est encore conservée mais la multiplication des pédotubules tend doucement à la faire disparaître.

Nette dominance des gros empilements de kaolinite dans les plages ex-feldspathiques, associés à la *zoisite* et la *séricite* encore inaltérées. Les mosaïques de *quartz* se disjoignent de plus en plus; il n'y a plus de *plagioclases*.

On rencontre d'assez grandes plages occupées par des veinules rouges avec ilots de très fine *kaolinite* non ferrugineuse et à très petits empilements. Il est très probable que le réseau serré de ces veinules rouges représente le réseau des anciens clivages de l'*actinote*; les cellules ainsi délimitées, et vides au début, se sont remplies postérieurement de kaolinite. Petit à petit ces cellules se sont boursoufflées par l'accroissement des empilements de kaolinite et par le transfert des éléments, les cloisons ont perdu leur aspect rectiligne et on en arrive facilement au stade décrit ici où les zones rouges forment encore un réseau moins régulier contenant des paquets d'empilements de kaolinite.

AYA 47 et 48

Ces deux horizons supérieurs sont de couleur rouge vif, très perméables parce que très fissurés. Les pédotubules deviennent de plus en plus nombreuses et leur multiplication estompe progressivement la structure de la roche mère. Les revêtements argilo-ferrugineux qui tapissent les pédotubules deviennent très épais et en bouchent à peu près complètement la lumière. Les plages kaolinitiques ex-feldspathiques sont également partiellement ferruginisées. Les fragments d'*actinote* sont encore très fréquents ainsi que les *quartz* et les *ilménites*. Les *zoisites* sont en voie de disparition.

§ 11 ANALYSES MINÉRALOGIQUES COMPARÉES DES PROFILS DE LA SECONDE CATENA

1 Analyses thermiques différentielles

a) LE PROFIL AYA2 (voir graphique 6)

Dès le premier stade d'altération (22) la *gibbsite* apparaît avec un pic endothermique déjà bien dessiné à 330°C. La présence de *chlorite* primaire se marque par le pic endothermique très évasé à 650°C. La proportion de *gibbsite* va croissante jusque dans l'échantillon 24, qui est un échantillon de roche complètement altérée. Des échantillons semblables mais situés plus haut dans le niveau moyen (26 et 27) donnent également de beaux pics de *gibbsite*. Dans l'échantillon 26, ce pic est double (*gibbsite* + *gæthite*). Dans tous ces échantillons la proportion de *kaolinite* reste très faible car elle n'a pu être déterminée au microscope et elle ne se marque pas dans les premiers stades (voir plus loin). La *chlorite* a disparu de ces échantillons. Cette première série de courbes appartient à la première partie de la séquence, c'est-à-dire à l'altération complète de la roche avec formation de *gibbsite* à partir des feldspaths et de *gæthite* et *hématite* à partir des minéraux ferro-magnésiens.

Les quatre autres échantillons, 25a, 25b, 29a et 29b, constituent la seconde partie de la séquence, c'est-à-dire qu'ils représentent les produits kaolinitiques nés de la silicification de la *gibbsite*. Les courbes sont particulièrement démonstratives : les quatre échantillons sont très riches en *kaolinite* alors qu'ils sont pratiquement dépourvus de *gibbsite*. La courbe 25b montre en plus un pic endothermique à 350°C dû à la *gæthite*. Ce pic a disparu de la courbe 29b, qui est également celle des taches rouges de l'argile bariolée, car dans les niveaux supérieurs la *gæthite* est déshydratée en *hématite*. Un peu de matières organiques dans l'horizon de surface.

b) LE PROFIL AYA.5 (voir graphique 7)

L'étude de ce graphique nous retiendra plus longtemps car les descriptions pétrographiques de ce profil ont été réduites au minimum. Les courbes dessinées sur le graphique 7 sont représentées dans l'ordre de succession tels que les échantillons sont étagés dans le profil. L'ordre d'altération croissante et l'ordre de la séquence de transformation ne correspondent pas à cet étagement naturel des échantillons.

La séquence d'altération s'établit comme suit : roche fraîche avec cortex altérés (51 RC-52 RC1-52 RC2-52 RC3), roches complètement altérées plus ou moins homologues de l'échantillon RC3 mais qui se trouvent isolées au sein des argiles kaolinitiques (54a et 55).

La séquence des argiles bariolées qui s'insinuent entre les blocs rocheux altérés et qui deviennent de plus en plus larges au point de former plus haut un niveau homogène, porte, de bas en haut, les numéros : 52 RC4-53-56. Les deux horizons superficiels constitués d'argiles sableuses colluvionnées portent les numéros 57 et 58.

Le premier cortex sur roche fraîche prélevée à la base du profil (51 RC) contient un peu de *gibbsite* en mélange avec un peu de *kaolinite*. La *chlorite* primaire est présente en assez grande quantité (pic à 610°C). Le premier cortex 52 RC1 recueilli sur roche fraîche prélevée un peu au-dessus de la base du profil, est assez semblable mais la quantité de *kaolinite* y est nettement plus faible. Dans le second cortex (52 RC2), la quantité de *kaolinite* reste négligeable tandis que le pic de la *gibbsite* prend de l'importance; la *chlorite* n'est pas encore décomposée dans ce cortex orange. Dans le troisième cortex, rouge violacé (52 RC3) la quantité de *gibbsite* reste constante, la *kaolinite* apparaît et la *chlorite* disparaît. Dans les échantillons complètement altérés 54 et 55, les proportions de *kaolinite* et de *gibbsite* sont importantes. Il y a de la *gæthite* dans tous les cortex et toutes les roches altérées.

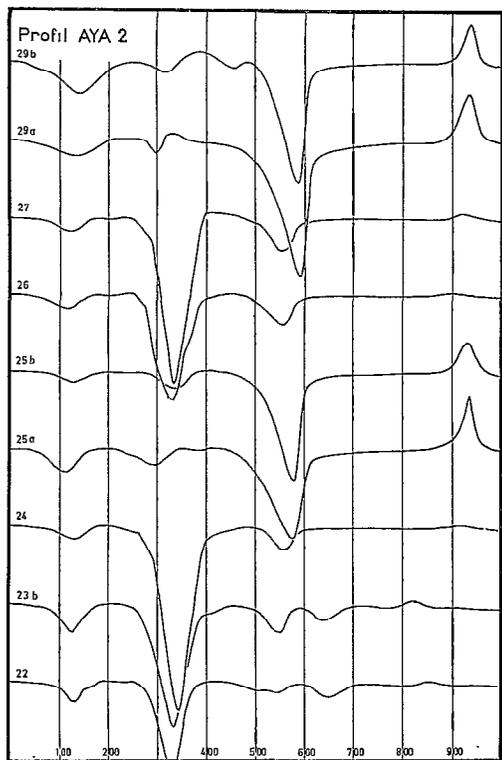
Dans la couche argileuse blanche 52 RC4 qui est en contact étroit avec le cortex altéré rouge et gibbsitique, la proportion de *gibbsite* devient très faible alors que la *kaolinite* apparaît en grande quantité. Cette couleur qui était blanche au début, se dédouble : aux épontes elle reste blanche tandis qu'au centre elle brunit. La partie blanche (53a) n'a pas été figurée (*kaolinite* seule); la partie brune donne une courbe semblable, excepté le petit pic endothermique dû à la *gæthite*. Dans le niveau d'argiles bariolées homogènes (56) la *kaolinite* est très abondante à côté d'un peu de *gibbsite* (petit pic à 300°C) et de *gæthite* (petit pic à 350°C).

Dans les horizons superficiels, la quantité de *kaolinite* reste plus ou moins constante, alors que la *gibbsite* réapparaît, surtout dans l'horizon de surface. La *gæthite* disparaît de cet horizon.

Si nous comparons ce profil au profil AYA2, auquel il ressemble beaucoup par l'aspect morphologique du profil, nous constatons quelques différences essentielles : les roches très altérées du profil AYA2 ne contiennent que de la *gibbsite* et des *oxydes de fer* (sauf dans AYA26 où les oxydes de fer sont remplacés par des *hydroxydes de fer*). Dans la profil AYA5, ces mêmes roches altérées contiennent encore de la *gibbsite* mais en mélange avec des quantités appréciables de *kaolinite* et de *gæthite*. Si l'on compare entre elles les argiles bariolées des deux profils, on voit que toutes deux contiennent presque exclusivement de la *kaolinite* à côté de pourcentages de *gibbsite* très faibles.

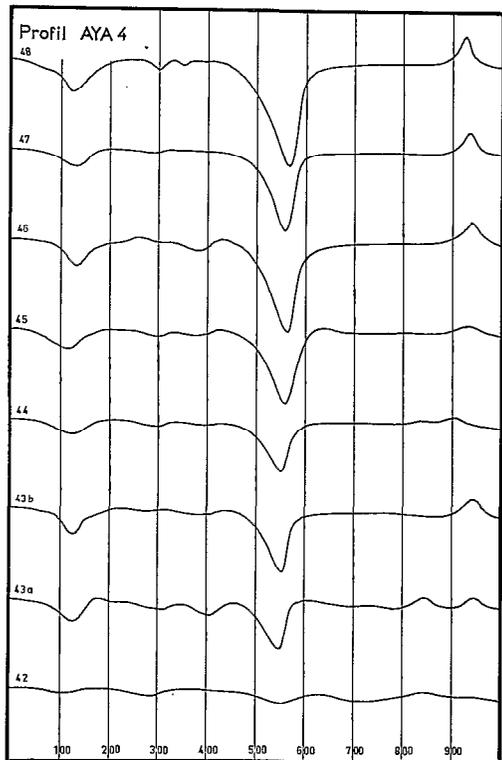
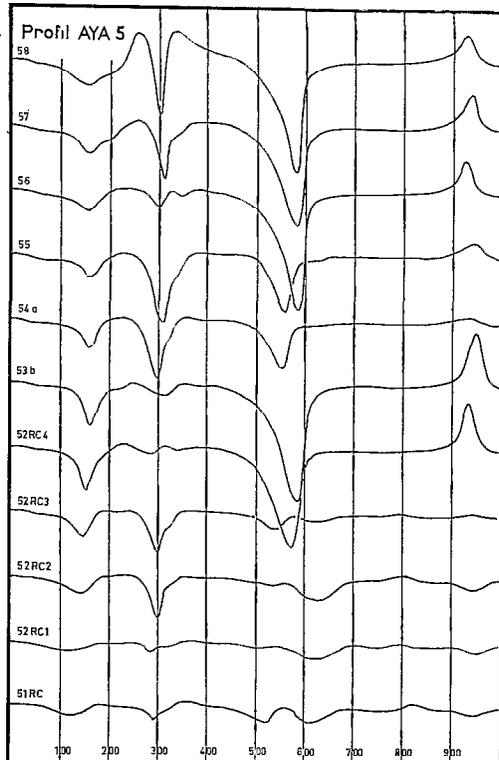
c) LE PROFIL AYA.4 (voir graphique 8)

Le pic endothermique principal de la *kaolinite* se développe progressivement de bas en haut du profil. Dans la courbe de l'échantillon 43a particulièrement riche en *gels* et dans lequel se forme le début de la cristallisation de la *kaolinite*, un autre endothermique apparaît à 405°C et un exothermique à 845°C précède l'exothermique normal de la *kaolinite* à 945°C. Dans l'échantillon TKN33 de la première



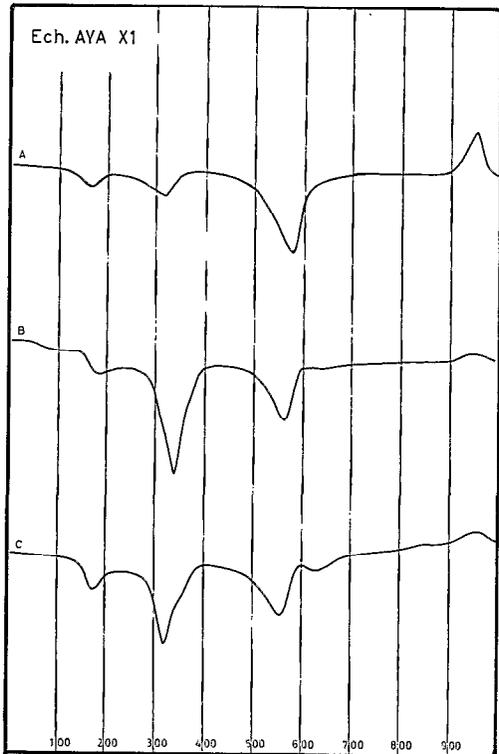
Graphique 6

Graphique 7



Graphique 8

Graphique 9



catena, la gélification de la gibbsite et l'apparition de petits cristallites de kaolinite étaient également accompagnées de l'apparition d'un pic endothermique inhabituel.

Le pic endothermique de la *gibbsite* n'apparaît à aucun niveau dans les horizons d'altération. Un peu de *gibbsite* apparaît seulement en faible quantité dans l'horizon superficiel.

d) L'ÉCHANTILLON AYA XI (voir graphique 9)

A quelques mètres du profil AYA4, une boule de roche fraîche entourée d'un épais cortex d'altération a été retrouvée emballée dans les argiles sableuses de colluvionnement. Cette boule se trouve située exactement sur le trajet de l'eau de circulation souterraine avant d'arriver au profil AYA4. Les cortex d'altération présentent un aspect particulier : ils forment des écailles concentriques mais séparées les une des autres par des fissures concentriques et largement ouvertes. Dans les autres profils, les cortex qui entourent une roche fraîche se succèdent l'un l'autre de façon progressive et sans fissures interstitielles.

L'analyse thermique différentielle indique la présence de *gibbsite* + *gæthite* + *chlorite* + *kaolinite* dans le cortex (C), le plus proche du centre; dans le cortex moyen (B) apparaît le mélange *gibbsite* + *gæthite* + *kaolinite*; dans le cortex extérieur (A), la *gibbsite* a beaucoup diminué et la *kaolinite* augmenté.

Cette boule importée dans cet horizon de colluvionnement, vient d'un niveau situé plus haut dans le paysage. Quand elle était encore à sa place l'altération dans le cortex était de nature gibbsitique. Après son déplacement et son arrivée dans ce niveau, la gibbsite déjà formée a commencé à se transformer en *kaolinite*. Cette transformation est évidemment plus avancée dans le cortex extérieur que dans le cortex moyen. Par contre, le cortex intérieur qui n'était sans doute que peu altéré en arrivant dans ce niveau a continué de s'altérer suivant le nouveau processus et la kaolinite y apparaît déjà en quantités importantes. Le remplacement de la gibbsite en kaolinite s'effectue sans doute avec une certaine augmentation du volume puisque de la silice doit y être ajoutée et c'est cette augmentation de volume qui causerait l'exfoliation des trois écailles concentriques.

2 Analyses thermopondérales

Les quantités de kaolinite et de gibbsite obtenues par calculs effectués d'après les mesures faites sur les courbes d'analyses thermopondérales correspondent bien aux quantités estimées d'après les autres méthodes d'analyses minéralogiques.

En groupant ces valeurs comme il a été fait dans le tableau suivant, d'après les niveaux auxquels les échantillons analysés appartiennent, on voit que la quantité de gibbsite retrouvée dans les horizons superficiels est toujours légèrement supérieure à celle retrouvée immédiatement en dessous. Les niveaux silicifiés sont tous très riches en *kaolinite* avec peu de gibbsite résiduelle, tandis que les niveaux d'altération, au contraire, sont avant tout gibbsitiques, avec beaucoup moins de kaolinite. Le troisième profil qui est contenu entièrement dans la zone de silicification, est entièrement kaolinitique.

Les chiffres expriment des pourcentages de gibbsite et de kaolinite. Ces valeurs sont obtenues en multipliant les pertes d'eau en poids par 100 grammes d'échantillon, par un facteur correctif qui est 2,88 pour la gibbsite et 7,16 pour la kaolinite. Les valeurs mesurées multipliées par ces facteurs donnent ainsi directement les pourcentages de ces deux minéraux.

Remarque — Dans les échantillons très riches en gibbsite, la déshydratation de ce minéral n'est pas tout à fait terminée quand s'amorce la déshydratation de la kaolinite. Il s'en suit une certaine im-

précision dans les mesures. En effet, est comptée comme eau kaolinitique une petite portion d'eau gibbsitique impossible à évaluer. Cependant cette imprécision fait varier fortement le résultat obtenu pour la kaolinite puisque la valeur de la mesure est multipliée par 7 alors que le déficit en gibbsite est de moindre importance puisque cette valeur n'est multipliée que par 2,9. Dans ces niveaux la valeur trouvée pour la kaolinite est donc trop élevée et celle de la gibbsite trop faible.

	AYA2	Gibb	Kaol	AYA5	Gibb	Kaol	AYA4	Gibb	Kaol
Horizons superficiels				58	19	59	48	7	62
				57	13	65	47	5	61
Horizons silicifiés	29b	9	57	56	10	73	46	4	52
	29a	6	76	53b	8	68	45	1	40
	25b	6	64	53a	5	81	44	0	33
	25a	3	82	52RC4	7	81	43b	0	34
				43a	0	30			
				42	0	21			
41				0	8				
Horizons altérés	27	36	21	54b	9	53			
	26	40	21	54a	13	35			
	24	46	14	55	23	37			
	23b	25	6	52RC3	19	26			
	23a	21	4	52RC2	8	11			
	21	1	0	52RC1	1	0			
				51RC	3	13			

3 Analyses par diffraction de rayons X

Ce tableau montre de façon particulièrement claire l'ordre de disparition des minéraux primaires et celui de l'apparition des minéraux secondaires. Le premier minéral à disparaître est toujours le plagioclase : dans le profil AYA2 il est remplacé par la gibbsite, dans le profil AYA5 par le mélange gibbsite + kaolinite, dans le profil AYA4 par la kaolinite seule. Les gels ne sont évidemment pas déterminables par la méthode des rayons X. Les amphiboles se maintiennent plus longtemps surtout dans le profil de bas de pente AYA4. C'est aux dépens de ce minéral que se forme une partie des hydroxydes de fer, l'autre partie pouvant être constituée d'apports dans les pédotubules. Les séricites disparaissent plus rapidement dans les profils du haut de la *catena* que dans le profil AYA4, situé en bas de pente.

On s'aperçoit en outre que plus un minéral est résistant à l'altération, plus il se retrouve haut dans le profil. La hauteur à laquelle un minéral disparaît dépend en outre de la position topographique du profil. Ceci est particulièrement frappant pour les plagioclases qui disparaissent immédiatement dans le profil AYA2, se maintiennent un peu plus longtemps dans le profil AYA5 et persistent presque jusqu'au sommet dans le profil AYA4. Cette relation est vraie pour l'amphibole, la séricite et partiellement pour la chlorite. (La roche AYA4I non saussuritisée ne contient ni chlorite ni épidote). L'ordre d'altérabilité des minéraux est ici : plagioclase ... chlorite ... amphibole ... séricite ... quartz. La différence d'altérabilité entre les minéraux primaires entraîne l'apparition des minéraux secondaires alumineux antérieurement à celle des minéraux secondaires ferrugineux.

	<i>Qrtz</i>	<i>Plag</i>	<i>Ampb</i>	<i>Epid</i>	<i>Séri</i>	<i>Chlo</i>	<i>Gibb</i>	<i>Kaol</i>	<i>Gæt</i>	<i>Héma</i>
AYA29b	6	—	—	—	—	—	2	25	??	12
AYA29a	28	—	—	—	—	—	2	29	—	2
AYA25b	13	—	—	—	—	—	2	42	—	10
AYA25a	8	—	—	—	—	—	2	33	—	—
AYA27	43	—	—	—	6	—	68	6	37	10
AYA26	37	—	—	—	5	—	>100	7	31	10
AYA24	36	—	2	—	6	—	>100	2	23	8
AYA23b	42	—	44	—	14	19	54	—	—	—
AYA23a	28	—	57	2	16	22	49	—	—	—
AYA21R	22	40	>100	—	8	12	—	—	—	—
AYA58	29	—	—	—	2	—	28	25	—	6
AYA57	22	—	—	—	2	—	11	25	—	4
AYA56	12	—	—	—	2	—	4	31	2	4
AYA53b	4	—	—	—	8	—	3	14	3	12
AYA53a	10	—	—	—	2	—	3	38	—	3
AYA52RC4	6	—	—	—	3	1	2	25	—	—
AYA54b	50	—	—	—	20	—	20	24	2	4
AYA54a	50	—	34	2	10	8	20	24	1	—
AYA55.	49	—	—	—	22	—	51	6	1	7
AYA52RC3	42	2	60	2	7	25	22	??	—	3
AYA52RC2	38	2	75	4	5	52	14	??	—	—
AYA52RC1	33	21	75	6	2	31	6	—	—	—
AYA51RC	54	6	75	6	5	33	—	—	—	—
AYA51R	34	37	68	6	2	23	—	—	—	—
AYA48	37	—	2	—	3	—	3	23	2	8
AYA47	20	—	14	—	4	5	2	27	2	7
AYA46	14	6	35	—	—	4	—	22	2	7
AYA45	26	3	70	—	6	3	—	12	—	—
AYA43b	10	4	>100	—	5	—	2	7	—	—
AYA43a	15	17	>100	—	5	—	4	7	—	—
AYA42	23	19	>100	—	7	—	—	7	—	—
AYA41R	15	36	>100	—	—	—	—	6	—	—

§ 12 ANALYSES CHIMIQUES TOTALES DES PROFILS DE LA SECONDE CATENA

1 Résultats d'analyse exprimés en pourcents

	H ₂ O	I	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
AYA21R	1,63	1,35	50,83	9,70	0,80	15,64	0,06	8,91	6,34	0,51	2,43	98,20
AYA23a	11,86	1,10	34,98	14,65	1,00	25,92	0,07	4,17	6,22	0,26	0,20	100,43
AYA23b	13,53	1,11	32,78	17,00	0,98	27,48	0,07	2,21	5,18	0,50	0,04	100,88
AYA24	20,40	0,87	16,45	25,50	1,87	34,57	0,09	0,07	0,04	0,46	0,18	100,50
AYA26	17,80	0,29	18,54	28,75	1,43	31,58	0,09	0,05	0,04	0,42	0,15	99,14
AYA27	16,68	1,89	19,44	28,90	1,08	29,21	0,07	0,03	0,25	0,64	0,07	98,26
AYA25a	14,57	0,42	45,34	4,30	1,22	35,57	0,03	0,05	0,02	0,12	0,15	101,79
AYA25b	13,34	0,56	37,65	20,10	0,94	29,16	0,04	0,04	0,03	0,13	0,26	102,25
AYA29a	13,79	0,87	44,69	7,37	0,56	31,47	0,05	0,04	0,23	0,08	0,03	99,18
AYA29b	12,43	0,47	30,54	30,30	1,20	23,58	0,04	0,04	0,15	0,10	0,08	98,93
AYA51R	1,93	0,83	51,37	11,45	0,88	16,22	0,07	8,84	7,03	0,51	1,86	100,99
AYA51RC	4,98	1,25	45,56	16,35	1,02	16,78	0,05	5,88	5,23	0,28	0,51	97,89
AYA52RC1	2,94	1,60	45,38	16,70	0,87	15,76	0,07	8,95	5,53	0,18	1,14	99,12
AYA52RC2	6,90	0,93	37,98	21,10	1,30	16,55	0,07	4,58	9,06	0,19	0,18	98,84
AYA52RC3	11,83	3,64	28,61	31,97	1,96	18,79	0,07	0,05	2,98	0,08	0,01	99,99
AYA55	14,81	3,20	29,30	22,15	1,50	28,68	0,10	0,04	0,12	0,21	0,00	100,11
AYA54a	10,50	3,06	40,59	17,75	1,21	22,40	0,08	0,04	5,18	0,25	0,03	100,89
AYA54b	12,12	1,17	41,75	14,70	1,24	28,27	0,08	0,04	0,45	0,37	0,02	100,21
AYA52RC4	12,37	3,06	39,76	15,20	0,75	25,58	0,06	0,03	0,12	0,11	0,00	97,04
AYA53a	15,00	1,37	39,47	7,67	0,87	33,67	0,06	0,04	0,21	0,08	0,01	98,45
AYA53b	13,36	0,71	31,06	25,87	1,19	27,68	0,05	0,04	0,05	0,06	0,01	100,08
AYA41R	3,77	1,14	48,78	19,10	1,34	15,36	0,01	6,07	4,16	0,28	1,24	100,55
AYA43b	5,86	0,55	49,30	14,40	1,28	18,10	0,01	5,65	4,79	0,20	0,38	100,52
AYA44	6,24	0,51	49,08	17,40	1,10	19,07	0,02	2,47	2,83	0,18	0,80	99,70
AYA46	10,07	0,47	43,43	21,80	1,34	20,23	0,03	1,47	1,22	0,18	0,55	100,79
AYA47	12,17	0,37	40,33	23,40	1,10	22,10	0,03	0,43	0,72	0,18	0,14	100,97

2 Résultats recalculés suivant le raisonnement isovolumétrique

	Dens.	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	
AYA23b	1,66	-63,96	-2,05	-1,79	-86,13	-54,33	-45,03	-98,89	Densité de la roche fraîche = 2,97
AYA24	1,23	-86,60	+8,85	-8,46	-99,66	-99,73	-62,25	-96,95	
AYA26	1,18	-85,51	+17,74	-19,78	-99,77	-99,73	-67,55	-97,51	
AYA25a+b	1,43	-60,70	-39,43	-0,34	-99,77	-99,74	-88,08	-95,98	
AYA29a+b	1,72	-57,15	+12,43	+1,89	-99,74	-98,25	-90,07	-98,75	
AYA51RC	2,81	-16,09	+35,08	-2,12	-37,07	-29,59	-47,68	-74,09	Densité de la roche fraîche = 2,96
AYA52RC3	1,49	-72,06	+40,05	-41,87	-99,73	-78,74	-92,05	-99,82	
AYA55	1,54	-70,43	+0,29	-8,32	-99,77	-99,13	-78,80	-99,99	
AYA54b	1,42	-61,15	-38,63	-16,67	-99,77	-96,89	-64,90	-99,46	
AYA53b	1,89	-61,53	+43,75	+8,61	-99,69	-99,56	-92,71	-99,64	
AYA43b	1,85	-23,99	-43,31	-11,41	-30,01	-13,39	-46,38	-77,05	Densité de la roche fraîche = 2,46
AYA44	1,63	-33,33	-39,65	-17,76	-71,47	-54,94	-57,97	-82,38	
AYA46	1,39	-49,70	-28,11	-23,76	-81,65	-78,01	-63,77	-85,70	
AYA47	1,33	-55,30	-30,94	-21,17	-96,18	-90,62	-65,22	-93,98	

§ 13 BILANS GÉOCHIMIQUES DES ÉLÉMENTS PRINCIPAUX DE LA SECONDE CATENA

1 Le comportement de la silice

Le comportement de la silice est différent dans les trois profils de la *catena*. Dans le profil supérieur AYA2, 64% de la silice sont exportés dès le début de l'altération. A ce stade l'exportation de silice se fait uniquement aux dépens des plagioclases puisque les autres minéraux ne sont pas encore altérés. L'altération progressant, la quantité de silice exportée augmente et atteint rapidement un palier de 85%. A ce stade d'altération on observe plus que des hydroxydes et du quartz. On peut estimer que les 15% de silice qui restent dans l'échantillon sont à attribuer au quartz : ce qui nous donne pour la roche fraîche, après les corrections exigées par les différences de densités, un pourcentage pondéral d'environ 7% de quartz. Cette quantité correspond bien à celle qui a été observée en plaque mince. Dès le stade de pain d'épices rouge-violacé, on peut donc affirmer que toute la silice des silicates primaires a été individualisée, solubilisée et exportée hors de l'échantillon.

Dans les échantillons d'argiles bariolées kaolinitiques, la situation est très différente : dans l'échantillon 24 gibbsitique il reste 13% de silice; dans l'échantillon 25 kaolinitique il en reste 39%, soit une différence de près de 200%, différence nécessairement attribuable à une importation de silice dans l'échantillon puisque les relations morphologiques du profil montrent clairement que l'argile kaolinitique dérive de la roche altérée gibbsitique. Les pourcentages de silice contenus dans les deux niveaux d'argiles bariolées sont très semblables.

Dans le profil situé à mi-pente AYA5, la silice est faiblement exportée en début d'altération : 16% seulement dans l'échantillon 51RC contre 64% dans son homologue AYA23b du premier profil. Le degré d'altération étant sensiblement le même dans les deux échantillons cette différence doit être mise en rapport avec la formation de gibbsite seule dans l'échantillon 23b et de kaolinite dans l'échantillon 51. La kaolinite retient donc pour sa formation une partie de la silice qui aurait dû normalement être lessivée si le profil s'était trouvé en position plus élevée dans la *catena*. Les échantillons complètement altérés 52RC3 et 55 sont très semblables du point de vue du type d'altération : le premier est un cortex complètement altéré, rouge violet, le second une boule complètement altérée, de même couleur, mais recueillie plus haut dans le profil à la base du niveau d'argiles bariolées. Dans les deux cas, la perte de silice est semblable (72 et 70%). Les échantillons 24 et 26 du premier profil avaient perdu respectivement 86 et 85% de silice. Cette différence assez sensible entre des niveaux comparables des deux profils est encore à mettre en rapport avec une certaine proportion de kaolinite dans le second profil, alors que la gibbsite seule est identifiée dans ces niveaux du premier.

Les échantillons d'argiles bariolées des deux profils (53b et 25a + b) ont perdu tous deux 61% de silice. Entre les échantillons 54b et 55 qui sont au même stade d'altération, il n'y a qu'une différence de hauteur à l'intérieur du niveau d'argiles bariolées. L'échantillon 55 qui est le plus élevé est le moins siliceux (-70 contre -61%).

Dans le troisième profil AYA4 situé en bas de pente, environ un quart de la quantité initiale de la silice est exporté en début d'altération. Cette quantité est donc largement inférieure à celle enregistrée à la base des deux profils précédents. Avec la progression de l'altération la quantité de silice exportée va en augmentant mais le pourcentage final de silice lessivée se situe nettement plus bas que dans les roches complètement altérées des deux premiers profils. Cet aspect plus progressif du lessivage de la silice est due au fait que les silicates primaires, et principalement les actinotes, s'altèrent beaucoup moins rapide-

ment que dans les deux profils précédents. D'autre part, dans tout le profil, le seul minéral secondaire formé est la kaolinite (avec des hydroxydes de fer évidemment).

Dans les deux profils précédents, la silice libérée des feldspaths et des gels ne réagit pas avec l'alumine libérée en même temps qu'elle. En effet la silice est en grande partie exportée et c'est la gibbsite seule qui se forme dans les roches complètement altérées. La silice dans ces niveaux n'est donc pas réactionnelle. Il faut attendre l'arrivée de silice extérieure pour voir se former de la kaolinite dans les niveaux d'argiles bariolées superposés aux niveaux d'altération proprement dits. Cette silice qui s'accumule de façon absolue dans ces niveaux d'argiles bariolées est apportée par la nappe phréatique.

Nous ne pensons pas qu'un changement de position dans la *catena* puisse être en mesure de modifier les propriétés réactionnelles de la silice au moment de sa libération des feldspaths ou des gels. Nous pensons que la silice libérée est lessivée comme dans les autres profils, mais que la position basse du profil entraîne la présence de la nappe phréatique silicificatrice dans tout les niveaux de ce profil. Dans le cas du premier profil, situé en haut de pente, le front de silicification est situé beaucoup plus haut que le front d'altération. Dans le profil de mi-pente, le front de silicification a presque rejoint le front d'altération mais pas suffisamment pour empêcher la formation de la gibbsite. Dans le profil de bas de pente, le front de silicification a rejoint le niveau de la roche fraîche, et toute la zone d'altération est baignée par la nappe phréatique qui y apporte les mêmes éléments que dans les profils supérieurs.

2 Le comportement de l'alumine

Dans le premier profil, en début d'altération, c'est-à-dire durant la période d'altération des plagioclases, la plus grande partie de l'alumine se maintient sur place avec formation d'hydroxyde gibbsite : moins de 2% de l'alumine sont lessivés. Cette perte peu importante va croissante avec le degré d'altération de la roche : -8% dans l'échantillon 24 et finalement -20% dans l'échantillon 26 situé en plein dans les argiles bariolées. L'augmentation sensible du lessivage de l'alumine correspond en partie avec la période d'altération des amphiboles. Dans les échantillons d'argiles bariolées, les pertes d'alumine sont négligeables : -0,34% en profondeur, +1,89% au sommet de ce niveau. La nappe apporte donc également de l'alumine puisque le capital initial en alumine de la roche fraîche est rétabli. Comme il y a plus de silice et plus d'alumine dans l'argile bariolée qu'il n'y en avait dans la roche altérée, la kaolinite des argiles bariolées provient en partie de la silicification de la gibbsite qui a disparu et de la combinaison sur place des deux éléments apportés. La totalité de la gibbsite n'a cependant pas disparu car on retrouve encore 3 et 6% de gibbsite dans les parties blanches et rouges des argiles bariolées AYA25 (quantités déterminées par analyses thermopondérales).

En début d'altération, seulement 2% d'alumine sont lessivés dans le second profil. Par contre l'altération plus complète de la roche entraîne un lessivage important de cet élément. L'échantillon d'argiles kaolinitiques est le seul dans lequel on enregistre un apport absolu d'alumine : 8% de plus que dans la roche fraîche. Dans les deux profils donc, les horizons d'argiles bariolées sont enrichis en alumine et cet enrichissement semble proportionnel à la diminution d'altitude relative dans la *catena*.

Dans le profil de bas de pente, AYA4, l'alumine est également partiellement lessivée dans les stades d'altération : 11% de perte dans les niveaux inférieurs, 24% dans l'échantillon 46. Le raisonnement isovolumétrique montre ici toute son utilité : en effet, à la lecture du tableau d'analyses chimiques totales les proportions d'alumine augmentent de bas en haut du profil, ce qui pourrait être interprété comme le signe d'un enrichissement relatif en alumine, à une accumulation sur place de l'hydroxyde ou du silicate. Le calcul isovolumétrique montre au contraire que l'alumine est partiellement lessivée et dans des proportions non négligeables puisqu'en fin d'altération, dans les niveaux supérieurs (AYA46), près du quart de l'alumine initiale a été exportée.

En résumé, l'exportation d'alumine est d'autant plus forte, durant les stades d'altération de la roche, que le profil est situé plus bas sur la pente. Dans les horizons bariolés, l'importation d'alumine est d'autant plus prononcée que le profil est situé plus bas. En conséquence, les écarts entre les pourcentages d'alumine existant dans les niveaux d'altération et ces pourcentages dans les niveaux bariolés, sont les plus grands en milieu de pente. Ces écarts au contraire s'annulent en bas de pente ou les deux niveaux sont superposés. L'importation d'alumine va de pair avec l'apparition de kaolinite. Nous rejoignons ainsi exactement les conclusions émises à propos du comportement de l'alumine dans la première *catena*. Dans la première *catena*, le rôle principal est tenu par l'alumine, les effets de la mobilité de la silice ne se faisant sentir que dans un sens négatif. Dans la seconde *catena*, l'alumine joue encore un rôle important, mais qui est partagé avec la silice qui joue ici un rôle plus actif et mieux marqué.

3 Le comportement du fer

Comme dans la première *catena*, le comportement du fer est beaucoup moins régulier que celui de la silice ou de l'alumine. Dans les deux profils supérieurs, du fer est généralement importé dans les niveaux d'altération. Le fer ferrique insoluble pour une large gamme de pH précipite probablement dans ces niveaux où les valeurs du pH sont plus élevées. Dans les argiles bariolées l'examen pétrographique montre que la tendance générale est à l'exportation : les plages blanches naissent aux dépens des plages rouges : l'échantillon 25a + b qui est un échantillon moyen (blanc et rouge) de ce niveau, le lessivage du fer atteint 39%. L'échantillon 53b n'est pas caractéristique du comportement du fer puisqu'il s'agit d'une plage brune seule, la mesure de densité n'ayant pu être effectuée sur ce genre d'échantillon. Cependant, l'analyse chimique totale de l'échantillon AYA 53a montre que cet échantillon ne contient que 8% de fer contre 32% dans l'échantillon 52RC3. L'échantillon RC4 qui forme le terme de passage entre RC3 et 53a ne contient que 15% de fer. On voit donc que de la roche altérée RC3 à l'argile RC4 et de celle-ci à l'argile bariolée brune les pourcentages de fer sont respectivement de 32%, 15% et 8%. Les densités des échantillons variant peu dans ces niveaux très altérés, on peut en conclure que la tendance est à la mobilisation du fer et à son entraînement.

A la base du troisième profil, 43% de Fe_2O_3 sont éliminés par cm^3 de roche. Dans la première *catena*, les profils de bas de pente perdaient aussi de plus grandes quantités de fer que les autres profils, en comparant les premiers niveaux d'altération. Dans les horizons supérieurs du profil AYA4 le fer est progressivement importé dans le profil : on passe d'un bilan négatif de 43% à un bilan négatif de 28% dans le niveau 46. Cette progressive importation de fer est visible sur le terrain car les horizons supérieurs sont rouge vif, et en plaque mince les pédotubules avec épais coatings de goëthite sont de plus en plus nombreuses dans les horizons supérieurs. La base du profil, soumise pendant une grande période de l'année à l'influence réductrice de la nappe phréatique permet l'exportation de fer sous forme de fer ferreux soluble. Plus on monte dans le profil, plus rapidement ces horizons s'assèchent à l'arrivée de la saison sèche et plus longue est la période durant laquelle ces niveaux sont pédologiquement secs : en conséquence, le fer a d'autant plus tendance à se fixer en hydroxydes ferriques que le front d'altération très étalé dans ce profil doit y maintenir des valeurs de pH relativement élevées.

4 Le comportement des éléments alcalins et alcalino-terreux

Dans le profil AYA2, les deux éléments qui sont le plus rapidement exportés sont le calcium et le sodium, c'est-à-dire les deux éléments qui entrent dans la composition des plagioclases. Dans le stade 23b dans lequel le plagioclase est entièrement transformé en gibbsite mais les amphiboles sont maintenues

en grande partie, le CaO a diminué de 86% par unité de volume tandis que le MgO n'a diminué que de 54%. Dans le dernier stade d'altération (AYA24), dans lequel tous les silicates primaires sont altérés, les deux éléments sont éliminés à un taux supérieur à 99%. Le maintien de la potasse s'explique par la relative inaltérabilité de la séricite : élimination de 62% seulement de la potasse alors que la soude est éliminée à 99%. Dans les argiles bariolées, chaux, magnésie et soude sont exportées en totalité tandis que la proportion retenue de potasse est plus faible que dans la roche altérée sous-jacente.

Dans le premier stade d'altération du profil AYA5 l'ordre de départ des éléments est le suivant : $\text{Na}_2\text{O} = 74\%$, $\text{K}_2\text{O} = 47\%$, $\text{CaO} = 37\%$ et $\text{MgO} = 29\%$. Dans les stades très altérés les quatre éléments sont totalement éliminés. Le départ de la potasse et de la magnésie est cependant plus progressif.

Dans le profil de bas de pente, les écarts entre les comportements des divers cations ne font que se creuser. Le taux final d'exportation de ces cations est le même que dans les profils précédents, mais la vitesse avec laquelle se sont évadés ces cations est sensiblement différente. Près de 10% de la magnésie sont encore retenus dans l'horizon supérieur de ce profil. Aux rayons X, la raie de l'amphibole est d'ailleurs encore nettement visible dans cet horizon 47.

§ 14 CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES AU SUJET DE LA SECONDE CATENA

1 La catena et le domaine ferrallitique

La partie haute de la *catena* appartient bien au domaine ferrallitique puisque les processus d'altération y aboutissent à l'individualisation de tous les éléments minéraux primaires et à l'exportation totale des éléments solubles. Sont retenus dans le milieu les éléments insolubles comme le fer et l'alumine qui précipitent in situ à l'état d'hydroxydes. L'élimination des alcalins et des alcalino-terreux, particulièrement, se fait dans des proportions semblables dans les deux *catenas*.

Le comportement de la silice est un peu différent vu la grande importance prise ici par les processus de silicifications. Notons cependant que dans la partie haute du profil cette silicification n'est que postérieure aux phénomènes de ferrallitisation proprement dits.

Dans la partie basse du profil, les alcalins et les alcalino-terreux sont encore éliminés en totalité quoique cette élimination soit plus progressive. L'élimination de la silice, à la lecture des bilans géochimiques, n'est que partielle. Cependant il faut se rappeler que ces bilans ne représentent qu'une résultante entre deux mouvements qui peuvent localement être de sens opposés. Ce profil de bas de pente caractérisé par une élimination totale des cations solubles et une élimination partielle de la silice peut également se classer parmi les profils ferrallitiques. Le degré de ferrallitisation y est simplement moins élevé.

2 Le mouvement de la silice et de l'alumine dans la catena

Le dessin n° 1 schématise les mouvements de ces deux éléments. Au sommet de la *catena*, la zone (1) comprend trois niveaux : un niveau supérieur de roches complètement altérées gibbsitiques, un niveau relativement peu épais représentant le front d'altération et un niveau inférieur occupé par la roche fraîche. Le front d'altération est caractérisé par le départ de toute la silice disponible, le départ de tous les cations solubles, et le départ d'une fraction de l'alumine. La zone de roche altérée est constituée d'une couche résiduelle gibbsitique et ferrugineuse dans laquelle les mouvements d'éléments sont assez réduits. La zone (1) est dans son ensemble caractérisé par la présence exclusive de gibbsite comme minéral secondaire alumineux.

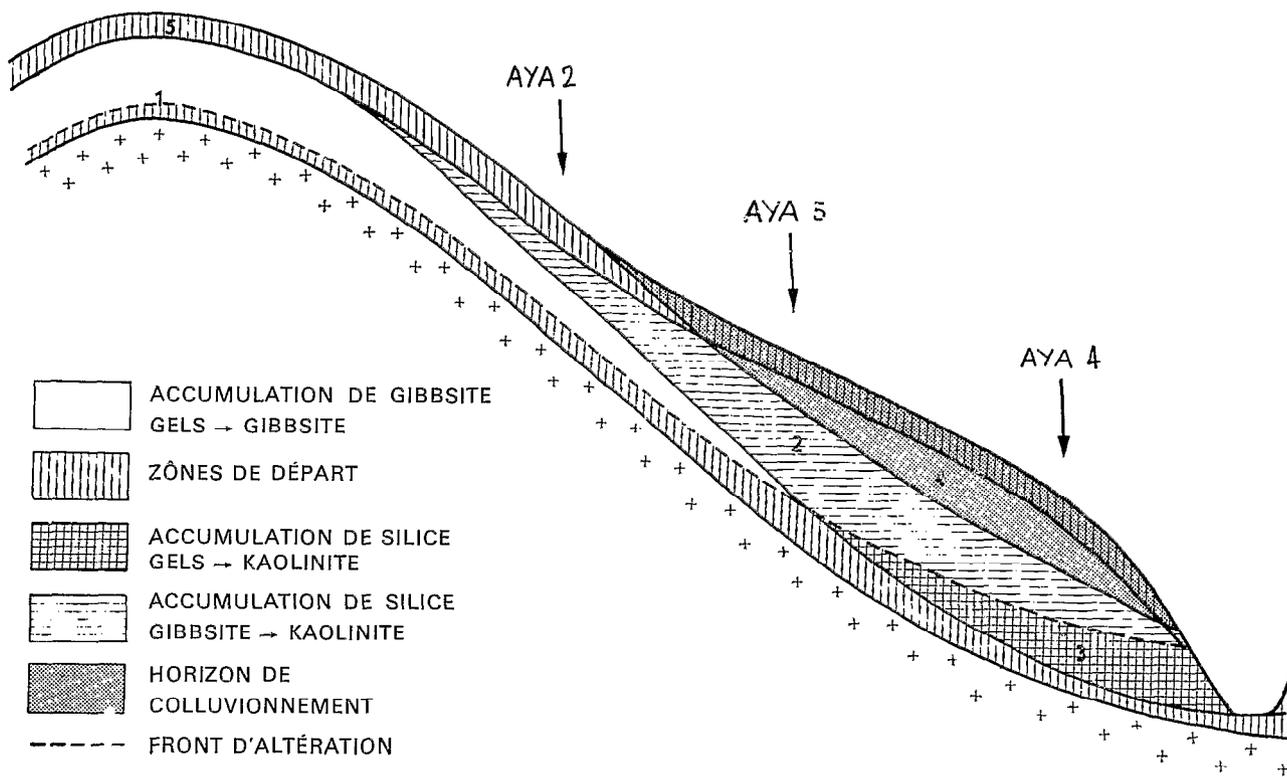
La zone (2) comprend un niveau de plus qui vient se superposer aux trois niveaux précédents : c'est le niveau de silicification caractérisé par une accumulation absolue de silice *et* d'alumine. Dans le cas du profil AYA2 la base de la zone (2) est plus élevée que le front d'altération. Dans le cas du profil AYA5 la base de la zone (2) rejoint le front d'altération. Ce profil ne comporte plus que trois niveaux : le niveau supérieur caractérisé par une accumulation absolue de silice *et* d'alumine, un niveau d'altération de la roche, et un niveau inférieur de roche fraîche. Le niveau de roche altérée gibbsitique est en voie de disparition. Cette zone (2) est la zone des argiles bariolées constituées uniquement de kaolinite.

La zone (3) est caractérisée par la superposition de la zone (2) à la zone (1). C'est le cas du profil AYA4. La zone d'accumulation absolue de silice et d'alumine coïncide avec la zone d'altération de laquelle ces éléments doivent normalement être éliminés. C'est la résultante de ces deux mouvements opposés qui est comptabilisée dans le bilan géochimique.

Au-dessus de la partie moyenne et basse de la *catena* un horizon de colluvionnement (4) recouvre les niveaux de la zone (2). Ce niveau de colluvionnement, assez superficiel et de peu d'épaisseur, ne semble pas jouer de rôle appréciable dans le mouvement de la silice et de l'alumine car il n'est traversé que par l'eau de pluie et ne contient plus de minéraux primaires altérables.

La zone (3) est caractérisée par la kaolinite comme seul minéral alumineux secondaire.

Toute la surface de la *catena* est recouverte d'un manteau peu épais de sol humifère qui joue certainement un rôle important mais non chiffré dans l'exportation du fer et de l'alumine (zone 5). Dans le dessin, l'ensemble des zones de départ et l'ensemble des zones d'accumulation sont figurés par deux hachurés différents, qui se superposent dans la zone (3) qui est mixte.



CHAPITRE III

TENTATIVES D'INTERPRÉTATION

§ 1 RECHERCHES BIBLIOGRAPHIQUES

Le problème de l'altération des feldspaths a été étudié par de nombreux auteurs. Les premières hypothèses ou les premiers résultats n'étaient que très fragmentaires. On envisageait alors uniquement le stade cristallin initial, en l'occurrence le feldspath, et le stade cristallin final, la kaolinite ou la gibbsite. Les stades intermédiaires ne retenaient pas l'attention des chercheurs ou des observateurs, faute de moyens d'investigation adéquats.

Les recherches portèrent sur les altérations naturelles, telles qu'elles sont observées dans la nature, sur les altérations artificielles, à basse température, qui tentaient de reproduire plus ou moins fidèlement les conditions naturelles existant dans la zone d'altération météorique, sur les altérations à hautes températures et fortes pressions, tentant alors de reproduire les transformations observées dans les milieux hydrothermaux.

Nous ferons abstraction des expériences à hautes températures et fortes pressions, puisque le cadre de nos recherches correspond au milieu naturel de la zone d'altération météorique.

CORRENS et VON ENGELHARDT (1938) pensent que la transformation se fait par une mise en solution des éléments constitutifs, à l'état d'ions, et que ces solutions sont ensuite l'objet de recristallisations conduisant aux hydroxydes et aux minéraux argileux secondaires. Ils démontrent la possibilité qu'ont les feldspaths de se dissoudre à l'état d'ions. Leurs expériences montrent que la vitesse avec laquelle le minéral passe en solution dépend du pH du milieu. Ainsi en milieu alcalin, la dissolution de la silice et de l'alumine est rapide et les quantités de ces éléments dissous égales. En milieu neutre l'attaque est moins rapide, l'alumine est très peu soluble tandis que la silice se dissout deux fois plus vite. En milieu acide l'attaque est rapide, la silice ne se dissout que très peu et c'est l'alumine qui domine dans la solution. De telles expériences tendent à prouver l'hypothèse de la formation d'une couche colloïdale adhérente de silicate organisé ou non, et qui protégerait partiellement le feldspath d'une attaque ultérieure. Cette couche intermédiaire pourrait agir comme un échangeur d'ions vis-à-vis des passages des cations K, Na, Ca dans le sens cristal-solution et des ions H^+ ou autres en sens inverse.

GRAHAM (1949) montre par ses expériences que tous les plagioclases ne s'altèrent pas à la même vitesse : ainsi l'albite est la plus résistante à l'altération tandis que l'oligoclase s'altère 1,7 fois plus vite, l'andésine 2,8 fois, le labrador 6,9 fois, la bytownite 13,1 fois et l'anorthite 16,3 fois plus vite que l'albite de comparaison.

L'hypothèse la plus souvent reprise est celle formulée par FREDERICKSON (1951). Cet auteur conçoit le mécanisme de l'altération de l'albite, prise comme exemple, comme étant un processus d'échange entre les ions acides de l'eau arrangée en structure cristalline autour des particules cristallines du feldspath et les ions Na^+ de l'albite. D'après cet auteur, l'effet mécanique de cette réaction d'échange est une expansion du réseau dans les couches cristallines en réaction, ce qui cause une certaine exfoliation du minéral et permet au processus de se poursuivre en rendant ces couches chimiquement plus réactionnelles. Le minéral se débite alors en petites particules colloïdales ou de petite dimension de silice insoluble.

LAGACHE, WYART et SABATIER (1961) pensent que la vitesse de dissolution n'est pas réglée par la formation à la surface des cristaux d'une couche superficielle désorganisée. Elle est régie par l'interaction des cristaux que l'on peut toujours considérer comme neufs, avec les produits en solution. L'apparition de gels enveloppant les fragments de feldspath en voie d'altération montre l'inexactitude de ces conclusions, du moins dans de nombreux cas.

DEVORE (1956) se basant sur le fait que la liaison Si-OH doit être plus forte que la liaison Si-O-Si, suppose une permutation des ions OH^- de la solution et des oxygènes de la liaison. Le remplacement de la liaison Si-O-Si par une paire de liaisons Si-OH affaiblirait l'ensemble du cristal et permettrait un échange plus facile des cations feldspathiques contre les ions acides de la solution. Cette hypothèse est contredite par les expériences de FRIPIAT, LÉONARD et BARAKE (1963) qui démontrent que la liaison Si-OH est statistiquement plus longue, donc plus faible, que la liaison Si-O.

Si les travaux antérieurs fournissent la preuve de la mise en solution de tous les éléments présents dans le réseau feldspathique, il reste cependant à imaginer un système permettant l'extraction de ces cations du réseau cristallin et leur migration dans les solutions du sol.

FREDERICKSON (1951) propose le mécanisme suivant : les ions H^+ , vu leur petit diamètre, présentent un potentiel ionique très élevé, comparativement aux ions Na^+ , de même charge mais de diamètre beaucoup plus grand. Pour les oxygènes du réseau l'attrait sera plus grand de se combiner avec ces ions hydrogène plutôt qu'avec les ions Na^+ , d'autant plus que le silicate est un sel d'acide faible. L'échange étant effectué, l'ion Na^+ libéré est expulsé, et puisque cette réaction a lieu en surface du cristal, il est aisé pour le Na^+ de passer en solution et de s'éloigner de cette surface. Cette migration est facilitée par les différences de concentration en ions Na^+ dans les deux milieux. L'ion Na^+ ayant quitté le réseau, celui-ci s'en trouve légèrement déformé et la pénétration de l'eau facilitée. D'ion en ion, l'échange se poursuit et l'altération progresse à l'intérieur du cristal.

Tout se ramène donc à un procédé d'échange de bases. Cette propriété de pouvoir échanger des ions a été étudiée par de nombreux auteurs. GRAHAM (1941) indique le passage des ions du feldspath vers la solution et celui des acides vers la surface du cristal par l'intermédiaire d'argiles saturées en ions H^+ et laissées en contact de fragments de feldspath pendant plusieurs mois. L'argile porteuse d'ions H^+ les échange contre les ions alcalins du feldspath. MAC CLELLAND (1951) étudie le comportement de quelques feldspaths et autres minéraux vis-à-vis d'une bentonite-H. Les effets de la granulométrie, du degré de saturation du colloïde, de la température et du temps sur la vitesse des échanges sont étudiés. L'échange de ces cations semble être accompagné de l'écroulement du réseau cristallin des minéraux testés (sauf ceux de la biotite et de la muscovite). COLLIER (1951) dans son étude expérimentale de l'altération des granites d'Auvergne formule la conclusion que la désagrégation des granites n'est pas due à une kaolinisation des feldspaths mais bien à leur hydratation suivie de leur effritement, le lessivage des cations du feldspath étant proportionnel au degré de finesse des particules feldspathiques.

NASH et MARSHALL (1956) déterminent les quantités d'ions Ca, K, Na, Si et Al libérés des plagioclases et du microcline par une attaque avec HCl 0,01 N, le chlorure d'ammonium et l'eau pure. Ces auteurs poursuivent leurs expériences en 1957 et observent que l'ion NH_4^+ est un déplaçant efficace et qu'une fois entré dans le réseau feldspathique il est très difficile de l'en déloger. D'autre part ils concluent que, suivant leurs expériences, la surface légèrement désorganisée par ces échanges d'ions doit être très peu épaisse et ne doit pas dépasser l'épaisseur de quelques cellules unitaires. ARNOLD (1960) dans une étude de l'altération des réserves en potassium du sol, montre que la totalité de la potasse contenue dans une orthose est difficilement échangeable, et que seule une partie de celle-ci, située en surface des fragments du cristal, passe facilement en solution. CORRENS (1951) montre que les feldspaths potassiques finement moulus ne perdent que 12% de leur potassium initial après une expérience de 43 jours. La

potasse, l'alumine et la silice sont exportées dans la proportion 1 : 1 : 6, la vitesse de libération de ces éléments variant avec la température, le pH et la dimension des particules soumises à l'extraction. GARRELS et HOWARD (1957) montrent que la réaction du feldspath avec l'eau se traduit par la formation en surface d'une couche dont la partie extérieure est complètement désorganisée au point de vue structural et d'une couche interne dans laquelle cette structure est progressivement maintenue mais avec l'ion H^+ substitué à K^+ . L'opération inverse, l'addition de KCl à la solution, redéplace les ions H^+ de la couche externe désorganisée mais non ceux fixés dans la couche interne. MAC CALEB et WOLTZ (1959) montrent que l'extraction du potassium, de la soude ou de la chaux d'un feldspath est proportionnelle à la concentration de ces éléments dans les minéraux testés et évidemment inversement proportionnelle à la concentration de ces éléments dans la solution.

Jusque maintenant les expériences citées avaient pour but de montrer que les surfaces des cristaux de feldspath pouvaient échanger leurs cations contre d'autres en concentration plus forte dans des solutions artificielles, et en particulier contre l'ion hydrogène. Les cations sont facilement extraits du réseau cristallin. Mais pour détruire un feldspath il ne suffit pas d'en extraire les cations. Il faut aussi s'attaquer au réseau de tétraèdres centrés sur l'atome de silicium ou d'aluminium en coordinence-4.

Nous avons déjà mentionné les travaux de CORRENS et VON ENGELHARDT (1938), MURATA (1946) étudie l'attaque de très nombreux minéraux silicatés et entre autres des feldspaths, par les acides forts. Il remarque que certains fournissent de la silice insoluble à faible surface interne et que d'autres minéraux donnent des gels siliceux à surface interne élevée. Cet auteur développe l'hypothèse que pour qu'un minéral puisse se gélatiser sous l'action des acides forts, il est nécessaire que sa structure silicique soit telle qu'elle puisse se débiter en fragments solubles, de faible poids moléculaire et ne contenant pas plus qu'un petit nombre d'atomes de silicium. Selon lui, les minéraux peuvent ainsi se diviser en deux catégories. Premièrement les minéraux qui fournissent de la silice insoluble : ce sont les pyroxènes, les amphiboles et les micas. Ces minéraux ont un réseau silicique formé de longues chaînes ou de plans de tétraèdres difficiles à briser en tronçons plus courts. Deuxièmement les minéraux qui forment des gels de silice : ce sont les minéraux dont la structure silicatée est composée de tétraèdres isolés ou assemblés en petits nombres comme les olivines et les grenats. Les feldspaths, et en général les tectosilicates, forment une catégorie à part à cause des substitutions possibles de l'aluminium en position tétraédrique. Les atomes d'aluminium sont considérés comme autant de points faibles. Les résultats obtenus sur les feldspaths montrent que ceux dont le rapport Al/Si est inférieur à 2/3 donnent de la silice insoluble tandis que les autres présentant un rapport supérieur à 2/3 fournissent par attaque acide des gels siliceux. La limite entre les deux catégories de plagioclases se situe aux environs d'un plagioclase de composition à 50% An puisque l'albite donne un rapport 1/3 et l'anorthite un rapport égal à 2/2.

Puisque la liaison Si-O-Al est considérée comme un point faible dans la structure cristalline des plagioclases, il est normal que plus un plagioclase est riche en aluminium et plus il est fragile en face des agents d'altération. C'est ainsi que malgré la mise en solution plus facile du sodium de l'albite comparativement à celle du calcium de l'anorthite, c'est cependant ce dernier plagioclase qui est le plus rapidement altéré vu sa plus grande proportion de liaisons Si-O-Al.

En résumé, une fois l'extraction des cations accomplie par échange, le réseau est ébranlé, les anions passent en solution ou s'accumulent suivant leurs propriétés vis-à-vis des valeurs du pH. Même les grands polymères de silice insolubles lors de leur libération du réseau silicaté, se dépolymérisent à la longue puisque leur solubilité atteint 140 mg/l (KRAUSKOPF, 1956-1959), et que de telles concentrations ne sont pratiquement jamais atteintes dans le milieu naturel normal (SIFPERT, 1962). La silice amorphe se dissout dans l'eau à raison de 120-140 mg/l à 25°C et d'après KRAUSKOPF la silice ainsi dissoute se trouve en solution à l'état monomère comme molécules $Si(OH)_4$. Pour des valeurs de pH inférieures à 9 la silice reste à l'état monomère tant que la concentration en silice ne dépasse pas 120-140 mg/l. Pour des valeurs

plus élevées de pH il se forme des gels colloïdaux. D'après cet auteur encore, la silice cristalline se dissout beaucoup plus difficilement : ainsi le quartz ne se dissout qu'à raison de 6 à 14 mg/l. La silice en solution ne peut être précipitée que par addition d'électrolytes forts et spécifiques tels qu' Al^{3+} .

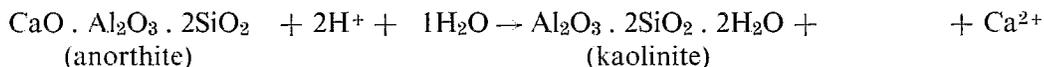
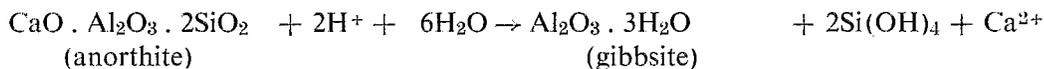
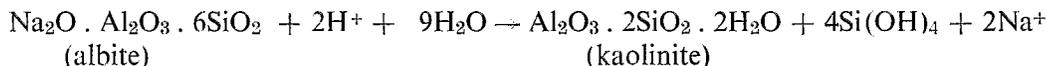
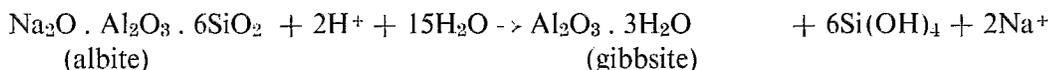
D'après SIFFERT (1962) la silice des argiles et des phyllites est nettement moins soluble que la silice amorphe. Donc toute solution de silice saturée vis-à-vis de la silice amorphe sera sursaturée vis-à-vis des argiles. La teneur en silice des eaux naturelles (environ 35 mg/l) étant inférieure à la limite de solubilité vraie du monomère (140 mg/l) l'état normal de la silice dans les eaux naturelles est la solution monomoléculaire.

D'après ILER (1955) avec des sels solubles d' Al^{3+} et Mg^{2+} dans une solution de silice, on observe une nette diminution de la silice dans la solution. Dans le co-précipité silice-Mg on observe une certaine organisation cristalline tandis que le co-précipité silice-Al est un gel amorphe.

Pour une même valeur de pH, la solubilité de la silice et celle des autres cations, sera donc largement accrue par le renouvellement continu des solutions baignant les minéraux en voie d'altération. C'est une simple application de la loi d'action des masses. La vitesse d'altération de la roche est donc une fonction directe de la qualité du drainage qui renouvelle continuellement l'eau en présence des minéraux, et de la température qui, de façon générale, accroît le pouvoir dissolvant de cette eau.

Puisque tous les éléments du feldspath passent en solution, au moins momentanément, il résulte que la structure cristalline du feldspath n'intervient absolument pas dans la structure ou l'orientation des minéraux néoformés. Les cristaux de gibbsite sont orientés généralement perpendiculairement au réseau de fissures et non à une direction préférentielle commandée par une orientation du réseau cristallin du feldspath.

Il est commode pour clarifier le problème de le poser en équations chimiques simples. Bien que ces équations ne correspondent pas exactement à la réalité de façon stricte, elles peuvent néanmoins servir de base de départ pour des raisonnements plus complets et qui se rapprochent davantage de la réalité. Envisageons la formation de gibbsite et de kaolinite à partir de l'albite et de l'anorthite. On peut écrire :



En considérant en plus le cas du labrador à 50%An, on peut déduire de ces équations simples, qui ont négligé tous les stades intermédiaires :

1° Ce sont les transformations en gibbsite qui libèrent le plus de silice, dans les proportions de 6, 4, 2 pour l'albite, le labrador et l'anorthite;

2° Ces transformations en gibbsite exigent la fixation du maximum d'eau;

3° La transformation en kaolinite n'exige le départ que d'une partie de la silice pour les plagioclases acides. La proportion de silice lessivée diminue progressivement jusqu'à s'annuler lors de la transformation de l'anorthite;

4° La composition chimique des plagioclases permet leur transformation en gibbsite ou en kaolinite en ne demandant l'arrivée que de l'eau et des ions H^+ ;

5° Les plagioclases basiques sont trop pauvres en silice pour pouvoir se transformer stoechiométriquement en montmorillonite, puisque déjà l'excès de silice s'annule dans la transformation en kaolinite;

6° Les deux minéraux secondaires envisagés contiennent de l'aluminium en position hexacoordonnée. La formation de ces minéraux aux dépens du feldspath exigera donc le passage de tout l'aluminium original de l'état de coordinence-4 à l'état de coordinence-6.

Dans la nature les choses ne se présentent cependant pas exactement de la même façon. L'altération naturelle s'effectue en système ouvert, duquel sortent certains éléments solubles libérés des réseaux cristallins, mais aussi dans lequel peuvent entrer des éléments manquants ou se trouvant en quantités trop faibles pour aboutir à la réaction complète. Le sens de la circulation de ces éléments dans la zone d'altération est commandé par la position topographique du profil considéré et donc, en dernier ressort, par les qualités du drainage interne de ce profil.

Dans les équations, les cations libérés et solubles sont considérés comme étant solubilisés dans la proportion même où ils se trouvent engagés dans le minéral primaire. Or on observe souvent des différences sensibles dans les vitesses de solubilisation de tel ou tel cation : la soude est éliminée plus rapidement que la chaux ou la potasse. La solubilisation de la silice est lente. Le rapport des éléments en solution est donc différent en début d'altération du rapport de ces mêmes éléments dans le minéral primaire. Avec le temps ces rapports tendent à s'égaliser. Avec la progression de l'altération et le lessivage continu mais progressif des éléments, on traverse successivement les domaines de stabilité de différents minéraux secondaires : montmorillonite et séricite, kaolinite et gibbsite enfin.

§ 2 TENTATIVES D'INTERPRÉTATION DU PROCESSUS DE TRANSFORMATION DU PLAGIOCLASE EN GIBBSITE

Au début de leur altération, les feldspaths sont transformés par la voie de très fines fissures. L'eau qui vient de la partie supérieure du profil, quand celui-ci est très bien drainé, doit être légèrement acide puisqu'elle a dissous de l'anhydride carbonique et qu'elle transporte des acides organiques solubilisés dans les niveaux humifères et dans les tubules des racines en voie de décomposition. L'eau qui parvient ainsi dans les fissures des feldspaths y véhicule des acides qui pourront provoquer les échanges et libérer les cations solubles.

La réaction d'hydrolyse est alcaline puisque le silicate peut être considéré comme un sel d'acide faible et de base forte. Les ions H^+ qui sont captés par le réseau feldspathique et échangés contre les ions alcalins et alcalino-terreux, n'interviennent donc plus dans l'abaissement du pH tandis que les cations libérés peuvent le relever fortement. Dans ces microfissures, l'eau doit circuler lentement et la concentration en cations être suffisante pour que cette eau capillaire atteigne la valeur du pH d'abrasion du feldspath considéré : $pH = 8$ pour l'anorthite, $pH = 8-9$ pour le labrador et $9-10$ pour l'albite.

Le fer transporté par l'eau précipite pour cette gamme de pH. On voit en effet au microscope les premières fissures parcourant le feldspath teintées en brun par les hydroxydes de fer qui sont nécessaire-

ment venus d'ailleurs puisque le feldspath lui même n'en contient pas dans son réseau cristallin. Les fines fissures s'élargissent, deviennent plus nombreuses, l'altération progresse de plus en plus vite. Au contact du front d'altération le déchaussement des cations se poursuit et le drainage est tel que la silice est évacuée. Cette silice est soluble car il est peu probable que sa concentration soit supérieure à 140 mg/l. Il faut cependant remarquer que la silice « naissante » ne peut pas se trouver à l'état monomère car sinon elle pourrait réagir avec l'alumine, ce que visiblement elle ne fait pas.

Pour ces valeurs de pH, l'alumine laissée seule, précipite sur place à l'état d'hydroxyde gibbsite. L'atome d'aluminium se trouve en coordinence-4 dans le labrador. Il a donc dû changer d'état de coordinence pour pouvoir cristalliser en gibbsite puisque dans ce dernier minéral l'aluminium se trouve uniquement en coordinence-6. De toutes façons il ne se forme pas de gels décelables au microscope. L'aluminium a dû passer en solution ne fut ce que quelques instants, mais étant placé dans son domaine d'instabilité il précipite rapidement. Une partie de l'aluminium peut cependant être évacué puisque les bilans géochimiques sont légèrement négatifs. L'exportation de l'alumine pourrait se faire pour plusieurs raisons : d'après les études expérimentales de GASTUCHE et HERBILLON (1961), la phase « prégibbsitique » présente une grande mobilité; d'après PÉDRO (1964) une partie de l'alumine encore liée dans les micelles siliciques s'échapperait ainsi sous forme d'ions cristallochimiques, sortes d'anneaux feldspathiques incomplets qui se scindraient plus tardivement quand la concentration de ces « ions » atteindrait un certain palier. Dans les milieux d'altération, la dilution va généralement en augmentant, ce qui fait que ces anneaux feldspathiques peuvent migrer bien loin avant de rencontrer des conditions favorables à leur destruction.

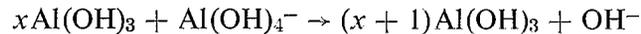
Les cations et les anions étant rapidement lessivés, il est impossible à l'aluminium de maintenir sa coordinence-4 puisque celle-ci induit nécessairement un déséquilibre de charge normalement compensé par le cation. D'après ILER (1955) le lessivage des cations, et d'après GASTUCHE et HERBILLON (1961) le lessivage des anions, entraînent le changement rapide de la coordinence de l'aluminium.

L'altération progresse, les noyaux de feldspath sain s'isolent au milieu des plages occupées par les cristaux de gibbsite. Au début les cristaux de gibbsite sont bien orientés perpendiculairement aux fissures indiquant par là le sens de l'écoulement des eaux. Plus tard, les fissures originelles se colmatent progressivement, par le dépôt d'hydroxydes de fer entre autres, la disposition des cristaux de gibbsite est moins régulière et les cristaux ne s'orientent plus suivant des dispositions privilégiées. La structure comprend alors de nombreux vides forçant les solutions à suivre des circuits compliqués avant de pouvoir s'échapper par les fissures laissées ouvertes.

La concentration en acides des solutions nouvellement apportées n'est pas suffisante pour redissoudre la gibbsite du côté acide du domaine de précipitation de l'alumine. De l'autre côté de ce domaine, la gibbsite ne peut être resolubilisée que par un pH très élevé car d'après WEY et SIFFERT (1961) le domaine d'insolubilité de la gibbsite cristallisée est plus large d'environ deux unités pH du côté alcalin que le domaine d'insolubilité de l'hydroxyde non encore cristallisé.

Le labrador ayant une densité de 2.68 pour un poids moléculaire de 900 environ et la gibbsite présentant une densité de 2.35, le poids de gibbsite fourni par cette quantité de labrador est d'environ 458, soit près de la moitié en poids. La densité des deux minéraux étant très voisine, l'altération du labrador en gibbsite doit laisser de nombreux vides. Au début ces vides se répartissent entre les cristaux de gibbsite, mais bientôt il se forme des plages entièrement vides occupant l'emplacement des dernières portions de labrador sain. L'alumine libérée du réseau est alors obligée de migrer sur une distance de quelques microns pour aller se fixer et grossir les cristaux de gibbsite déjà formés. On remarque en effet que les cristaux situés en bordure des plages vides sont plus gros que les autres. La présence de cristaux de gibbsite servirait de germes aux solutions d'aluminates instables. La rupture de cet équilibre instable

se ferait au niveau du cristal de gibbsite antérieurement formé et ce cristal grossirait ainsi par couches successives. La croissance de la gibbsite dans la préparation industrielle de BAYER se ferait selon la réaction (GASTUCHE et HERBILLON, 1961)



La proportion de vides à l'intérieur des plages ex-feldspathiques serait donc proportionnelle au volume de la silice et des cations exportés moins le volume d'eau importée. Ce volume de vides serait donc également différent pour chaque catégorie de feldspath puisque la proportion d'alumine et de silice n'est pas la même dans chacun d'eux. Puisqu'une petite quantité d'alumine peut être exportée avant la cristallisation de la gibbsite il est apparu inutile de vouloir établir des corrélations entre le volume des vides à l'intérieur des plages ex-feldspathiques et la composition du plagioclase primitif.

Les valeurs du pH obtenues lors de l'altération massive du feldspath doivent être très voisines du pH d'abrasion. Dans cette gamme de pH, nous sommes à la limite entre le domaine de solubilité de l'aluminium comme aluminate et le domaine d'insolubilité comme hydroxyde. Comme cette solubilité dépend aussi de la concentration en aluminate, de faibles variations dans cette concentration et dans les valeurs du pH peuvent conduire tantôt à des précipitations totales de l'alumine libérée, tantôt à des exportations partielles de cette alumine. L'alumine restée soluble à un niveau donné peut précipiter ailleurs après avoir parcouru un trajet plus ou moins long : il suffit pour provoquer cette précipitation que les conditions de pH et de concentration soient légèrement différentes dans le nouveau milieu d'accumulation absolue. Cette relative mobilité de l'alumine en région ferrallitique bien drainée a été notée dans tous les niveaux d'altération de la roche des deux caténas : dans certains niveaux de ces profils on note un départ d'alumine, dans d'autres on remarque au contraire une importation et une fixation de l'alumine.

Quant au sort réservé à la silice, il est certain que celle-ci est simplement dissoute et lessivée en totalité des profils où le drainage est excessif, et en larges proportions des profils où le drainage est un peu moins vigoureux. Libérée à l'état de micelles courtes, non réactionnelles, elle percole obliquement vers les niveaux inférieurs en compagnie des autres cations, entre dans le circuit de la nappe phréatique et, si elle ne rencontre pas sur son passage des niveaux susceptibles de se resiliçifier, elle va se perdre dans les rivières et vers les océans. Une partie cependant de la silice peut être absorbée momentanément par les végétaux. L'incinération de ceux-ci la restitue sous forme insoluble : les phytolithes.

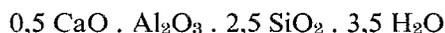
§ 3 TENTATIVES D'INTERPRÉTATION DU PROCESSUS DE TRANSFORMATION DU PLAGIOCLASE EN GELS ET DE CEUX-CI EN GIBBSITE

Le remplacement des cations Na^+ et Ca^{++} par des ions H_3O^+ , le déchaussement lent et progressif de certains éléments, doivent conduire à la formation d'une enveloppe plus ou moins désorganisée autour des fragments de feldspath encore inaltéré, si les conditions de drainage sont moins excessives. En effet, au sommet de montagnes à fortes pentes et bien arrosées, l'enlèvement de tous les éléments solubles, silice et cations, est brutal et pour ainsi dire instantané. La diminution du caractère excessif du drainage, telle qu'elle s'observe dans les profils de bas de pente et déjà de mi-pente, entraîne l'étalement dans le temps et dans l'espace de la solubilisation des éléments qui ne présentent pas la même facilité de passer en solution. Les ions présentant un fort potentiel d'ionisation passent en solution plus difficilement que ceux qui en présentent un plus faible. Dans ces profils moins bien drainés, c'est la soude qui est l'élément le plus rapidement exporté, suivie du calcium, puis de la silice et enfin de l'aluminium. Puisqu'une partie de ces éléments n'est pas exportée à un moment donné malgré que ces éléments soient

théoriquement solubles pour ces conditions de pH et de concentration, c'est qu'ils sont encore immobilisés dans le résidu feldspathique en voie de désorganisation. Cette désorganisation est justement causée par le départ des éléments les plus solubles comme le sodium. Cette couche partiellement désorganisée c'est le gel. Il est bien visible au microscope et son importance quantitative s'accroît avec la diminution du drainage interne : ils ne forment qu'un stade transitoire très passager dans le cas du profil TKN3 alors qu'ils se maintiennent beaucoup plus longtemps dans le cas des profils BPN 1, ZGN 1 et AYA4.

En réalité le facteur limitatif n'est pas la qualité du drainage en lui-même parce que les quantités d'eau traversant par unité de temps un horizon de bas de pente sont aussi élevées si pas plus que celles qui traversent les profils du sommet. Le facteur limitatif est la qualité de cette eau : la concentration en éléments dissous dans cette eau à l'instant où elle arrive dans les niveaux d'altération de bas de pente est telle qu'elle atteint un palier suffisant pour que l'altération de nouveaux minéraux en soit ralentie. Les éléments les plus solubles passent quand même en solution tandis que les autres ne sont évacués que très lentement. Cette altération au ralenti fait progresser l'épaisseur de la couche désorganisée : dans la zone interne des gels, près du feldspath. seuls les éléments les plus solubles sont éliminés, tels que les ions Na^+ tandis que plus loin, dans la zone externe, le Ca^{++} est éliminé à son tour. On passe ainsi insensiblement d'une zone minérale dans laquelle la structure cristalline est intacte à une autre dans laquelle cette structure est complètement désorganisée. Ces portions isotropes sont donc constituées d'un reste de cristal désorganisé par le départ de certains de ses éléments constitutifs. Il ne s'agit donc pas de gels nés de la floculation de l'alumine et/ou de la silice après leur libération du réseau cristallin.

L'analyse d'un gel parfaitement isotrope de l'échantillon SPE 16 R montre, après enlèvement de ce qui pouvait encore être attribué à des fragments de labrador frais, que ce gel contient encore du calcium ainsi que de la silice et de l'alumine. C'est donc presque un feldspath. La composition de ce gel est approximativement :



Le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 = 0,4$. Dans le labrador original ce rapport égale 0,3. Le gel est donc relativement enrichi en alumine. D'après TAMELE (1950) et MILLIKEN, MILLS et OBLAD (1950) (in DE KIMPE, GASTUCHE, BRINDLEY, 1961) les gels frais de silice-alumine ont leur aluminium sous forme tétra-coordonnée si les proportions $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ restent inférieures à 30-40%. Pour un rapport plus élevé, l'aluminium en excès prend la coordinence-6. Pour chaque aluminium en position tétra-coordonné, la charge négative induite par le déséquilibre des charges entraîne sa neutralisation par un cation. Ces gels ainsi équilibrés électriquement sont stables pour des conditions de pH élevés. Quand le pH s'abaisse, c'est la forme acide qui s'installe par remplacement du cation par l'ion hydrogène. Cet arrangement est instable et, d'après ILER (1955) cet arrangement se modifie pour permettre à l'aluminium de changer de coordinence. La mesure de l'angle $K\alpha$ de fluorescence de la raie de l'aluminium d'après la méthode de LÉONARD, SUZUKI, FRIPIAT et DE KIMPE (1964) montre que dans ce gel mixte SPE 16 R (gel + feldspath) environ 50% de l'aluminium est en position octaédrique. Puisque dans la partie feldspathique, la coordinence de l'aluminium est nécessairement égale à 4, la coordinence-6 ne peut se présenter que dans la partie gel de l'échantillon. Le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ de cet échantillon de gel est de 0,3, l'aluminium en excès peut donc changer de coordinence. Cependant il faut remarquer que les valeurs théoriques ont été retrouvées sur des gels artificiels et les résultats de ces recherches ne sont pas nécessairement valables pour les gels de dégradation à partir de substances cristallines : la preuve en est que dans l'anorthite ou le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 = 0,33$ tout l'aluminium se trouve encore en position tétra-édrique.

Les discussions antérieures ont montré que l'ordre de départ des éléments constitutifs devait être Na — Ca suivi de la destruction des liaisons Si-O-Al moins stables que les liaisons Si-O-Si. Ainsi

l'altération progressant, le gel doit perdre successivement son calcium, puis sa silice, car l'alumine, pour ces valeurs de pH, est insoluble. Le gel s'enrichit donc en alumine. Plus cet enrichissement s'accroît, plus facilement l'aluminium change de coordinence au profit de la position octaédrique. L'élimination des cations agit dans le même sens.

En bordure des fissures, là où les conditions de drainage sont les meilleures, le reste de la silice est éliminé, tout l'aluminium passe en coordinence-6 et cristallise en gibbsite. Les longues chaînes composées d'atomes Si et Al se brisent à l'endroit des liaisons aluminiques. La silice au moment de sa libération ne se trouve donc pas à l'état monomère puisque les liaisons Si-O-Si n'ont pas été détruites ou ne l'ont été que partiellement. Ce n'est que plus loin, dans des conditions de moindre concentration, que ces micelles pourront se dépolymériser et devenir réactionnelles vis-à-vis de l'alumine.

Mince au début, cette couronne de gels s'épaissit avec la progression de l'altération. Dans cette couche on assiste au départ des cations par un processus semblable à un processus d'échange de bases. Longue migration de ces éléments vers le réseau de fissures ouvertes dans lesquelles ils pénètrent et sont alors rapidement exportés; transformation progressive de la coordinence de l'aluminium resté sur place, départ simultané de la silice. En bordure extérieure du gel, en contact avec la fissure ouverte, on voit apparaître les premiers cristaux de gibbsite. Finalement les feldspaths disparaissent entièrement au profit des gels d'abord, de la gibbsite ensuite.

L'apparition des gels est donc localisée dans l'espace et aussi dans le temps. Ces gels sont éphémères. Ils ne sont que la manifestation d'un régime de drainage avec une eau moins pure, qui espace dans le temps l'exportation des éléments du plagioclase, permet l'existence pendant un certain temps d'un minéral intermédiaire de durée théoriquement instantanée en région de drainage excessif. La nature permet ainsi l'observation d'un phénomène trop rapide pour être observé dans les profils normalement drainés.

§ 4 TENTATIVES D'INTERPRÉTATION DU PROCESSUS DE TRANSFORMATION DU PLAGIOCLASE EN GELS PUIS EN KAOLINITE

Le bilan géochimique des niveaux riches en gels mais pauvres en kaolinite du profil AYA4, montre que 11% de l'alumine et 24% de la silice ont été exportés. La roche étant constituée de parts égales de plagioclases du type *oligoclase-andésine* et d'*actinote*, on peut estimer à 50% la portion de silice combinée dans le réseau de l'actinote et à 50% celle combinée dans le réseau feldspathique puisque ces deux minéraux contiennent trois molécules de silice par unité. L'examen pétrographique nous apprend qu'à ces niveaux inférieurs l'actinote n'est pas encore altérée et donc que les modifications de la composition chimique globale de la roche sont à attribuer à des changements dans les plages feldspathiques. Une exportation totale de 25% de silice signifie donc que les feldspaths ont perdu 50% de leur silice originale. L'alumine libérée et exportée provient aussi des feldspaths. Or cette exportation est deux fois moins importante. Le résidu feldspathique, donc le gel, est enrichi en alumine comparativement à la silice.

En vieillissant le gel continue à être appauvri en silice plus qu'en alumine puisque les écarts entre les bilans négatifs de la silice et de l'alumine vont en se creusant. Appauvrissement en silice, abaissement du pH, départ des électrolytes, ce sont les trois conditions qui favorisent la forme hexacoordonnée de l'aluminium. Un tel processus, semblable à celui retrouvé en haut de la seconde catena, conduit à la formation de gibbsite. Il est normal de conclure que toutes les conditions étant égales, ces gels du profil AYA4 devraient également conduire à la formation de gibbsite. La silice évacuée de ce profil, comme

des autres profils situés plus haut, est exportée sous forme de courtes micelles dépolymérisables avec le temps et avec la dilution.

Mais le profil est situé en bas de pente, à un niveau topographique supérieur de quelques mètres seulement au niveau de la rivière. L'altération franchement ferrallitique qui se poursuit sur les sommets proches (voir profils AYA2 et AYA5) apporte dans ces niveaux inférieurs des quantités importantes de silice dissoute et qui ont eu le temps de se diluer et de se dépolymériser durant leur parcours antérieur. Cette silice importée dans les niveaux moyens du profil AYA4 doit donc se trouver, au moins partiellement, en solution monomère.

L'apport de silice à l'état monomère, en solution probablement très diluée, dans une zone désaturée en électrolytes et à pH faiblement acide et riche en aluminium hexacoordonné, conduit directement à la formation de kaolinite.

Que de la silice soit importée dans le profil cela ne peut faire aucun doute puisque des quantités importantes de silice sont dissoutes et exportées des profils supérieurs, il faut bien que ces quantités traversent le profil AYA4 pour parvenir à la rivière. Il en est d'ailleurs de même des autres éléments. De la silice importée et donc réactionnelle, doit certainement précipiter en se combinant à de l'alumine importée en même temps qu'elle. C'est ce que l'on voit nettement dans les nombreuses pédotubules parcourant les niveaux moyens et supérieurs du profil AYA4. Il y a de la kaolinite dans les plages exfeldspathiques mais il y en a aussi dans les pédotubules et dans les vides laissés par la disparition des actinotes (qui ne contiennent pas d'alumine). L'apport de silice est encore confirmé par la transformation de l'échantillon AYA X récolté à un endroit se trouvant nécessairement sur le trajet des eaux souterraines.

Les transformations observées dans les profils de piedmont de la première catena relèvent des mêmes processus quoique l'histoire pédologique de ces profils soit plus compliquée. Prenons l'exemple du profil BPN1. Ce profil est situé en plaine ondulée, assez loin du massif montagneux. En résumé que voyons nous dans ce profil? A la base les feldspaths s'altèrent en gels et ceux ci évoluent spontanément en gibbsite dans la zone d'altération. Dans le niveau des argiles bariolées la kaolinite apparaît en compagnie de grandes quantités de gibbsite. Les bilans géochimiques de l'alumine sont largement positifs dans ces niveaux. En surface, la kaolinite se maintient en proportion relativement constante, c'est la gibbsite qui diminue sensiblement. Le bilan géochimique de l'alumine y est redevenu négatif.

Les gels alumino-siliceux évoluent par élimination lente de silice et cristallisation de gibbsite bien apparente dans les niveaux d'altération de la roche. La silice éliminée sous forme polymère, comme dans les autres profils, ne réagit pas avec l'alumine qui n'a ainsi d'autre possibilité que de cristalliser en gibbsite. Plus haut dans le profil s'étage le niveau d'accumulation absolue déjà rencontré dans le profil AYA4 et les deux profils AYA2 et AYA5 : dans cette argile bariolée, pauvre en silice mais riche au contraire en alumine, la kaolinite cristalline aux dépens de ces solutions, partiellement aux dépens de la gibbsite formée dans les gels. L'excès d'alumine n'apparaît qu'à un niveau légèrement plus élevé. L'alumine qui est importée à ce niveau cristallise en gibbsite. Nous avons donc le mélange des deux minéraux les plus importants. Dans les niveaux superficiels le bilan géochimique de l'alumine redevient négatif, la proportion de gibbsite diminue sensiblement. Celle de la kaolinite se maintient. Il est probable que dans ces niveaux superficiels nous soyons du côté acide de la courbe de solubilité de la gibbsite. La gibbsite formée dans un stade antérieur, avant le progrès récent de l'érosion, y serait solubilisé en ions Al^{3+} qui descendraient dans le profil et contribueraient ainsi à l'enrichissement absolu des niveaux inférieurs. La kaolinite moins sensible à ces variations de milieu, s'y maintiendrait plus longtemps.

Si la nappe phréatique est ici moins riche en silice que dans le cas du profil AYA4, c'est qu'elle a parcouru une plus grande distance entre l'endroit de la mise en solution de la silice et le profil considéré.

Cette silice a eu tout le temps durant ce parcours de se combiner en kaolinite, et ce ne sont que les solutions très appauvries qui parviennent à la distance du profil BPN. Le profil ZGN I situé sur le parcours des solutions, est déjà très enrichi en kaolinite, alors qu'il est relativement plus pauvre en gibbsite.

§ 5 TENTATIVES D'INTERPRÉTATION DU PROCESSUS DE TRANSFORMATION DE LA GIBBSITE EN KAOLINITE

Normalement en région accidentée ou largement ondulée, pourvu que les précipitations atmosphériques soient suffisantes et que les profils considérés ne soient pas situés en bas de pente, toutes les roches feldspathiques se transforment en gibbsite accompagnée d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Ces conditions exigées pour la synthèse de la gibbsite sont donc remplies sur de vastes territoires. Dans toute la région dite ferrallitique, en conditions normales de drainage, c'est la gibbsite à elle seule qui représente les minéraux secondaires alumineux.

Cette formation d'énormes quantités de gibbsite a pour corollaire obligatoire la mise en solution de grandes quantités de silice. Dans une roche ne contenant pas de minéraux siliceux inaltérables, quatre-vingt % de la silice initiale sont exportés en solution par le courant d'eau souterrain et sont théoriquement amenés dans le réseau hydrographique superficiel. Sous couvert forestier, ou dans un sol suffisamment humide, l'eau de pluie pénètre à l'intérieur du sol. La fraction qui n'est pas évaporée par la végétation est donc évacuée en traversant obligatoirement les horizons pédologiques et les niveaux d'altération sous-jacents. En ce faisant l'eau se charge de produits dissous et entre autres de la silice. Cette silice est donc obligée de traverser ces niveaux parfois sur de longues distances avant d'arriver dans les rivières. Sur les sommets, où ne s'écoule que de l'eau pure de pluie, peu de silice se concentre dans la solution. Mais au fur et à mesure qu'elle s'écoule vers le bas et pénètre dans les niveaux d'altération, elle se charge de silice. Mais en même temps le volume d'eau est accru des eaux de pluies tombées sur les pentes. La silice dissoute à l'état de micelles, trouve ainsi l'occasion de se dépolymériser. La silicification des niveaux altérés traversés, donc en grande partie gibbsitiques, peut ainsi s'opérer sur une grande échelle dès que la quantité de silice monomère atteint un certain palier. Au sommet des collines et au début des pentes, la silice qui traverse les niveaux d'altération n'est pas encore dépolymérisée. Aucune silicification ne peut s'effectuer. La gibbsite domine dans tout le profil. C'est le cas des profils TKN 1 et TKN 2 par exemple. Petit à petit la partie supérieure de la nappe a tendance à se diluer, parce qu'elle capte les eaux de pluie et qu'elle ne traverse que des niveaux complètement altérés dans lesquels il n'y a plus rien à dissoudre. Cette partie supérieure de la nappe contient de la silice dissoute à l'état monomère. La partie inférieure de la nappe qui est moins soumise à l'influence directe des pluies et qui traverse les niveaux d'altération contient sa silice principalement sous forme polymérisée. Dans le profil AYA 2 nous voyons apparaître un niveau silicifié (et partiellement aluminisé) qui est l'horizon d'argiles bariolées. Ce niveau d'argiles bariolées apparaît dans la partie moyenne et supérieure du profil mais le front de silicification reste bien au-dessus du front d'altération. En dessous de l'argile bariolée kaolinitique subsiste un niveau épais essentiellement gibbsitique non encore silicifié. Plus on descend et plus le front de silicification descend dans le profil. A hauteur du profil AYA 5, le front de silicification est très proche du front d'altération, la couche gibbsitique est plus mince et donc plus éphémère que son homologue du profil AYA 2. A la base du profil AYA 5 se trouve le niveau de roche fraîche. Les blocs de roche sont entourés de cortex d'altération gibbsitiques peu épais; entre les blocs circulent des crevasses argileuses essentiellement kaolinitiques. Un peu plus haut dans le profil, les blocs rocheux frais disparaissent et font place à des blocs complètement altérés gibbsitiques principalement vers le bas, constitués de gibbsite + kaolinite vers le tiers inférieur de ce niveau, constitués de kaolinite + gibbsite un peu plus haut, de kaolinite enfin presque pure dans la partie supérieure de ce niveau.

Ces blocs dont le nombre et la taille vont en diminuant de bas en haut, sont emballés dans une argile bariolée, essentiellement kaolinitique. On voit donc bien que le niveau de silicification a presque atteint le niveau de roche fraîche : celle-ci s'altère encore en gibbsite, mais cette gibbsite est très éphémère en raison de la proximité du front de kaolinisation.

Plus bas, dans le profil AYA4, le même phénomène se poursuit. Le gel qui évolue lentement dans le niveau d'altération par suite de la présence de la partie basse de la nappe phréatique, n'a pas le temps de se transformer en gibbsite qu'il est rejoint par le front de silicification. L'évolution du gel est modifiée, elle est court-circuitée, et la kaolinite apparaît directement aux dépens de ces gels.

Au microscope le remplacement de la gibbsite par la kaolinite est difficile à observer. En effet les eaux de circulation apportent également du fer, ou du moins remettent en mouvement les hydroxydes jusque-là bien cloisonnés dans les plages ex-pyroxéniques. Les plaques minces taillées dans ces niveaux (AYA27) ne sont pas claires. La silicification s'accomplit avec destruction poussée des structures primitives conservées jusque là. Tout ce que nous pouvons voir c'est que la limite entre zone silicifiée et zone gibbsitique est nette, que cette limite est le plus souvent soulignée par des dépôts argileux en revêtement des parties gibbsitiques. Dans cette partie sans structure, apparaissent les empilements de kaolinite. Donc lorsque la silicification est tardive, qu'elle s'opère dans un niveau préalablement gibbsitisé, la transformation en kaolinite détruit complètement les structures préexistantes. Au contraire quand la kaolinisation s'opère au niveau des gels, comme dans le cas du profil AYA4, cette structure est bien conservée.

La silicification, et donc la kaolinisation, de la gibbsite a été particulièrement souvent décrite par les géologues qui ont étudié les gisements de bauxites. Parmi ceux-ci citons : ALEXANDER et HENDRICKX (1942), HARRISON (1933), HARDY et RODRIGUEZ (1939), GOLDMAN et TRACEY (1946), ALEXANDER, HENDRICKX et FAUST (1949), FREDERICKSON (1948), SCHAUFELBERGER (1950), GORDON et TRACEY (1952), BOLGER et WEITZ (1952). Ces derniers auteurs observèrent principalement la transformation du diaspore en kaolinite.

CHAPITRE IV

L'ALTÉRATION DES MINÉRAUX FERRO-MAGNÉSIENS

§ 1 DESCRIPTION DES MINÉRAUX FRAIS

Toutes les roches basiques contiennent des minéraux ferro-magnésiens en proportions variables mais souvent assez élevées. Comme pour les feldspaths, ces minéraux doivent être classés en deux catégories : dans les roches qui n'ont pas été soumises au métamorphisme général, le minéral ferro-magnésien le plus fréquent est l'*augite*. On rencontre accessoirement l'*hypersthène*, surtout dans la région montagneuse occidentale (première *catena*) et aussi dans quelques petits massifs de roches basiques de la région du sud-ouest et de la région orientale de Bondoukou (profil BDGH). Les autres minéraux primaires sont l'*enstatite*, le *diopside*, l'*olivine*. Cependant il est très rare qu'une petite partie de ces minéraux ne soit pas légèrement métamorphisée. Ainsi il arrive fréquemment qu'une fine bordure de ces minéraux soit partiellement transformée en *chlorite*, en *ouralite* ou en *talc*.

Dans les roches plus profondément métamorphisées du birrimien inférieur, les *augites* ont généralement disparu au profit de l'*ouralite*. Ainsi dans la région de Bondoukou la plupart d'entre elles sont auréolées d'une large couronne d'ouralite mêlée à de la chlorite. Dans la région d'Ayamé, les pyroxènes ont entièrement disparu au profit des amphiboles.

§ 2 SÉQUENCE D'ALTÉRATION : PYROBOLES → GCETHITE

1 Situation géographique

Ce type d'altération se rencontre en zone ferrallitique dans les profils caractérisés par un bon drainage interne. Les oxydes et hydroxydes de fer y accompagnent donc la gibbsite née de la décomposition des plagioclases. Dans les profils kaoliniques il semble que les amphiboles donnent naissance le plus souvent à des hydroxydes de fer, comme dans le profil AYA4 alors que les pyroxènes auraient tendance à former des phyllites à trois couches du genre bowlingite (comme dans le profil BPN1) ou du genre vermiculite (profils SW). La transformation complète des pyroxènes et des amphiboles en phyllites est généralisée dans tous les profils d'altération en zone ferrugineuse.

2 Description générale de la transformation

A. L'ALTÉRATION DES MINÉRAUX PRINCIPAUX : L'AUGITE ET L'ACTINOTE

a) *Stade 1*

Le réseau de clivage généralement très fin dans la roche parfaitement fraîche, devient très apparent (photo 37). Ce réseau se marque le plus souvent dans la totalité du cristal s'il est de taille moyenne, ou

seulement sur ses bords ou dans les portions marginales, s'il est très grand. Ce réseau correspond à celui rencontré dans ces minéraux frais : clivages à angles droits dans l'augite, clivages obliques dans l'actinote. Peu après apparaissent les hydroxydes de fer qui envahissent ce réseau de fissures. Les lignes brunes sont fines et régulières. Entre nicols croisés ces dépôts ferrugineux sont isotropes. Il peut s'agir d'hydroxydes amorphes ou de produits tellement finement cristallisés que la multitude des cristallites orientés en tous sens produit une isotropie de compensation. Sans préjuger de l'état exact de ces produits et par simplification de langage, nous les appellerons limonites. A ce stade d'altération les petits carrés ou losanges découpés dans la masse primitive du cristal, sont en contact étroit avec le réseau ferrugineux. Aux forts grossissements on s'aperçoit que chaque trace de clivage soulignée par la limonite est restée ouverte et que ce sont les épontes de la fissure qui sont enduites de produits ferrugineux. La circulation de l'eau dans ce réseau de fissures n'est donc pas empêchée (photos 38 et 39).

b) *Stade 2*

L'altération progressant, les clivages ferruginisés s'épaississent. L'épaississement n'est pas régulier mais affecte la forme de dents de scie, les dents étant dirigées vers les noyaux frais du cristal. Ces dents très aiguës parfois peuvent atteindre une grande longueur et ainsi rejoindre d'autres dents parties de l'autre bord du fragment (photo 40).

Bientôt apparaît une couronne vide qui s'installe entre les noyaux sains du cristal primitif et ces dépôts d'hydroxydes de fer. Les noyaux ainsi isolés prennent un aspect denticulé très caractéristique, la direction des dents correspondant assez souvent avec la direction du fin réseau de clivage de ces minéraux (photos 41 et 42). Les pyroxènes et les amphiboles retrouvées dans les sables des sols présentent souvent cet aspect de prisme aux extrémités denticulées. L'espace séparant les noyaux sains du réseau ferruginisé est vide ce qui permet le mouvement de ces noyaux isolés; ainsi tout en conservant une orientation grossièrement parallèle, tous les petits noyaux provenant d'un même cristal ne présentent plus nécessairement une extinction simultanée. Cette possibilité de mouvement confirme bien l'absence de gels dans les produits de décomposition de ces minéraux. Toutefois, dans quelques rares cas (profil F5) un peu de gel a pu être décelé dans la couronne entourant les noyaux sains. Mais ils sont tellement chargés en fer qu'ils sont à peine identifiables et se confondent pratiquement avec les dépôts d'hydroxydes purs. Dans les autres profils étudiés, ces gels n'ont jamais été rencontrés.

c) *Stade 3*

L'espace vide s'accroît rapidement tandis que les réseaux ferruginisés ne s'épaississent qu'assez lentement. Finalement les reliquats frais disparaissent et les plages limonitiques prennent l'aspect d'un tissu cellulaire assez régulier, aux mailles bien dessinées et vides. Les parois cellulaires présentent des épaisseurs variables suivant l'espèce minérale qu'elles ont épigénisée : ainsi ce réseau est relativement fin dans le cas des augites et des actinotes tandis qu'il est beaucoup plus épais dans le cas des hornblendes et surtout de l'hypersthène. La limonite n'est jamais associée à la gibbsite même dans le cas de minéraux ferro-magnésiens alumineux.

d) *Stade 4*

La partie centrale des fines bandes ferrugineuses qui forment le réseau d'hydroxydes, le long des fins canaux centraux restés ouverts le plus souvent, devient anisotrope en même temps que sa couleur vire au jaune d'or ou à l'orange vif. Finalement tout le cristal de pyroxène est remplacé par un réseau anisotrope constitué de gœthite et qui présente une extinction simultanée pour tous les clivages d'un unique cristal primitif. Si on examine un ex-cristal d'augite ou d'actinote entièrement transformé en

gœthite, on voit que tous les petits cristallites s'éteignent en même temps quelle que soit l'orientation du réseau de clivages dans le cristal original. Il est difficile de déterminer la position de cette extinction par rapport aux axes cristallographiques du cristal d'augite primitif car à ce stade de transformation, les noyaux sains ont généralement disparu depuis longtemps et les repères cristallographiques font défaut. Dans les quelques cas où l'augite coexiste avec la gœthite, le réseau de cette dernière s'éteint dans une position différente de 40° environ de la position d'extinction des noyaux d'augite. Dans la préparation BDA22X, l'augite seule donne naissance à de la gœthite bien cristallisée alors que l'ouralite ne donne que des limonites. Dans l'échantillon BDA416a, c'est l'inverse qui se produit. Dans ce cas l'extinction du réseau de gœthite a lieu dans une position parallèle aux fins clivages du minéral primaire. L'extinction du réseau de gœthite est donc différente de 10° par rapport à l'ouralite fraîche puisque celle-ci présente une extinction oblique de 10° par rapport à ce clivage. L'altération de l'hypersthène dans l'échantillon TKN22 fournit également de la gœthite qui s'éteint dans une position parallèle à la position d'extinction du minéral primaire (photos 43 et 44). Dans l'échantillon BDA311 le réseau de gœthite qui se fixe dans les réseaux de clivages de deux grains d'augite contigus s'oriente suivant une direction préférentielle (photos 45 et 46) : les deux cristaux d'augite frais, d'orientation différentes, ne s'éteignent évidemment pas en même temps. Les deux réseaux de gœthite ne s'éteignent pas en même temps non plus et chacun d'eux s'éteint dans une position différente de la position d'extinction des fragments d'augite dans chacun des deux cristaux. L'angle correspondant à la différence d'orientation des positions d'extinction de la gœthite et de l'augite est le même dans les deux réseaux contigus. Dans l'échantillon SW914 (photos 47 et 48), un cristal de diopside partiellement altéré en gœthite donne une différence d'orientation des deux positions d'extinction égale à 38° . L'extinction de l'iddingsite (voir plus loin) en pseudomorphose d'olivine dans l'échantillon SW364 est simultanée à celle des fragments d'olivine.

Par ces quelques exemples on voit que les cristallites ont une tendance nette à s'orienter suivant le réseau cristallin du minéral primaire. Cette direction d'extinction coïncide dans tous les cas avec la position de l'axe c des cristaux primaires.

La gœthite même bien cristallisée ne présente jamais de cristaux suffisamment développés pour être visibles au microscope. Quand une paroi cellulaire est comprise entièrement dans le plan de la plaque mince et est donc parallèle à celle-ci, la gœthite prend une belle couleur jaune vif en lumière naturelle qui vire au vert-jaunâtre entre nicols croisés. La lamelle de gœthite prend alors l'aspect d'un monocristal s'éteignant en une seule fois mais ne présentant jamais de contours bien définis.

L'apparition de la gœthite à la place de la limonite paraissant isotrope impose donc la préservation de l'orientation préférentielle durant toute la période précédant l'apparition de la gœthite mieux cristallisée. Les hydroxydes de fer isotropes reconnus comme tels dans les premiers stades d'altération ne sont donc pas amorphes. L'isotropie de compensation de fins cristallites désorientés ne peut expliquer convenablement le phénomène car on ne voit pas comment une direction pourrait être retrouvée après un stade dans lequel tous les cristaux présents seraient complètement désorientés. La question reste posée.

Les cristaux de gibbsite n'apparaissent que très rarement à l'intérieur des cellules de gœthite, et alors uniquement dans les échantillons présentant une accumulation absolue d'alumine. C'est le cas présenté par les photos 43 et 44 ci-dessus. Les cristaux de gibbsite, bien formés, mais en général plus petits que ceux rencontrés dans les plages ex-feldspathiques voisines, s'alignent en une seule couche en s'appuyant sur les parois des cellules.

B. L'ALTÉRATION DES MINÉRAUX FERRO-MAGNÉSIENS ACCESSOIRES

Dans l'échantillon SW555 la *hornblende* verte s'altère d'abord en hydroxydes de fer isotropes suivis de la formation de gœthite bien cristallisée. L'extinction du réseau de gœthite se fait dans une

position parallèle au réseau unique de fins clivages de la zone *mm* (hkO) ou dans une position quelconque par rapport au réseau losangique des clivages *m* (110).

L'*hypersthène* rencontré dans de nombreux échantillons (TKN 1,2,3) (BR28) (SW935) (BDGH 1 X) est partout transformé en hydroxydes de fer, généralement isotropes, du moins en début d'altération. Les parois cellulaires limonitiques sont plus épaisses que dans le cas des autres minéraux ferro-magnésiens. La transformation en hydroxydes par l'intermédiaire de gels n'a jamais été observée.

L'*hedenbergite* rencontrée uniquement dans l'échantillon SW1435 s'altère directement en hydroxydes de fer isotropes abondants.

L'*enstatite* et le *diopside* ont été rencontrés ensemble dans les échantillons SW464 et SW914. Dans le premier, l'altération de ces pyroxènes conduit à la formation d'hydroxydes de fer et l'altération de tous les pyroxènes, augites comprises, se fait en même temps. Dans le second cas, les augites sont transformées en hydroxydes tandis qu'une partie des enstatites et des diopsides se transforme en *chlorite-vermiculite* avec un peu d'hydroxydes de fer et de *talc*; d'autres grains sont entièrement altérés en hydroxydes. L'altération des augites dans cet échantillon s'effectue plus rapidement que celle des autres pyroxènes. Cependant certaines relations particulières entre certaines dispositions de ces minéraux secondaires (photo 49) font penser que cette altération a dû se produire en deux étapes : une première transformation de l'enstatite ou du diopside en *calcite* + *talc*. Cette première transformation est probablement due à l'action d'un métamorphisme léger. Durant la seconde étape, due à l'action de l'altération météorique, la calcite en se dissolvant crée une zone à pH basique qui entraîne la précipitation locale des hydroxydes de fer en solution qui parcourent les fissures de la roche. La calcite est donc remplacée par des hydroxydes de fer, massifs, sans structure. Dans cette seconde étape, le reste de pyroxène s'altère en vermiculite tandis que le talc, plus résistant, reste en équilibre dans cette zone. Cependant une plus grande abondance de *talc* déterminée par rayons X dans le cortex altéré pourrait signifier qu'une partie du talc serait d'origine météorique. En effet on remarque parfois la transformation des portions marginales des enstatites en talc.

L'altération de l'*olivine* se fait également par étapes. Dans l'échantillon SW364, l'olivine est localement transformée en un minéral de la famille des *chlorites*. Dans les cortex altérés de cette roche on suit la transformation de cette *chlorite* en *vermiculite* tandis que les fragments frais d'olivine se transforment également en un minéral secondaire phylliteux verdâtre, probablement de la *nontronite*, qui vire rapidement au brun-vert, puis au vert-jaune, au jaune-orange ensuite. Dans les parties complètement altérées ces plages deviennent rouge vif à extinction simultanée dans toutes les parties du minéral. Ce dernier minéral rouge est de l'*iddingsite* (photo 50). En fin d'altération l'*iddingsite* elle-même s'altère en ne donnant que de la *gœthite*, la phyllite étant simplement dissoute.

En résumé l'altération météorique des minéraux ferro-magnésiens en zone ferrallitique conduit toujours finalement à la formation d'hydroxydes de fer. Cette transformation est généralement directe en ce qui concerne l'augite, l'actinote, la hornblende et l'hypersthène; elle progresse par étapes dans le cas de l'enstatite, du diopside et des olivines. Persistent plus longtemps les premiers minéraux secondaires formés par altération profonde tels que le talc et les chlorites.

3 Descriptions pétrographiques de quelques profils caractéristiques

LE PROFIL F5X

F5X7

Roche fraîche composée d'au moins 90% d'*actinote*, d'un peu de *plagioclase*, de *quartz* et de *rutile*. L'*actinote* est très claire, légèrement pléochroïque, cristallisée en prismes allongés. Ces cristaux

ne sont pas orientés préférentiellement; ils forment un feutrage très dense enserrant quelques plages constituées d'un mélange de quartz et de feldspath.

Le plagioclase est de l'*oligoclase* à 27%An, parfois légèrement zonaire. Il se présente en petits grains mélangés aux grains de *quartz*. Quelques petits cristaux de *rutile* jaune disséminés dans toute la préparation.

F5X6

Par endroits la roche est parcourue par des fissures soulignées par des dépôts d'hydroxydes de fer, fissures disposées en trains parallèles et s'étirant sur une assez grande longueur. Les hydroxydes apportés par ces fissures s'insinuent entre les grains, pénètrent dans le réseau de clivages des actinotes. Les prismes de ce minéral sont fréquemment tronçonnés par des fissures larges de 10 à 20 microns, isotropes et parcourues en leur centre par une fine traînée d'hydroxydes de fer. Dans la plupart des cas, la bande isotrope est constituée de *gels* variablement colorés par le fer. On observe parfois une fine granulation de kaolinite (déterminée par analyse thermique différentielle et rayons X).

Les plages feldspathiques sont transformées également en gels incolores à bruns, avec début de cristallisation de kaolinite. Quelques fragments caverneux de plagioclases frais se retrouvent encore au sein de ces plages isotropes. Ces fragments sont toujours entourés directement d'un liseré de gel incolore et entièrement isotrope, les cristallites de kaolinite n'apparaissant qu'à une certaine distance de ces fragments. La kaolinite s'organise en empilements identifiables optiquement.

Le *rutile* situé sur le parcours des fissures ferrugineuses rougit et se transforme lentement en hydroxydes brun-rouge opaques. Malgré l'aspect relativement frais de la roche, couleur verte comme dans l'échantillon précédent, il s'agit en fait d'un stade d'altération très avancé comme en témoigne la transformation presque totale des plagioclases en gels et kaolinite. L'aspect relativement sain de l'échantillon est dû uniquement à la grande abondance des actinotes, minéraux qui ne s'altèrent que beaucoup plus lentement.

F5X4

Macroscopiquement l'échantillon est devenu assez friable, avec des plages brunâtres assez étendues sur un fond verdâtre. A peu près tous les cristaux d'actinote ont leurs contours ou leurs clivages colorés par les hydroxydes de fer. Les craquelures perpendiculaires à l'allongement des cristaux ont tendance à s'élargir et le centre de ces craquelures est occupé par une matière microcristalline brune : *gæthite* ou *kaolinite* + *gæthite*. Entre ces parties centrales microcristallines et les fragments frais d'actinote, subsistent donc de part et d'autre deux bandes d'aspect isotrope non coloré qui, dans la plupart des cas, semblent vides.

Les plages feldspathiques sont entièrement transformées en un mélange de *gels* et de *kaolinite*, celle-ci se présentant en petits empilements de 2 à 5 microns. Les actinotes qui bordent les plages kaoliniques y apportent par leurs craquelures des hydroxydes de fer qui s'étalent dans les gels et entre les empilements en sortes de cônes de déjection (photo 51).

F5X2

Échantillon de roche altérée de couleur brun-rouge, friable mais ayant parfaitement conservé la structure originale de la roche fraîche. Les clivages et les contours des actinotes sont largement envahis ou transformés en hydroxydes de fer brun-rouge. Le processus de transformation est identique à celui qui est détaillé dans la description générale de la transformation des minéraux ferro-magnésiens (voir p.97). Les plages ex-feldspathiques ne sont reconnaissables que grâce à leur forme. Elles sont entièrement transformées en fine kaolinite plus ou moins colorée par les hydroxydes de fer.

F 5 X 1

Échantillon brun-rouge foncé, argileux. Cet échantillon entoure les précédents qui étaient disposés concentriquement autour d'une boule de roche relativement fraîche. Tout cet ensemble est alors lui-même entouré des échantillons 55 et suivants.

Le plasma est abondant, brun-rouge, sans structure, d'aspect floclé, avec squelette peu abondant de grains de quartz et d'actinote, de quelques débris de roche entièrement altérée et encore incomplètement transformée. Pédotubules nombreuses avec revêtements de *gauthite* et d'*hématite*. Mis à part les quelques débris de roches, la structure originale a disparu de cet échantillon.

F 55 et 54

Ces échantillons sont récoltés au fond du trou et sont très semblables à l'échantillon F 5 X 2 analysé ci-dessus. Fragmentation des actinotes avec envahissement des clivages par les hydroxydes, transformation des plagioclases en gels et kaolinite rubéfaction des rutilles.

F 53 et 52

Roches complètement altérées en hydroxydes de fer formant le niveau compris entre —15 et —100 cm. La structure initiale est parfaitement conservée. La kaolinite diminue un peu dans l'horizon 52 tandis qu'apparaît la matière organique.

 LE PROFIL BDA 2

BDA 21 X

Boule de roche fraîche recueillie en surface d'un affleurement rocheux dans la région de Bondoukou (limite entre les domaines ferrallitiques et ferrugineux). La roche est macrogrenue, mélanocrate, vert foncé. C'est un *meta-gabbro* composé de plagioclase partiellement saussuritisé, d'augite, d'épidote, de chlorite, de quartz et de leucoxène.

Les plagioclases représentent environ 60-70% du volume de la roche. Ils sont assez rarement déterminables avec précision, leur centre étant le plus souvent saussuritisé et partiellement séricitisé. Les portions les plus claires montrent qu'il s'agit d'*oligoclase-andésine* de 27 à 32%An. Les cristaux sont automorphes à subautomorphes. Les *augites* se présentent en grands cristaux souvent maclés et groupés, dont la bordure est fréquemment ouralitisée.

Les *épidotes*, espèce *pistachite*, se présentent en mosaïque, associées avec des grains de *quartz*, ou en petits filonets, en association avec un peu de *calcite*. La *chlorite* est généralement associée à l'ouralite ou alors elle se rencontre en petites plages, aux bords irréguliers, en structure intersertale (photo 52). Le *leucoxène* est abondant.

BDA 24 X

Cortex d'altération bicolore se détachant facilement du bloc de roche fraîche. Les deux couches de ce cortex d'environ 20 mm d'épaisseur se retrouvent en surface des boules recueillies en surface de l'affleurement rocheux.

Cortex interne brun-rouge — Les *plagioclases* sont entourés d'un fin liseré de *gels* mais rapidement le totalité du cristal est remplacée par de petits cristaux de *gibbsite*. Les *augites* se transforment un peu plus progressivement : accentuation du réseau de clivages, apparition des hydroxydes de fer bruns dans ce réseau qui s'épaissit progressivement. Les petits noyaux d'augite inaltérée isolés à l'intérieur des

mailles d'hydroxydes disparaissent lentement. A quelques millimètres de la roche fraîche, les cristaux d'augite sont ainsi totalement transformés en plages cellulaires d'hydroxydes bruns isotropes. Le *leucoxène* conserve le même aspect que dans l'échantillon de roche fraîche. Par endroits seulement il semble légèrement bruni. Le *quartz* est partiellement attaqué en ce sens qu'il est fissuré et que les interstices entre les grains sont envahis par les hydroxydes de fer. Les *épidotes* et les *chlorites* sont également transformées en hydroxydes et oxydes de fer. Les plages primitivement occupées par ces minéraux se distinguent assez facilement des plages ex-pyroxéniques parce qu'elles ne prennent pas l'aspect d'un tissu cellulaire comme ces dernières : la transformation aboutit à la formation de petites plages d'hydroxydes brun-rouge homogènes dans lesquelles on distingue à peine la trace des anciens clivages des chlorites. La *gæthite* apparaît parfois dans les plages ex-pyroxéniques en remplacement du réseau isotrope.

Cortex extérieur brun-jaune – Les hydroxydes de fer sont partiellement remis en mouvement. La plupart des plages occupées dans le cortex intérieur par des hydroxydes bruns sont remplacées par des plages de même forme mais avec *gæthite* dominante. Les réseaux ferrugineux des plages ex-pyroxéniques s'éteignent dans des positions précises, alors que les plages jaune-orange ex-chloriteuses restent uniformes avec une extinction plus diffuse ou roulante. Çà et là persistent à l'intérieur de ce cortex des plages brunes en voie de réorganisation. La *gibbsite* diminue fortement dans ce cortex extérieur.

BDA 23 X

Fragment elliptique de roche fraîche entouré de trois cortex d'altération successifs. Cet échantillon est prélevé à environ 1 m de profondeur dans un profil creusé à proximité de l'affleurement rocheux. Il est visiblement enfoui après avoir été partiellement altéré suivant un processus identique à celui décrit ci-dessus. L'analyse pétrographique et minéralogique permet de suivre les transformations subies dans ce nouveau milieu par les portions de roche encore inaltérées à l'instant de l'enfouissement et les portions gibbsitiques formées avant cet instant.

Cortex intérieur gris-brun (23c) – Cette première couche entourant directement le noyau de roche fraîche représente donc la partie la plus récemment altérée. L'altération s'est faite suivant des processus ferrugineux puisque les caractéristiques du reste du profil appartiennent à ce type d'altération.

Le *plagioclase* se microdivise en petites particules qui restent anisotropes et qui conservent une extinction plus ou moins simultanée. Le mélange avec les *épidotes*, les *chlorites* et les *quartz* de ces feldspaths déjà saussuritisés antérieurement rend les déterminations précises difficiles. Au sein de ces plages microdivisées apparaissent des fissures occupées par un matériel argileux, verdâtre, légèrement anisotrope, probablement de la famille des *montmorillonites*, comme c'est généralement le cas dans les profils ferrugineux de la région Nord dans laquelle les exemples sont souvent plus clairs. Les *épidotes* et les *chlorites* intrafeldspathiques sont intactes.

Les *augites* et *ouralites* sont altérées suivant les processus classiques avec formation d'hydroxydes de fer, mais la proportion de *gæthite* dès les premiers stades de transformation est ici beaucoup plus élevée que dans le cas des profils franchement ferrallitiques.

Les *chlorites* vertes intersertales, bien isolées des fissures, sont inchangées. Dans les parties légèrement altérées, ou à proximité des fissures, les *chlorites* se chargent de produits ferrugineux, ou simplement elles brunissent, deviennent jaune brun en lumière naturelle, pléochroïques, et polarisent dans les teintes vives. Le signe optique est U-. Les plages mixtes vertes et brunes montrent clairement qu'il y a passage d'un minéral à l'autre par transformation continue et progressive. Le minéral né de la transformation de la *chlorite* est la *vermiculite* (photos 53 et 54). Le stade intermédiaire est un interstratifié irrégulier, dans lequel on observe bien les paquets de feuillettes de *chlorite* interstratifiés avec des paquets déjà entièrement transformés en *vermiculite*.

Dans la partie extérieure de ce premier cortex, les fragments de plagioclase non transformés en montmorillonitoïde, se transforment brusquement en *gibbsite*. Les filonets verts ne sont pas modifiés en début d'altération, mais très vite ils disparaissent sur une distance de quelques microns.

Cortex moyen, rouge (23b) — Cette zone est composée de quatre minéraux : 50 à 60% de *gibbsite*, 30 à 40% de produits ferrugineux provenant de la décomposition des pyroxènes, des épidotes et des chlorites, et 5 à 10% de *quartz* et de *leucoxène*. Les clivages ferruginisés des augites ne sont plus aussi nets, le fer ayant tendance à diffuser et à cristalliser à l'intérieur même des cellules. La *gibbsite* n'envahit pas ces cellules vides même si elles sont situées en contact l'une de l'autre. Le fer a donc tendance à migrer tandis que l'alumine reste immobile. Mais on rencontre des fissures dans lesquelles sont venus se déposer des cristaux de *gibbsite*, venus très probablement du cortex extérieur et qui y ont trouvé des conditions favorables à leur fixation. Le *quartz* et le *leucoxène* sont légèrement rubéfiés. Les chlorites ne sont plus identifiables.

Cortex extérieur brun-jaune (23a) — Des deux cortex altérés avant l'enfouissement de l'échantillon, c'est évidemment le cortex extérieur qui est le plus modifié par l'apparition de conditions nouvelles d'équilibre. Ce cortex est caractérisé par l'hydratation des oxydes et hydroxydes rouges en hydroxydes jaunes. La *gæthite* domine largement les autres composés du fer. La *gibbsite* tend à disparaître ou à être remplacée partiellement par de la *kaolinite*, difficilement identifiable au microscope mais dont la présence est prouvée par analyse thermique différentielle et rayons X (voir plus loin). L'emplacement des *chlorites* est occupé par de la *gæthite* bien cristallisée, jaune d'or, mais dont les cristallites ne sont pas orientés suivant des directions préférentielles comme dans les plages ex-pyroxéniques.

LES ÉCHANTILLONS SW

Tous ces échantillons de roches fraîches entourées de leurs divers cortex d'altération seront décrits ensemble car ils ont tous été récoltés dans la même région dans des conditions topographiques comparables. La description de ces échantillons nous apparaît utile car c'est de ces échantillons que proviennent les seuls exemples d'altération de pyroxènes et d'amphiboles autres que les augites et actinotes. Ce sont également les seuls à contenir un peu d'olivine. L'altération des plagioclases fournit généralement de la *gibbsite* avec ou sans intermédiaire de gels. Ceci confirme donc les processus de transformation de ces minéraux rencontrés dans les deux premières *catenas*.

SW 36

SW 364 R — *Dolérite* fraîche composée de *labrador* à 55% An, d'*augite* associée à un peu de *chlorite* et de *biotite*, d'*olivine*, de *magnétite*, de *calcite* et de *talç*. L'*olivine* se présente en petits cristaux sub-automorphes, généralement déformés et entourés d'une bordure de *magnétite* se résolvant en une infinité de petits grains noirs isolés. Les grains limpides d'*olivine* présentent un angle 2V proche de 90°. leur composition est donc voisine de 90 Fo/10 Fa à 85 Fo/15 Fa. La *calcite* est le plus souvent associée au *talç* et parfois aussi à la *chlorite*.

SW 364, zone de transition — Le *labrador* est parcouru de fissures avec gels qui se développent principalement dans les portions centrales des cristaux. Très rapidement apparaît la *gibbsite* qui cristallise dans les portions centrales de ces gels. L'*augite* se maintient encore à peu près inaltérée, les clivages seuls étant partiellement envahis par les hydroxydes de fer. La *chlorite* qui est souvent associée à l'*augite* et à la *biotite*, se transforme en *vermiculite*, alors que la *biotite* se maintient intacte plus longtemps. On ne

trouve plus trace de la *calcite*. Le *talç* est inchangé. L'*olivine* est rapidement transformée en un minéral brun-vert d'abord, jaune-orangé ensuite, entouré de la bordure de petits grains de *magnétite* comme dans le cristal original.

SW364 RC, cortex altéré – Cortex extérieur brunâtre, poreux, épais d'un centimètre environ. Le *labrador* est totalement transformé en *gibbsite* contenant encore quelques paillettes de *sericite*. Les plages gibbsitiques, de forme plus ou moins rectangulaire d'après la forme des cristaux allongés de plagioclase, contiennent de nombreux espaces vides. L'*augite* est transformée en hydroxydes de fer. Toute la *chlorite* a disparu au profit de la *vermiculite*. Quelques empilements de *biotite* décolorée au sein de la *vermiculite*. La plupart des cristaux d'*olivine* sont maintenant transformés en *iddingsite* rouge, à extinction simultanée dans toutes les parties du cristal, entourée de sa couronne de *magnétite* et parsemée de petites inclusions de *talç* et de *vermiculite*. Certains cristaux d'*olivine* ne sont encore que partiellement transformés en *iddingsite*, certaines portions étant encore au stade orange précédant l'apparition de ce minéral.

SW 46

SW464 R – *Dolérite* fraîche entourée de trois cortex altérés différents : le premier est noir à gris-foncé, nettement plus intense que la roche fraîche; le second est gris plus clair que la roche fraîche tandis que le troisième est brun. Épaisseur totale de ces cortex : 12 mm. Le *labrador* à 50% An forme environ 50% du volume de la roche; il est limpide et ne présente pas de signes d'altération. Un peu de *quartz* xénomorphe, en grains d'environ 100 microns ou en filonnets. Les pyroxènes représentent environ 45% du volume de la roche. Ils sont de trois espèces différentes : l'*enstatite*, en grands cristaux allongés, incolores, extinction droite, angle 2V proche de 90°; le *diopside* en longs phénocristaux isolés ou maclés avec les cristaux d'*enstatite*, incolore, extinction oblique de 38°, biaxe positif; de l'*augite* en grains plus trapus, biaxes positifs, extinction oblique proche de 42°, légèrement teintés. Un peu de *biotite*, de *calcite* et de *magnétite*. Quelques petites plages xénomorphes occupées par l'association : *chlorite* + *quartz* + *magnétite* + *talç*.

SW464 RC – Les *plagioclases* sont intensément fissurés et ces fissures sont souvent colorées par des hydroxydes de fer. Les *pyroxènes* ne sont que très légèrement ferruginisés : les *augites* suivant leur réseau de clivages, l'*enstatite* et le *diopside* suivant des craquelures perpendiculaires à l'allongement de ces cristaux. Les *chlorites* vertes deviennent oranges et finalement rouges.

SW464 C – Cortex extérieur brun. Le *labrador* est transformé en gels avec début de cristallisation en *gibbsite*. Les *pyroxènes* sont entièrement transformés en *gæthite*. La *chlorite* est rubéfiée, le *talç* est inchangé ainsi que la *magnétite* et le *quartz*. La *calcite* a disparu.

SW55

SW554 R – *Gabbro doléritique* à *labrador* en cristaux allongés subautomorphes, en structure ophytique. *Augite* intersertale associée à un peu de *chlorite* verte, de *biotite* et d'*ouralite*. Un peu d'*épidote* en grains épars dans la préparation. Quelques bourgeons de *myrmekite*.

SW554 RC, zone de transition – Les *plagioclases* se transforment partiellement en gels incolores : peu nombreux au début, ils deviennent rapidement très abondants. Les *augites* sont les premiers minéraux ferro-magnésien à subir un début d'altération en hydroxydes de fer qui suivent la voie des clivages. L'altération gagne ensuite les portions ouralitisées. Les *chlorites*, *biotites* et *épidotes* sont inaltérées.

SW554C – Cortex complètement altéré, brun. Quand les fragments de *labrador* ont presque disparu et que les plages de *gels* se sont bien développées, apparaissent au sein de celles-ci des cristaux de *gibbsite* bien formés, assemblés en petites plages qui envahissent bientôt la totalité de l'ex-cristal de feldspath. Les *augites* et *ouralites* sont entièrement transformées en hydroxydes de fer mais la disposition de ces hydroxydes n'est pas la même dans les deux cas : dans les *augites*, les hydroxydes anisotropes sont arrangés en un réseau régulier losangique ou rectangulaire, mais dont les parois sont assez épaisses ; les *ouralites* au contraire se transforment en un fin réseau de lignes brunes parallèles, serrées et l'extinction des hydroxydes se fait dans une position droite par rapport à la direction de ce réseau. La *chlorite* et la *biotite* sont transformées localement en *vermiculite* ; ailleurs la transformation en hydroxydes de fer est totale. Le *quartz* ainsi que les minerais opaques sont inaltérés.

SW59

Cet échantillon de *gabbro* de composition très semblable à l'échantillon précédent, se comporte de la même façon : transformation finale des *labradors* en *gels* et *gibbsite*, transformation des *augites* et *ouralites* en hydroxydes de fer, transformation des *chlorites* et *biotites* partiellement en *vermiculite*, partiellement en hydroxydes de fer.

SW91

SW914R – Basalte doléritique, à phénocristaux de *diopside*, d'*enstatite* et d'*augite*. *Labrador* à 55% An. en microlites très frais, maclés suivant la loi de l'albite. L'*augite* se présente également en structure intersertale. Elle est fréquemment associée à la *calcite* et au *talc*. La *magnétite* en petits grains est uniformément répartie dans la roche. Le *quartz* assez rare est toujours associé à la *calcite* et au *talc*. Un peu de *chlorite* verte.

SW914RC – Zone de transition. Les petites plages de *calcite* sont dissoutes. Le *labrador* est rapidement remplacé par un *gel* incolore isotrope, les petits cristaux d'*augite* par des hydroxydes de fer partiellement organisés en *gæthite*. L'*enstatite* et le *diopside* sont en général inaltérés dans cette zone de transition sauf quelques cristaux qui se transforment partiellement en *vermiculite* ou en interstratifiés *chlorite-vermiculite* jaune verdâtre, légèrement pléochroïque et plus ou moins imprégnée d'hydroxydes de fer. Le *talc* est localement plus abondant que dans la roche fraîche. Les petites plages de *chlorites* associées au *quartz* dans l'échantillon frais sont également transformées en *vermiculite*. La *magnétite* est inaltérée.

SW914C – Les gels formés aux dépens des *labradors* ont disparu mais n'ont pas été remplacés par la *gibbsite*. Les plages ex-feldspathiques sont vides et entourées des produits de décomposition des autres minéraux. Cette évolution spéciale s'explique facilement par le fait que cet échantillon a été ramassé en surface du sol : les gels ont été solubilisés avant qu'ils n'aient pu se transformer en *gibbsite*. C'est dans ce cortex qu'a été rencontré cette association curieuse d'*enstatite* + *hydroxydes* + *vermiculite* + *talc* et qui a été décrite à propos de la description générale du processus de transformation (voir page 100). Dans ce cortex extérieur l'*enstatite* et le *diopside* sont relativement peu transformés : ils sont craquelés, les fissures étant colorées par les hydroxydes de fer. La bordure des phénocristaux l'est aussi le plus souvent. Parfois ils sont altérés partiellement en *chlorite-vermiculite*. Les *augites* sont généralement plus profondément transformées en hydroxydes que les autres pyroxènes.

SW143

SW1435R – *Amphibolite* fraîche à amphibole et pyroxène. L'amphibole est de la *hornblende* verte, et le pyroxène de l'*hedenbergite* vert-pâle, peu ou pas pléochroïque, B⁺, extinction 48°, 2V proche

de 60°, clivage rarement net. Les grains d'hedenbergite sont toujours groupés. Les plagioclases sont abondants et de composition variable autour de trois pôles : *andésine* à 44%An, *oligoclase* à 27%An et *albite* à 8%An. Le *quartz* est assez abondant ainsi que l'*apatite* et les minerais opaques. Il n'y a ni chlorite ni biotite.

SW1435RC1 – Premier cortex d'altération, à feldspaths légèrement blanchis. Ces feldspaths sont parcourus de fissures envahies par des hydroxydes de fer. Les autres minéraux sont inaltérés.

SW1435RC2 – Les plagioclases, vus à l'œil nu, sont devenus blanc mat. Ils sont parcourus par de fines fissures avec *gels* qui entourent comme d'un manchon les premières fissures avec hydroxydes signalées dans le premier cortex. Les autres minéraux sont inaltérés.

SW1435RC3 – Cortex brun caractérisé par l'altération des minéraux ferro-magnésiens. La *gibbsite* apparaît dans les plages de *gels*, les fragments de plagioclase disparaissent progressivement. Finalement les plages ex-feldspathiques sont occupées par de beaux cristaux de gibbsite qui respectent le tracé des premières fissures ferrugineuses. Les *hornblendes* et *hedenbergites* voient leurs clivages et fractures se charger d'hydroxydes de fer isotropes brun foncé. Ceux-ci s'épaississent progressivement, isolant des noyaux frais, denticulés, qui disparaissent finalement en ne laissant qu'un réseau plus ou moins régulier d'hydroxydes, avec cellules vides, mais à parois épaisses. Les *apatites* se maintiennent assez longtemps inaltérées, puis elles brunissent et deviennent méconnaissables. Le *quartz* et les minerais opaques sont inaltérés.

§ 3 ANALYSES MINÉRALOGIQUES DES PROFILS ET ÉCHANTILLONS

1 Analyses thermiques différentielles

a) LE PROFIL F5 (voir graphique 10)

La *kaolinite* domine largement dans tous les niveaux. L'ampleur du pic endothermique va croissante depuis le niveau 5X5 jusqu'au niveau le plus altéré 5X1. Dans les échantillons du profil apparaît sporadiquement un peu de *gibbsite* mais le pic endothermique de ce minéral n'est pas bien dessiné, il est trop évasé pour qu'il puisse correspondre à de la gibbsite entièrement cristallisée. Le dessin de ce pic correspond à celui enregistré ailleurs dans des échantillons où des gels abondants sont sur le point de se transformer en gibbsite ou en kaolinite. Le pic de la *gæthite* apparaît faiblement dans les niveaux 5X1a, 55b et 54a.

b) LE PROFIL BDA2 (voir graphique 11)

La courbe 22 correspond à un échantillon de roche partiellement altérée et recueilli à plusieurs mètres de profondeur dans le profil. La *gibbsite* apparaît en même temps que des phyllites 2 : 1 responsables du triple pic endothermique qui s'étale entre 480 et 650°C. La courbe 24 est celle du cortex rouge recueilli sur une boule de roche ramassée sur l'affleurement. La *gibbsite* domine largement dans cet échantillon. Les trois courbes 23 correspondent aux trois cortex successifs entourant un noyau de roche fraîche enfouie dans la partie supérieure du profil. Dans le cortex interne (23c) la *gibbsite* domine avec un peu de *gæthite*. La *chlorite* (ou la *montmorillonite*) apparaît ainsi qu'un peu de *kaolinite*. Dans le cortex

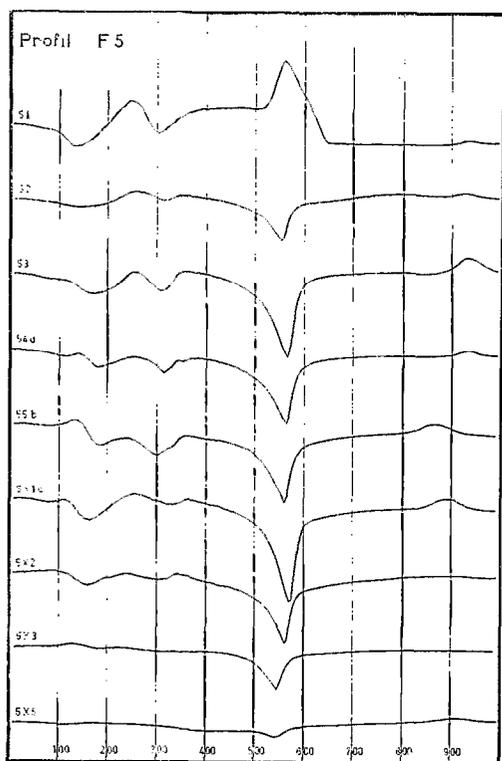
moyen 23b la proportion de kaolinite est un peu supérieure, la *gibbsite* domine largement, les phyllites ont disparu. Dans le cortex extérieur 23a, la *gibbsite* diminue fortement au profit de la *kaolinite*.

c) LES ÉCHANTILLONS SW

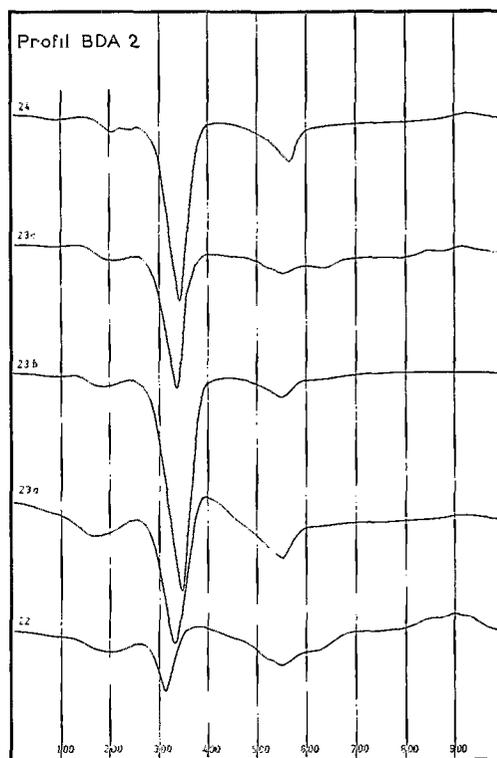
Les courbes de ces échantillons ne sont pas reproduites car elles sont toutes semblables et ne diffèrent pas des courbes rencontrées dans des profils typiquement gibbsitiques.

d) L'ÉCHANTILLON BDGH1

La courbe unique de cet échantillon ne montre qu'un grand pic endothermique de *gibbsite*.



Graphique 10



Graphique 11

2 Analyses par diffraction de rayons X

Dans toute la région du Sud-Ouest il apparaît donc que les plagioclases et les augites sont les premiers minéraux à se décomposer. Les amphiboles s'altèrent plus lentement. La kaolinite n'apparaît en quantités appréciables que dans le profil F5 et dans l'échantillon BDA23 soumis à une silicification postérieure à son altération en gibbsite. La gibbsite domine largement dans tous les autres profils, associée à la gœthite et l'hématite. Le talc semble en équilibre dans les cortex altérés. Dans la colonne des chlorites ont été rangées les vermiculites. Celles ci apparaissent dans les stades altérés aux dépens des chlorites et des biotites.

	<i>Qrtz</i>	<i>Plag</i>	<i>Pyrx</i>	<i>Amph</i>	<i>Biot</i>	<i>Chlo</i>	<i>Talc</i>	<i>Epid</i>	<i>Magn</i>	<i>Kaol</i>	<i>Gibb</i>	<i>Gæt</i>	<i>Hema</i>
F51	75	—	—	16	—	—	—	—	—	5	—	18	6
F52	33	—	—	30	—	—	—	—	—	6	—	16	7
F53	47	—	—	10	—	—	—	—	—	12	3	25	14
F54	13	12	—	53	—	—	—	—	—	10	—	18	5
F55	12	14	—	75	—	—	—	—	—	14	—	24	8
F5X1	14	14	—	26	—	—	—	—	—	17	—	26	8
F5X2	11	16	—	61	—	—	—	—	—	12	—	22	4
F5X3	14	17	—	>100	—	—	—	—	—	9	—	20	—
F5X5	17	25	—	>100	—	—	—	—	—	5	—	10	—
F5X7	17	28	—	>100	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BDA24X	36	—	—	—	—	3	—	—	—	8	50	23	8
BDA23a	40	—	—	—	—	—	—	—	—	7	29	22	7
BDA23b	42	—	—	—	—	—	—	—	—	3	43	13	7
BDA23c	55	7	—	—	—	19	—	—	—	??	42	13	—
BDA21R	23	54	17	—	—	12	—	—	—	—	—	—	—
BDGH1C	—	8	10	—	—	—	—	—	5	—	>100	28	10
BDGH1R	—	>100	63	??	—	—	—	—	17	—	—	—	—
SW364RC2	34	13	7	—	—	14	40	—	9	3	70	16	5
SW364RC1	15	>100	14	—	—	6	23	—	17	—	—	—	—
SW364R	12	>100	24	—	5	—	11	—	12	—	—	—	—
SW464RC3	32	6	—	—	—	3	9	—	6	2	22	18	8
SW464RC1	16	54	19	—	—	—	3	—	13	—	—	—	—
SW464R	18	>100	26	—	—	3	4	—	21	—	—	—	—
SW554RC2	51	—	5	3	4	6	—	—	14	5	51	21	5
SW554RC1	42	48	13	5	9	10	—	—	12	—	26	5	—
SW554R	35	>100	21	4	6	7	—	—	7	—	2	—	—
SW594RC2	12	10	16	4	5	8	—	—	18	—	27	10	4
SW594RC1	24	23	49	5	10	6	—	—	15	—	3	—	—
SW594R	22	64	54	4	8	5	—	—	19	—	—	—	—
SW914RC	41	21	13	—	—	6	17	—	13	—	—	—	—
SW914R	29	>100	17	—	—	—	9	—	15	—	—	—	—
SW1435RC3	64	—	—	10	—	—	—	—	10	—	24	15	6
SW1435RC2	41	26	—	65	—	—	—	—	9	—	10	—	—
SW1435RC1	31	58	—	57	—	—	—	—	9	—	—	—	—
SW1435R	29	66	—	90	—	—	—	—	8	—	—	—	—

§ 4 ANALYSES CHIMIQUES TOTALES DES PROFILS F5, BDA2 ET BDGH1

1 Résultats d'analyse exprimés en pourcents :

	H ₂ O	I	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
F5X6	1,23	1,20	53,56	16,10	0,92	5,18	0,04	4,84	15,07	0,23	0,71	99,08
F5X4	1,88	1,60	51,17	15,50	0,89	7,48	0,03	4,34	15,07	0,19	0,90	99,05
F5X3	4,01	1,36	48,11	18,50	0,95	8,97	0,04	4,27	12,68	0,20	0,24	99,33
F5X2	7,44	1,77	44,09	23,10	1,19	11,97	0,03	1,24	7,81	0,20	0,17	99,01
F5X1	10,33	0,27	42,94	27,00	1,64	15,26	0,05	0,32	1,91	0,24	0,08	100,04
BDA21R	2,44	0,34	50,62	9,80	1,00	16,59	0,10	9,79	5,31	0,80	3,22	100,01
BDA24	18,49	0,61	24,04	22,10	2,07	31,70	0,10	0,17	0,93	0,50	0,01	100,72
BDA23b	19,00	0,22	24,63	22,30	1,50	31,70	0,10	0,13	0,75	0,54	0,01	100,78
BDGH1R	0,62	0,17	47,32	10,25	0,90	19,94	0,07	9,62	9,41	0,38	1,23	99,91
BDGH1C	22,24	0,39	10,20	23,25	1,30	42,35	0,06	0,42	0,21	0,13	0,01	100,56

2 Résultats recalculés suivant le raisonnement isovolumétrique :

	Dens.	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	
F5X4	2,25	-22,46	-21,86	+17,20	-27,20	-18,83	-32,81	+2,54	Densité de la roche fraîche = 2,77
F5X3	2,04	-33,84	-15,34	+27,57	-35,02	-38,01	-35,95	-75,12	
F5X2	1,73	-48,51	-10,26	+44,49	-83,98	-67,59	-45,31	-85,28	
F5X1	1,37	-60,31	-16,96	+45,89	-96,72	-93,73	-48,43	-94,42	
BDA24X	1,50	-75,70	+15,36	-2,56	-99,09	-91,02	-67,94	-99,79	Densité de la roche fraîche = 2,94
BDA23b	1,44	-76,20	+11,30	-6,55	-99,33	-93,07	-67,09	-99,79	
BDGH1C	1,40	-89,94	+5,78	-0,92	-98,67	-98,90	-85,09	-99,98	Densité de la roche fraîche = 3,02.

§ 4 BILANS GÉOCHIMIQUES DES ÉLÉMENTS PRINCIPAUX

1 Le comportement de la silice

Le comportement de la silice dans le profil F5 relativement riche en kaolinite est très différent de celui qui se manifeste dans les deux autres profils caractérisés par l'abondance de la gibbsite.

Dans le profil F5 le lessivage de la silice est lent et progressif. Soixante pour cent de la silice seulement sont exportés du dernier cortex altéré. La roche fraîche contient environ 90% d'actinote. Les 10% restants sont constitués par le quartz, le feldspath et le rutile. Le premier minéral altéré est le feldspath, il disparaît rapidement dès les premiers stades. La disparition de ce minéral est responsable du départ d'une bonne partie de la silice exportée dès le premier niveau. Le quartz n'étant pas attaqué, la

seule source importante de silice est constituée par les actinotes. Ces amphiboles ne s'altèrent que très lentement dans la séquence décrite ici, ce qui explique le caractère lent et progressif du lessivage de la silice. La silice qui a pu se combiner à l'alumine pour former de la kaolinite se maintient dans le profil. Le reste est éliminé.

Dans les deux cortex BDA la quantité de silice lessivée est comparable à celle normalement enregistrée dans les profils typiquement ferrallitiques. La roche fraîche contient un peu de quartz, cette quantité doit donc être soustraite encore de la quantité restée dans le profil : le déficit en silice n'en sera que plus accusé. Ces deux cortex ne contiennent que de la gibbsite et des hydroxydes de fer. Le pourcentage de kaolinite dans le cortex 23b est très faible. Les rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de ces deux cortex sont respectivement égaux à 0,78 et 0,76 dans les échantillons 23 et 24.

La valeur de ce rapport est encore plus faible dans le cortex altéré BDGH1C dans lequel elle n'atteint que 0,24. La roche fraîche qui ne contient pas de quartz a perdu 90% de sa silice en s'altérant. Cette quantité est comparable à celle enregistrée dans les profils TKN1-2 qui surmontent des roches hypersthéniques sans quartz.

2 Le comportement de l'alumine

Le comportement de l'alumine dans les deux catégories de profils est également très différent. Dans les deux profils typiquement ferrallitiques, on enregistre un bilan légèrement négatif ne dépassant pas 7%, valeur comparable à celles trouvées dans les autres profils ferrallitiques.

Le cas du profil F5 est spécial. En effet on y enregistre un bilan nettement positif dès les premiers stades d'altération. L'enrichissement en alumine va de 17 à 46% depuis le premier jusqu'au dernier cortex. L'analyse chimique montre que la roche fraîche est très pauvre en alumine alors qu'elle est normalement riche en silice. L'actinote qui représente environ 90% du volume de la roche est un minéral très pauvre en alumine. Le profil est normalement drainé, la roche altérée est poreuse et très fissurée. Le volume d'eau qui la traverse peut être important ainsi que son débit. La silice n'est libérée que très lentement. La concentration de la silice monomère dans cette solution doit donc être relativement importante comparativement à la concentration en silice polymérisée. La silice qui quitte le réseau silicaté des amphiboles doit donc trouver dès sa libération des conditions favorables à sa dépolymérisation complète, ce qui la rend réactionnelle vis-à-vis de l'alumine. Or des quantités importantes d'alumine en solution traversent ce profil comme le montre le bilan géochimique de cet élément. La formation de kaolinite paraît inévitable, et l'analyse minéralogique des échantillons montre qu'effectivement ce profil est assez riche en kaolinite. Il est probable qu'une bonne partie de cette alumine n'aurait fait que traverser le profil sans s'y déposer si elle n'y avait rencontré la condition spéciale favorisant sa fixation, cette condition étant ici la concentration plus élevée en silice monomère. D'autre part, l'altération d'une telle roche pauvre en alumine mais relativement riche en fer aurait conduit à la formation d'une accumulation relative d'hydroxydes de fer seuls comme c'est souvent le cas pour ce type de roche, la silice continuant progressivement à être exportée sans pouvoir rencontrer d'alumine avec laquelle se combiner (voir altération des dunites de Guinée dans D'HOORE (1954), MAIGNIEN (1958) et BONIFAS (1959).

3 Le comportement du fer

Dans le profil F5 l'élimination absolue du fer est plus importante à la base du profil que dans les cortex moyennement altérés. Il faut donc également faire appel à une importation de fer. Cette impor-

tation est d'ailleurs identifiable en plaque mince : nombreuses fissures et pédotubules revêtues d'hydroxydes brun-rouge. Il est probable que fer et alumine sont importés en même temps et par les mêmes voies mais seule la présence de fer étant visible en plaque mince, il a fallu le concours de l'analyse chimique et du raisonnement isovolumétrique pour pouvoir détecter l'importation simultanée d'alumine.

Dans les cortex altérés BDA et BDGH l'importation du fer est appréciable. Dans les cortex externes, vus en plaques minces, la mobilisation du fer est visible, accompagnée de la cristallisation partielle en goëthite. Une partie du fer ainsi solubilisé dans le cortex externe, diffuse vers les cortex sous-jacents et vient s'y fixer y trouvant d'autres conditions d'équilibre (modification du pH, par exemple, causée par la proximité du front d'altération situé à moins d'un centimètre).

4 Le comportement des éléments alcalins et alcalino-terreux

La roche du profil F5 est une roche magnésienne, l'actinote en étant le principal constituant. Comme ce minéral s'altère assez lentement, le lessivage de la magnésie est très progressif. Les trois autres éléments sont éliminés dans des proportions variables : fortes pour la soude et la chaux, plus faible évidemment pour la potasse. Le comportement différent de ce dernier élément est généralisé dans tous les profils d'altération et il a déjà été signalé à de nombreuses reprises.

Dans les autres échantillons, l'élimination de la soude et de la chaux est rapide et totale; l'exportation de la magnésie est un peu plus lente dans les échantillons BDA (persistance des chlorites et vermiculites). L'exportation de la potasse est encore une fois moins importante que celle des autres cations.

CHAPITRE V

TENTATIVES D'INTERPRÉTATION

§ 1 RECHERCHES BIBLIOGRAPHIQUES

La littérature relative à l'altération météorique des minéraux ferro-magnésiens est beaucoup moins abondante que celle relative à l'altération des feldspaths.

Pour certains auteurs la transformation des pyroxènes en vermiculite est causée par l'altération hydrothermale. BASSETT (1959) en étudiant une mine de vermiculite émet la conclusion que la pyroxénite à augite qui forme la roche mère de cette vermiculite a été préalablement transformée par action hydrothermale en biotite et hydrobiotite. Ces micas se sont altérés ensuite en vermiculite sous l'action des eaux superficielles.

GONZALES GARCIA et GARCIA RAMOS (1960) étudient la genèse et la dégradation d'une vermiculite espagnole. D'après ces auteurs la vermiculite est formée par action hydrothermale sur des pyroxénites. Cette vermiculite a ensuite donné lieu à des matériaux finement divisés qui se sont avérés être des *montmorillonitoïdes* trioctaédriques magnésiens. L'altération météorique conduirait ensuite à la transformation lamellaire de la vermiculite en chlorite par perte de fer et gain de magnésium. Ce mode d'altération est assez curieux car l'altération météorique procède le plus souvent par enlèvement du magnésium et apport de fer extérieur ce qui donne la transformation inverse : chlorite → vermiculite.

Pour ERHART (1940) la transformation des olivines et des pyroxènes d'un basalte conduit à la formation de limonite avec un stade intermédiaire à *antigorite*. ROLFE (1954) dans une comparaison entre les sols dérivés de granite à biotite et de métagabbro établit que la fraction argileuse des sols sur gabbro est constituée de *chlorite*, *montmorillonite*, *vermiculite* et de minéraux interstratifiés du genre *talç*. Cette association minéralogique est typique d'un stade jeune d'altération. D'après cet auteur, ce stade serait instable. BUTLER (1954) retrouve du *talç*, de la *chlorite*, de la *vermiculite* et de la *montmorillonite* dans les produits d'altération d'une monzonite à hypersthène et d'un basalte à olivine. BUTLER (1953) étudiant l'altération d'une adamellite, d'une granodiorite, d'un gabbro à hornblende, d'un schiste à hornblende et d'une serpentine à trémolite rencontre de la vermiculite dans tous les échantillons altérés sauf dans celui provenant de la serpentine, de la chlorite dans les altérations de schistes à hornblende, de serpentine et d'adamellite, de la montmorillonite et du talç dans les altérations de serpentine. STEPHEN (1952) étudiant l'altération d'une appinite montre que l'altération de la *hornblende* conduit à la formation de *chlorite* qui se dégrade ensuite en un interstratifié *chlorite-vermiculite* et finalement en *vermiculite*. Cette séquence d'altération est celle qui est la plus fréquemment rencontrée dans les altérations de roches basiques de Côte d'Ivoire, du moins dans les cas où les pyroxènes ont subi une légère transformation en chlorite par action d'un métamorphisme léger (voir échantillons du Sud-Ouest). Pour FUNABIKI et SAKAMOTO (1958) l'altération d'un gabbro conduit à la formation d'un peu de chlorite.

BONIFAS (1959) dans son étude de l'altération latéritique note la transformation des pyroxènes en *gæthite* ou en substances jaunes isotropes. La *hornblende* s'altérerait de la même façon. Certains cristaux d'augite s'altèrent en chlorite. LENEUF (1959) note à plusieurs reprises la transformation de la hornblende des granites calco-alcalins de Côte-d'Ivoire en hydroxydes de fer et en *gæthite*. Les expériences d'altéra-

tion artificielle conduisent aux mêmes résultats : CAILLERE, BIROT, HENIN (1952) constatent la disparition de l'*augite* dans les échantillons de gabbro à olivine traités pendant six mois par immersion quotidienne dans de l'eau distillée. L'analyse aux rayons X de la partie argileuse montre l'existence d'un minéral du type de la montmorillonite, probablement de la *saponite*. PEDRO (1958) note la transformation des minéraux ferro-magnésiens en hydroxydes de fer amorphes et en *gæthite* dans la zone soumise à un important drainage.

JAYARAMAN (1940) montre la transformation de la *trémolite* en *talc* sous l'action des eaux superficielles. STRINGHAM et TAYLOR (1950) rencontrent la *nontronite* verte en pseudomorphose de *diopside* et de *trémolite*. CLAISSE (1953) étudie l'altération de la charnockite de Man (Côte-d'Ivoire) et voit l'*hypersthène* se transformer en hydroxydes de fer.

La bibliographie concernant l'altération de l'*olivine* est un peu plus abondante. LARSEN (1936) voit l'*olivine* des roches volcaniques du Colorado se transformer en *iddingsite* et en hydroxydes de fer. PRIDER et COLE (1942) étudiant l'altération de l'*olivine* en Australie occidentale montrent que celle-ci s'altère en *nontronite* verte. ALLEN et SCHEID (1946) voient la *nontronite* se former aux dépens de l'*iddingsite* et de l'*augite* dans des conditions de mauvais drainage. D'après DUNHAM (1950) une altération hydrothermale faible produit de la *cumingtonite* aux dépens des orthopyroxènes et de la *bowlingite*, de l'*antigorite* et du *talc* aux dépens des *olivines*. Aux îles Hawaii, SHERMAN et UEHARA (1956) voient l'*olivine* se transformer en minéraux du groupe des *montmorillonites* aux endroits où le drainage est moins bon. En Irlande du Nord, SMITH (1957) décrit l'altération de l'*olivine* en *vermiculite*. WILSHIRE (1958) étudie l'altération de l'*olivine* et des *orthopyroxènes* dans les laves basiques et les intrusions de faible profondeur. Pour cet auteur, les produits d'altération de ces minéraux, identifiés précédemment comme *iddingsite*, *bowlingite* et *serpentine*, consistent principalement en un interstratifié *smectite-chlorite* en mélange avec d'autres minéraux accessoires. L'altération des roches basiques de faible profondeur peut fournir de l'*antigorite* et du *chrysotile* aussi bien que l'interstratifié *smectite-chlorite*. Les variétés isotropes appelées *chlorophaeite* sont étroitement associées aux *smectites-chlorites* et développent parfois une structure de *chlorite* mal organisée. D'après cet auteur, il est probable que ces minéraux secondaires puissent se former par altération deutérique mais il semble évident que les variétés oxydées rouges contenant de la *gæthite* pourraient également se former par altération météorique des variétés vertes.

HOYOS DE CASTRO (1960) décrit l'altération de l'*olivine* en *serpentine* et l'altération de cette dernière en *vermiculite* et en *chlorite*, principalement dans les fractions argileuses. HAY (1960) dans les Indes occidentales, note la transformation de l'*olivine* en *iddingsite*. Dans le Kivu méridional, DELVIGNE (1960) décrit la transformation de l'*olivine* en *nontronite* dans les régions où le drainage est défectueux. SMITH (1961) signale des pseudomorphoses orientées de *saponite*, *gæthite* et *hématite* à partir d'*olivine*.

BROUSSE (1961) étudiant l'altération des roches volcaniques du massif du Mont-Dore, décrit l'altération des *olivines* et leur transformation en *iddingsite*. Cette *iddingsite* est orientée par rapport au cristal d'*olivine* primaire : le clivage phylliteux (001) de l'*iddingsite* est parallèle au clivage grossier (100) de l'*olivine*. Pour cet auteur, la transformation de l'*olivine* en *iddingsite* est le résultat de la décomposition des minéraux les plus basiques par des solutions hydrothermales retenues dans le magma.

De nombreuses recherches ont été effectuées dans le but de déterminer la nature exacte de l'*iddingsite* et le processus de genèse de ce minéral secondaire. Qu'il nous suffise de n'en citer que quelques unes. MING-SHAN-SUN (1957), d'après examen des diagrammes de rayons X, pense que la *gæthite* est la seule phase cristalline et que les autres éléments déterminés par analyses chimiques de l'*iddingsite* sont présents dans une phase amorphe. BROWN et STEPHEN (1959) montrent que l'*iddingsite* est un minéral polycristallin composé de *gæthite* et d'un silicate phylliteux. Ces auteurs pensent qu'en se trans-

formant en iddingsite le réseau dense des atomes d'oxygène de l'olivine n'a pas été grandement dérangé et que des changements ont dû s'opérer par le mouvement des cations pour former les microcristaux des produits secondaires. L'alignement parallèle des cristallites expliquerait la raison de son comportement optique comme un cristal unique. DELVIGNE (1960) montre que l'altération de l'olivine dans les basaltes du Kivu donne naissance à de l'iddingsite dans les régions très bien drainées alors qu'en région où le drainage est défectueux, l'altération de ces mêmes olivines fraîches donne de la nontronite. Dans ce cas précis, la transformation en iddingsite est le fait d'un processus météorique d'altération. GAY et LEMAITRE (1961) réexaminant de nombreux spécimens d'iddingsite concluent que le mécanisme de l'altération consiste en une diffusion et un remplacement des cations alors que le réseau des anions ne subit que peu de changement. SHEPPARD (1962) démontre sans ambiguïté la possibilité d'altération de l'olivine en iddingsite par des processus hydrothermaux : en effet, cet auteur décrit la cristallisation d'olivine fraîche autour d'un premier cortex déjà altéré en iddingsite. L'olivine ne pouvant se former par altération météorique, on est bien obligé d'admettre que l'iddingsite sous-jacente s'est formée antérieurement à cette nouvelle cristallisation d'olivine, donc durant la phase de cristallisation du magma.

En résumé on peut conclure que les types d'altération décrits dans la littérature se groupent en deux catégories : une première dans laquelle les pyroxènes et les amphiboles sont simplement dissous avec précipitation sur place du fer⁺⁺ en hydroxyde de fer⁺⁺⁺. Les autres cations, principalement Ca et Mg, sont intégralement lessivés. Nulle part il n'est fait mention de gibbsite dans les résidus d'altération de ces minéraux. Ce minéral cristallisant d'habitude en assez grands cristaux, ceux-ci, s'ils existaient, n'auraient pu échapper aux observateurs. La deuxième catégorie comprend tous les cas où il se forme des phyllites : chlorite, vermiculite, bowlingite, nontronite, montmorillonite, serpentine. Le cas de l'iddingsite fait la liaison entre les deux groupes puisque ce minéral est composé de smectite-chlorite en mélange avec des cristallites de goëthite orientés et que son altération postérieure fournit de la goëthite seule par dissolution de la phyllite.

Il reste cependant à savoir si ces altérations sont le résultat de processus météoriques ou de processus hydrothermaux. La question est très débattue. D'après les observations de nombreux chercheurs, la plupart des cas de transformation en phyllites proviennent de la transformation hydrothermale des pyroxènes, la plupart des cas de transformation en hydroxydes de la décomposition météorique de ces minéraux. Nous ne croyons pas qu'il en soit toujours ainsi. La transformation des augites en ouralite ou en chlorite est très probablement le résultat de processus hydrothermaux, mais la transformation en bowlingite, montmorillonite, nontronite et vermiculite des pyroxènes, amphiboles et péridots est causée par l'action des agents météoriques.

Les analyses chimiques totales de ces minéraux secondaires montrent souvent qu'ils n'ont pu se former que grâce à un enrichissement absolu en magnésie, voire même en potasse. Le magnésium et la potasse sont ainsi censés être apportés par les solutions hydrothermales. C'est méconnaître le pouvoir dissolvant des eaux superficielles. Ces eaux de surface en pénétrant dans les horizons d'altération perdent leur acidité et en échange se chargent d'un grand nombre de cations, et en particulier des cations les plus solubles comme le magnésium et la potasse. Ces eaux sont également enrichies en silice. Arrivées au niveau du front d'altération, ces eaux salées sont arrêtées par la roche fraîche, glissent lentement en suivant le front d'altération ou pénètrent à l'intérieur du massif rocheux en suivant les réseaux de fractures, de diaclases, ou de stratification. Des transformations de minéraux primaires sont ainsi possibles loin en avant du front d'altération superficiel. Il n'en reste pas moins que ces transformations sont dues à des processus météoriques lointains et non à des processus hydrothermaux. La convergence des faciès minéraux dans les deux processus n'est pas de nature à faciliter la distinction entre les effets respectifs de ces deux processus.

§ 2 TENTATIVES D'INTERPRÉTATION DU PROCESSUS DE TRANSFORMATION DES MINÉRAUX FERRO-MAGNÉSIENS EN HYDROXYDES DE FER

Les solutions superficielles acides percolant à travers les niveaux d'altération pénètrent relativement facilement à l'intérieur des minéraux ferro-magnésiens. En effet tous ces minéraux présentent des réseaux de clivages faciles qui sont en fait les voies de pénétration des eaux superficielles. Dans les feldspaths le réseau de clivages ou les plans de macles sont des voies de pénétration beaucoup plus difficiles et c'est ce qui explique l'irrégularité de la progression de l'altération dans ces minéraux : les fissures à gels ou à gibbsite sont sinueuses, anastomosées et les fragments de minéraux sains isolés au milieu de ces gels ou de cette gibbsite sont irréguliers et caverneux. Au contraire dans les pyroxènes et les amphiboles, le réseau de fissures est très régulier : réseau quadrillé à 88° dans les premiers et losangique à 124° dans les seconds.

L'attaque de ces minéraux ne se fera généralement pas par la partie externe de ces minéraux mais bien à partir de ce réseau de clivages : l'altération progresse en même temps dans la totalité du minéral. Nous avons souvent noté dans le premier stade d'altération l'accentuation de ce réseau de clivages : les fissures deviennent plus larges, plus apparentes. Très rapidement elles sont soulignées par les dépôts d'hydroxydes de fer isotropes. Petit à petit ces dépôts s'épaississent. Au centre des fissures un fin canal, large de quelques microns, reste ouvert et laisse ainsi le passage aux solutions. Les fragments d'augite ou d'amphibole séparés les uns des autres par ces dépôts ferrugineux conservent dans un même cristal une extinction simultanée et leur limpidité originale.

L'altération progressant, ces dépôts d'hydroxydes de fer s'épaississent encore, les noyaux frais diminuent mais bientôt apparaît une couronne vide qui sépare les dépôts ferrugineux de ces noyaux sains. Cet espace vide a grandi au fur et à mesure de la résorption du minéral primaire. L'existence transitoire de *gels* dans cet espace vide n'a été observé que très rarement. Les fragments frais étant complètement libres à l'intérieur des mailles ferrugineuses peuvent bouger légèrement et l'on observe souvent que dans un même cristal tous ces fragments ne s'éteignent plus en même temps.

Durant toute cette transformation du minéral primaire, les eaux acides ont échangé leurs ions H^+ contre les cations. Le pH atteint dans le réseau de fissures des valeurs proches de celles du pH d'abrasion (STEVENS et CARRON, 1948). Ces valeurs sont très élevées dans les minéraux magnésiens : 10 pour l'augite et la hornblende, 10 à 11 pour le diopside et l'olivine, 11 pour l'actinote. A ces valeurs de pH le fer libéré du réseau cristallin de ces minéraux se trouve dans son domaine d'instabilité et il précipite en hydroxydes. L'aluminium au contraire se trouve dans son domaine de solubilité à l'état d'anion aluminate. La solubilité de la silice est également très grande à ces valeurs de pH. Cette différence de comportement entre ces éléments explique le dépôt abondant des hydroxydes de fer et l'absence de cristaux de gibbsite à l'intérieur des mailles ferrugineuses formées aux dépens des minéraux ferro-magnésiens alumineux comme l'augite.

La différence entre les valeurs du pH d'abrasion des feldspaths et celles des minéraux ferro-magnésiens est responsable de la différence de comportement de l'alumine dans les feldspaths et dans les augites : dans le feldspath le pH d'abrasion est moins élevé et l'alumine précipite obligatoirement comme hydroxyde tandis que dans l'augite, l'alumine libérée est évacuée comme anion aluminate soluble : les plages feldspathiques se transforment intégralement en gibbsite, les plages pyroxéniques en hydroxydes de fer. Il n'est pas impossible d'ailleurs qu'une partie de cette alumine soluble aille grossir les cristaux de gibbsite formés dans les plages feldspathiques où les valeurs du pH sont moins élevées.

L'espace libre s'accroissant aux dépens du minéral primaire plus rapidement que l'accroissement des dépôts ferrugineux, les noyaux frais isolés finissent par disparaître et le cristal primaire est remplacé

finalement par un réseau assez fin d'hydroxydes de fer comportant une grande proportion de vides. Le volume des vides est donc théoriquement égal à la différence entre les volumes de silice, aluminium, et des divers cations exportés et le volume d'eau et peut-être de fer importé. On remarque en outre que l'épaisseur des réseaux ferrugineux est grossièrement proportionnelle à la quantité de fer primitivement contenue dans le pyroxène ou l'amphibole. On remarque en effet que les dépôts ferrugineux sont beaucoup plus minces dans les altérations d'enstatite, de diopside que dans les altérations des augites et amphiboles et surtout que dans celles des hypersthènes et des actinotes.

L'absence de gibbsite cristallisée et la présence de dépôts ferrugineux dans les produits d'altération des minéraux ferro-magnésiens prouve bien que le pH lors de cette altération se trouve du côté basique et non du côté acide. En effet, s'il n'en était pas ainsi les deux éléments seraient solubilisés ensemble comme ions trivalents solubles dans les gammes de pH très acides ou précipiteraient ensemble comme hydroxydes dans la gamme des pH neutres.

TROISIÈME PARTIE

CONCLUSIONS

CHAPITRE PREMIER

LE COMPORTEMENT GÉOCHIMIQUE DES ÉLÉMENTS MAJEURS

§ 1 LE COMPORTEMENT DE LA SILICE

1 Pourcentages de silice lessivée par rapport à la roche fraîche

a) PROFILS GIBBSITIQUES

AYA2	AYA5	BDA2	TKN1	TKN2	TKN3	Type de niveau
-63,96 —	-16,09 -72,06	-76,20 -75,70	-94,84 —	-96,88 —	-90,06 —	Cortex altérés
-86,60 -85,51	-61,15 -70,43	— —	— —	-88,14 -88,30	— —	Roches très altérées
-60,70 -57,15	-61,53 —	— —	— —	— —	— —	Argiles bariolées
—	—	—	—	-80,47	—	Horizons supérieurs

b) PROFILS KAOLINITIQUES

AYA4	F5X	BPN1	ZGN1	Type de niveau
—	—	—	-54,94	Cortex altéré
-23,99 -33,33 -49,70	-22,46 -33,84 -48,51	-7,27 -38,39 —	-58,01 — —	Roches très altérées
— —	— —	-53,93 -58,45	-49,15 —	Argiles bariolées
-55,30 —	-60,31 —	-56,68 -61,87	-53,39 -56,62	Horizons supérieurs

2 Conclusions

Les deux groupes de profils présentent des caractéristiques bien tranchées, si l'on compare les pourcentages de silice lessivée dans les cortex altérés et dans les roches très altérées. La quantité exportée peut atteindre plus de 90% dans les profils typiquement ferrallitiques comme les profils TKN. Certains pourcentages doivent être légèrement corrigés en raison de la présence de quartz dans la roche fraîche : tel est le cas des profils AYA et BDA, dans la première catégorie et BPN-ZGN dans la seconde. Dans la catégorie des profils kaolinitiques, les pourcentages de silice lessivée, et les bilans négatifs, sont beaucoup plus faibles dans les niveaux de roches altérées que dans les niveaux homologues des profils gibbsitiques.

Dans les niveaux d'argiles bariolées, la quantité de silice exportée est moins importante. Dans les profils AYA on assiste même à une augmentation de la teneur en silice comparativement aux niveaux de roches altérées sous-jacentes. Cette importation reconstitue dans une certaine mesure le capital en silice de la roche fraîche. Dans ces deux profils AYA l'apport de silice se traduit par la transformation de la gibbsite en kaolinite.

Dans les profils de bas de pente, ces variations de teneurs en silice s'expriment moins clairement puisque dans ces profils on manque de niveaux sous-jacents très altérés selon le type typiquement ferrallitique et qui auraient pu servir de terme de comparaison. Cependant on remarque que les bilans négatifs de la silice dans les niveaux bariolés des profils kaolinitiques et gibbsitiques sont très semblables.

Les pourcentages d'exportation de silice des horizons supérieurs sont très variables d'un profil à l'autre et d'une zone à l'autre. Ces variations désordonnées sont à mettre en rapport avec des apports détritiques de toutes natures : concrétions, quartz, kaolinite, gibbsite, etc. Ces apports ne dépendent pas directement des processus pédogénétiques en vigueur dans la région considérée mais bien de la situation topographique de ces profils.

Le comportement de la silice permet de diviser la *catena* en deux zones bien définies : les profils situés en haut de pente et sur les sommets sont le siège d'une exportation de silice très importante. Ces profils sont enrichis relativement en alumine et en fer. Les profils de bas de pente enregistrent au contraire une accumulation absolue de silice. Dans les profils de mi-pente, on doit distinguer des niveaux inférieurs caractérisés par une forte exportation de silice et des niveaux supérieurs, correspondant aux niveaux d'argiles bariolées, caractérisés par une importation de silice. Tous les niveaux d'exportation sont de nature gibbsitique, les niveaux d'importation de nature kaolinitique.

Dans les parties très bien drainées des caténas, en région typiquement ferrallitique, la silice peut donc être considérée comme un élément très mobile, aussi mobile que les cations alcalins et alcalino-terreux.

La possibilité qu'a la silice de se recombina tardivement avec la gibbsite ou avec des gels aluminés rencontrés sur son passage, retarde son exportation vers les rivières. La silice libérée des roches altérées suivant des processus ferrallitiques pourra ainsi se recombina en kaolinite. La silice piégée dans ce nouveau réseau ne s'en échappera que difficilement puisque la kaolinite est un minéral difficilement altérable.

La silice en solution voyageant à travers les profils pédologiques et les niveaux d'altération peut également cristalliser en calcédoine. De telles cristallisations ont été rencontrées en zone ferrallitique dans les cortex altérés SO75 et SO76 et en zone ferrugineuse dans le profil TMA1. Vu le petit nombre d'échantillons dans lesquels ce minéral a été identifié, il nous est impossible de préciser les conditions de formation de ce minéral. Soulignons simplement que la calcédoine s'est déposée en fibres perpendiculaires aux épontes et parois des fissures et pédotubules parcourant la roche altérée. Notons encore qu'elle s'est

déposée dans des niveaux relativement riches en silice (présence de kaolinite dans le profil SO75 et de montmorillonite dans l'échantillon TMA13), et dans lesquels il ne subsistait pas d'alumine disponible (ni gibbsite, ni gels alumineux). La calcédoine pourrait ainsi représenter l'excédent de silice dans ces deux profils et être une des formes d'accumulation absolue de silice sur un matériel de réception non-alumineux.

Des cas de silicification de roches sont mentionnés par de nombreux auteurs : CAYEUX (1929), LUCAS (1942), MULLER et FEUGA (1952), KAISIN (1956), RADIER (1957), DEFOSSEZ (1958), PALAUSI (1958), SOUGY (1959), MILLOT, RADIER, et al. (1959), MILLOT (1960).

Les solutions qui percolent à travers les niveaux pédologiques et qui sont chargées de silice peuvent s'infiltrer dans le réseau de fissures souterraines et provoquer dans les niveaux de roche fraîche ou de sables ou de calcaires, des silicifications à des degrés divers. La silice profondément enfouie est ainsi soustraite momentanément à l'influence des processus pédogénétiques et extraite provisoirement du cycle géochimique normal de la silice.

§ 2 LE COMPORTEMENT DE L'ALUMINE

1 Pourcentages d'alumine lessivée par rapport à la roche fraîche

a) PROFILS GIBBSITIQUES

AYA2	AYA5	BDA2	TKN1	TKN2	TKN3	Type de niveau
-1,79 —	-2,12 -41,87	-6,55 -2,26	-15,50 —	-6,85 —	-8,40 —	Cortex altérés
-8,46 -19,78	-16,67 -8,32	— —	— —	+29,72 +3,28	— —	Roches très altérées
-0,34 +1,89	+8,61 —	— —	— —	— —	— —	Argiles bariolées
—	—	—	—	+6,66	—	Horizons supérieurs

b) PROFILS KAOLINITIQUES

AYA4	F5X	BPN1	ZGN1	Type de niveau
—	—	—	-34,31	Cortex altéré
-11,41 -17,76 -23,76	+17,20 +27,57 +44,49	-0,37 -16,36 —	-33,44 — —	Roches très altérées
— —	— —	+7,26 +19,05	-24,47 —	Argiles bariolées
-21,17 —	+45,89 —	-7,61 -17,39	-20,73 -22,90	Horizons supérieurs

2 Conclusions

Contrairement à l'opinion de nombreux chercheurs pour qui l'aluminium doit être considéré comme un élément particulièrement stable et qu'en cette qualité il peut servir de base aux calculs iso-alumine, l'aluminium apparaît comme un élément relativement mobile.

Le degré de mobilité est d'ailleurs variable : il est faible dans les niveaux d'altération des parties hautes des catenas, et la majeure partie de l'alumine libérée précipite sur place en gibbsite. Vu le départ massif des autres éléments, l'alumine s'accumule donc dans ces niveaux de façon relative. Si de l'alumine en solution vient à traverser ces niveaux, il y a grande chance qu'il y soit précipité (cas des profils TKN2, TKN3 et BPN1).

Dans les sols kaolinitiques, l'exportation d'alumine est variable : moyenne dans les niveaux altérés, elle s'annule et le bilan devient souvent positif dans certains niveaux d'accumulation comme les horizons d'argiles bariolées. Ainsi les zones silicifiées apparaissent-elles souvent enrichies en alumine également. Dans le profil F5X nous assistons cependant à une accumulation d'alumine qui n'est pas accompagnée d'accumulation absolue de silice. Ceci est partiellement vrai dans le cas du profil BPN dans lequel l'accumulation absolue d'alumine est beaucoup plus importante que l'accumulation de silice. Les niveaux d'accumulation absolue d'alumine ne correspondent donc pas nécessairement aux niveaux d'accumulation absolue de la silice.

§ 3 LE COMPORTEMENT DU FER

1 Variations du pourcentage de fer par rapport à la roche fraîche

a) PROFILS GIBBSITIQUES

AYA2	AYA5	BDA2	TKN1	TKN2	TKN3	Type de niveau
-2,05 —	+35,08 +40,05	+11,30 +15,36	+8,08 —	-8,39 —	-16,31 —	Cortex altérés
+8,85 +17,74	-38,63 +0,29	— —	— —	-3,06 -26,18	— —	Roches très altérées
-39,43 +12,43	+43,75 —	— —	— —	— —	— —	Argiles bariolées
—	—	—	—	-10,26	—	Horizons supérieurs

b) PROFILS KAOLINITIQUES

AYA4	F5X	BPN1	ZGN1	Type de niveau
—	—	—	-40,62	Cortex altérés
-43,31 -39,65 -28,11	-21,86 -15,34 -10,26	-68,96 -66,98 —	-26,56 — —	Roches très altérées
— —	— —	-13,00 +25,99	-31,72 —	Argiles bariolées
-30,94 —	-16,96 —	-16,05 —	-28,82 -38,09	Horizons supérieurs

2 Conclusions

Le fer a tendance à s'accumuler sur place dans les cortex altérés et les roches entièrement décomposées recueillies dans les profils gibbsitiques. S'il y a lessivage du fer, celui-ci est très peu important et ne dépasse pas quelques pour-cent. L'ambiance alcaline des niveaux d'altération peut même fixer le fer en solution qui viendrait à traverser ces niveaux. En effet plusieurs bilans géochimiques sont positifs dans ce type de niveau. Dans les profils de montagne qui sont plus riches en matières organiques, l'exportation du fer est plus élevée.

Dans les argiles bariolées profondes du profil AYA 2, le fer est largement exporté. Cette exportation se manifeste en plaque mince par la décoloration progressive des plages rouges, le transport du fer par les pédotubules traversant les plages décolorées, et la proportion de plages blanches nettement plus élevée dans les niveaux inférieurs de l'horizon bariolé. Dans le niveau supérieur de ce profil, on note au contraire une accumulation absolue de fer. Cette accumulation se manifeste également dans le profil voisin AYA 5. L'accumulation du fer dans ces niveaux supérieurs de l'argile bariolée se manifeste sur le terrain par une rubéfaction plus accentuée, un plus grand contraste entre plages blanches et plages rouges et une légère induration de ces niveaux.

En début d'altération, l'exportation de fer est beaucoup plus importante des profils kaolinitiques. Dans les horizons moyens, au contraire, la tendance est à l'importation : dans le profil AYA 4 il y a importation de 15% de fer entre les niveaux inférieurs et supérieurs de la roche altérée. Cette importation se reconnaît au microscope par la grande abondance de pédotubules tapissées d'épais coatings de goëthite et d'hématite. Dans les niveaux moyens du profil F5, on assiste également à une importation de fer puisque le bilan négatif (-22%) dans le niveau inférieur passe à un bilan moins négatif (-10%) dans le niveau supérieur. Dans les argiles bariolées du profil BPN l'importation de fer est évidente : alors que dans les niveaux de la roche altérée l'exportation du fer atteint -67%, le bilan est remonté à +26% dans l'horizon bariolé supérieur. Les niveaux d'accumulation absolue du fer ne coïncident donc pas nécessairement avec les niveaux d'accumulation des autres éléments. Au sujet des accumulations de fer dans les profils pédologiques et dans le paysage, le lecteur est invité à relire les travaux importants de D'HOORE (1954), MAIGNIEN (1958) et ALEXANDER et CADY (1962).

§ 4 LE COMPORTEMENT DES ALCALINS ET ALCALINO-TERREUX

1 Le sodium

a) PROFILS GIBBSITIQUES

Le sodium qui forme des sels facilement solubles est intégralement exporté des niveaux d'altération. Cette exportation dans de larges proportions se manifeste déjà lors des premiers stades de l'altération de la roche. En zone bien drainée, comme dans les profils TKN, 90 à 95% de la soude sont exportés; dans le profil AYA2, le taux d'exportation dépasse 99% dans la roche complètement altérée.

b) PROFILS KAOLINITIQUES

Les conditions d'altération moins agressives qui règnent dans ces profils, tendent à déphaser les vitesses d'altération des albites et des plagioclases plus calciques, si bien qu'une partie de l'albite peut se maintenir relativement longtemps à l'intérieur des niveaux altérés, entraînant ainsi un lessivage plus progressif d'une partie de la soude. Cet élément retenu à l'intérieur des profils altérés est donc fixé uniquement comme constituant de minéraux primaires moins altérables; il n'intervient en aucune façon dans la constitution des minéraux secondaires et la fraction échangeable de cet élément retenue à la surface des kaolinites est insignifiante. La grande solubilité des sels sodiques empêche la formation de niveaux d'accumulation absolue de cet élément dans des profils où la quantité d'eau qui les traverse est suffisante, comme c'est le cas partout en zone ferrallitique. Le taux final d'exportation de la soude, dans les niveaux supérieurs, est égal à celui enregistré dans les profils gibbsitiques.

2 Le potassium

a) PROFILS GIBBSITIQUES

Dans le profil AYA2, toujours pris comme exemple, le lessivage du potassium dans les échantillons les plus altérés n'atteint que 67% de la quantité initialement contenue dans la roche primaire; dans les niveaux altérés du profil TKN2, le lessivage de la potasse oscille entre 54 et 74%. Les valeurs sont donc comparables. Dans tous les autres profils ferrallitiques, les quantités de potassium lessivées sont toujours largement inférieures à celles du lessivage de la soude. Cette différence de comportement s'explique par le fait que le potassium, contrairement au sodium, entre dans la constitution de minéraux primaires relativement stables, tels la muscovite, la séricite ou même l'orthose. Ces minéraux ne s'altèrent que plus lentement et nous avons signalé plusieurs fois la présence de paillettes de séricite, apparemment inaltérées, au sein des plages gibbsitiques.

b) PROFILS KAOLINITIQUES

La diminution de l'intensité du drainage interne de ces profils ne fait qu'accentuer le retard avec lequel les minéraux potassiques sont mis en solution. La potasse est donc exportée sensiblement avec une vitesse plus lente encore que les autres cations extraits de minéraux primaires moyennement altérables. En fin d'altération, la quantité de potasse lessivée est comparable à celle qui est exportée des profils gibbsitiques. La présence de potasse (et de soude) dans les échantillons en voie de kaolinisation ne contredit pas les conclusions émises à propos de la formation de la kaolinite : la potasse et la soude présentes dans le profil sont combinées dans les réseaux des minéraux primaires et n'interviennent aucunement dans la concentration des solutions du sol en ions actifs. Il faut se rappeler que les teneurs initiales en

potasse et en soude des roches basiques sont extrêmement faibles et que 40% de la potasse initiale retenus dans un échantillon ne représente pas grand chose en valeur absolue.

3 Le calcium

a) PROFILS GIBBSITIQUES

Dans les roches basiques légèrement métamorphisées le calcium se retrouve dans tous les minéraux primaires importants tels que les plagioclases, les augites, les amphiboles et les épidotes. Tout le calcium peut parfois se concentrer uniquement dans les actinotes. En région très bien drainée où la vitesse d'altération de ces minéraux est à peu près la même pour tous, la constitution minéralogique de la roche n'est pas un facteur prépondérant et le calcium est intégralement éliminé, et rapidement, dès les premiers stades de l'altération. En général, plus de 90% du calcium sont lessivés des profils ferrallitiques de la partie haute des caténas.

b) PROFILS KAOLINITIQUES

La plus grande concentration en sels dissous dans les eaux circulant dans les profils de bas de pente et en général les conditions moins sévères d'altération tendent à étaler dans le temps et dans l'espace les phases d'altération des divers minéraux primaires. Le lessivage final du calcium dans les horizons superficiels est aussi important que celui qui est enregistré dans les profils gibbsitiques, mais ce lessivage est plus progressif. Ainsi l'élimination du calcium se fait par étapes. En début d'altération, une assez forte proportion du calcium est directement éliminée et suit ainsi la destruction des plagioclases basiques. Quand cette source est épuisée, l'altération des minéraux ferro-magnésiens prend le relai, suivie bientôt par celle des épidotes. Le résultat final est le même dans les deux processus, mais l'élimination est ici bien moins brutale. A l'égal des deux éléments précédents, le calcium n'intervient pas dans la constitution de minéraux secondaires.

4 Le magnésium

a) PROFILS GIBBSITIQUES

Le magnésium est rapidement et totalement éliminé au même titre que le calcium ou le sodium. Son comportement ne suit donc pas celui du fer, puisque ce dernier, extrait comme lui des mêmes minéraux, est précipité sur place en totalité comme hydroxyde.

b) PROFILS KAOLINITIQUES

En début d'altération le lessivage du magnésium est peu important puisque ce stade correspond à l'altération des plagioclases, exempts de magnésium, et non à l'altération des minéraux ferro-magnésiens. Dans les niveaux moyens des profils, le lessivage du magnésium suit celui du calcium puisque ces deux éléments sont libérés en même temps des mêmes minéraux primaires. Dans les niveaux supérieurs le magnésium est éliminé plus rapidement que le calcium car les épidotes, qui sont les derniers minéraux primaires à se décomposer, ne contiennent pas de magnésium. Le magnésium peut être retenu plus longtemps dans les chlorites et vermiculites. Contrairement aux autres éléments il peut donc entrer dans la constitution de minéraux secondaires qui ne se dégradent qu'assez lentement. Cette caractéristique ne fait que s'accroître dans les profils des régions ferrugineuses où le magnésium entre dans la constitution de nombreux minéraux secondaires : montmorillonites, saponites, vermiculites, etc. (DELVIGNE, en préparation).

CHAPITRE II

LA RÉPARTITION DES ÉLÉMENTS MAJEURS DANS LE PAYSAGE

§ 1 LA MOBILITÉ POTENTIELLE DES ÉLÉMENTS

Tous les éléments libérés des réseaux cristallins primaires passent en solution au moins momentanément. Le solvant, dans la partie superficielle de la lithosphère est toujours l'eau. La molécule d'eau est un dipôle, les ions en solution exercent donc une certaine attraction sur ces molécules. Les cations attirent le côté négatif du dipôle tandis que les anions en attirent le côté positif. Le nombre de molécules d'eau qui peut être attiré par un ion et ainsi l'entourer dépend du diamètre de l'ion. Plus grand est l'ion et plus nombreuses seront les molécules d'eau attirées. Cependant ce nombre dépend également de l'intensité de la charge présentée par la surface de l'ion. L'hydratation d'un ion est donc proportionnelle à sa charge Z et inversement proportionnelle à son rayon r . Le facteur Z/r appelé potentiel ionique, contrôle ainsi l'hydratation des ions en solution.

GOLDSCHMIDT (1937), se basant sur les différences de potentiels ioniques présentés par les différents éléments, classe ceux-ci en trois catégories :

1° Les éléments qui présentent un potentiel ionique faible, inférieur à 3, restent en solution à l'état de cations pour une large gamme de pH c'est-à-dire qu'ils se maintiennent en solution lors des processus d'altération et sont facilement entraînés dans la nappe phréatique, et dans les rivières. Tel est le cas des ions Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} ;

2° Les éléments dont le potentiel ionique présente une valeur moyenne comprise entre 3 et 12 sont précipités comme hydroxydes pour cette même gamme de pH; ils ont donc tendance à s'accumuler sur place et forment ainsi les résidus d'altération. Ces hydroxydes sont amphotères : ils deviennent solubles en conditions très acides ou très alcalines, le degré de basicité ou d'acidité demandé par chacun des éléments étant différent. Appartiennent à cette catégorie les éléments Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{4+} , Ti^{4+} , Si^{4+} ;

3° Le troisième groupe est composé des éléments à fort potentiel ionique; ils forment les anions solubles contenant de l'oxygène. Ces anions sont donc généralement éliminés lors de l'altération des roches : ce sont B^{3+} , P^{5+} et S^{6+} .

Certains éléments présentent deux ou plusieurs états de valence. Ils peuvent donc passer d'un groupe dans un autre et avoir ainsi un comportement très différent : être entraînés ou immobilisés suivant leur état de valence. Ainsi le Fe^{2+} et le Mn^{2+} solubles s'insolubilisent par oxydation en Fe^{3+} et Mn^{4+} . On les retrouvera donc en compagnie d'éléments insolubles dans les résidus d'altération oxydés.

En région ferrallitique, seuls les éléments de la seconde catégorie présentent un intérêt du point de vue pédogénétique, les éléments appartenant aux deux autres étant lessivés en totalité et entraînés dans le réseau hydrographique. N'entrant pas dans la combinaison des minéraux secondaires, du moins en région ferrallitique, ces éléments ne peuvent que rester en solution durant le stade de transport vers les rivières.

Les minéraux résiduels primaires et secondaires qui forment la couche meuble, plus ou moins épaisse, qui recouvre la roche fraîche, sont composés des trois éléments principaux : silice, alumine et fer. L'étude de ces éléments mérite donc toute notre attention et nous retiendra plus longuement.

Ces trois éléments ont des comportements très différents vis-à-vis des valeurs du pH :

1° La silice est l'élément qui est le moins sensible aux variations de pH du milieu dans lequel elle se trouve en solution. En effet, la courbe de solubilité se modifie très peu dans toute la gamme des pH inférieurs à 9. D'après KRAUSKOPF (1956, 1959), la silice amorphe se dissout dans l'eau à raison de 120-140 mg/l à 25°C. Pour des valeurs de pH inférieures à 9 la silice dissoute reste à l'état monomère tant que la concentration en silice ne dépasse pas cette valeur. La silice cristallisée (quartz) se dissout plus difficilement : 6-14 mg/l seulement. Une solution en équilibre avec la silice amorphe est métastable en présence d'une phase cristalline. La vitesse de cristallisation est cependant si faible qu'elle peut être considérée comme négligeable. D'après SIFFERT (1962) la teneur en silice des eaux naturelles est inférieure à 35 mg/l et est donc inférieure à la limite de solubilité vraie du monomère. L'état normal de la silice dans les eaux naturelles est donc la solution monomoléculaire. Dans les minéraux primaires la silice ne se trouve pas en molécules isolées. Mis à part les nésosilicates dans lesquels la silice se trouve à l'état de tétraèdres isolés reliés entre eux par des cations bivalents, dans les autres silicates la silice se trouve associée avec elle même en chaînes ou en édifices tridimensionnels dont la longueur ou la grosseur dépend de la structure du minéral et du nombre de substitutions à l'intérieur de ces chaînes ou édifices. La plupart de ces substitutions sont le fait du remplacement en position tétraédrique de l'aluminium trivalent au silicium tétravalent. Lors de l'altération de la roche par solubilisation préférentielle des cations solubles et destruction des liaisons Si-O-Al plus faibles, la silice emportée dans la circulation de l'eau qui percole à travers ces niveaux, ne se trouve donc que rarement directement en solution monomoléculaire. Non seulement le facteur temps peut jouer un certain rôle mais le facteur concentration en silice des eaux se présentera comme facteur limitatif. Il faut que la dilution de la silice sous forme de courtes micelles soit suffisante pour que ces micelles se rompent et que la silice se trouve ainsi en solution vraie à l'état de $\text{Si}(\text{OH})_4$;

2° L'aluminium est un élément qui est moyennement sensible aux variations de pH. Aux faibles concentrations, ce qui est généralement le cas dans les niveaux d'altération, la gamme de pH correspondant à la précipitation de l'hydroxyde n'est pas très étendue. Pour une concentration molaire de 10^{-2}M , le cation Al^{3+} n'existe qu'en dessous de pH 4. Dépassé ce pH, le cation précipite à l'état d'hydroxyde qui ne se redissout sous forme d'aluminate AlO_2^{--} qu'à partir de pH = 11,9. Pour des solutions plus diluées, la gamme de précipitation se rétrécit : pour une concentration de 10^{-4} ion gr/l, la gamme de précipitation s'étend entre pH 4,5 et 8,0; pour des dilutions cent fois plus fortes, l'alumine ne précipite plus qu'entre pH = 5 et pH = 6,3 (WEY, 1962). L'aluminium ne présente qu'un seul état de valence mais deux états de coordinence : son diamètre ionique lui permet de se substituer au silicium en position tétraédrique. La charge négative qui résulte de cette substitution est compensée par l'introduction dans le réseau d'une unité de charge positive apportée par un cation monovalent ou un demi cation bivalent. Dans la plupart des silicates primaires l'alumine se trouve en position tétracoordonnée c'est-à-dire que l'atome d'aluminium se trouve placé au centre d'un tétraèdre. Dans la plupart des minéraux secondaires, l'aluminium, au contraire, présente la coordinence-6, c'est-à-dire que l'atome occupe le centre d'un octaèdre. Le passage de l'atome d'aluminium d'un réseau cristallin primaire vers un réseau secondaire nécessite donc le passage de la coordinence-4 à la coordinence-6. Les facteurs qui favorisent la coordinence-6 de l'aluminium sont l'élimination des cations puisque ceux-ci doivent équilibrer la déficience de charge née de la substitution de l'aluminium au silicium, l'élimination des anions, tels que les anions silicates (GASTUCHE et HERBILLON, 1961), un pH bas (GASTUCHE et FRIPIAT, 1961), un rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2)$ supérieur à 30-40% (BOSMANS et FRIPIAT, 1958) (DE KIMPE, GASTUCHE et

BRINDLEY, 1961). D'après ILER (1955) la réaction chimique de l'ion Al^{3+} avec la silice serait possible et entraînerait la formation d'argiles. SIFFERT (1962) reprenant cette hypothèse montre qu'en présence de sels solubles d' Al^{3+} ou Mg^{2+} on observe une nette diminution de la solubilité de la silice : dans le co-précipité silice-Mg on observe une certaine organisation cristalline tandis que le co-précipité silice-alumine est un gel amorphe. D'après GASTUCHE et FRIPIAT (1961) ces gels amorphes présentent un début de réorganisation cristalline observable par diffraction électronique;

3° Le fer est l'élément le plus sensible aux variations de pH puisqu'il reste insoluble dans la gamme des pH basiques. Seuls les acides sont capables de lui rendre sa mobilité. Par contre, le fer est sensible aux conditions d'oxydo-réduction du milieu. Les conditions réductrices réduisent le fer^{+++} en fer^{++} et permettent ainsi sa mobilité car le fer^{++} est plus soluble que le fer^{+++} . D'autre part le fer peut se combiner avec des matières organiques et voyager ainsi sous forme de complexes. La destruction de ces complexes par oxydation ou par l'activité de la vie microbienne entraîne la précipitation du fer ainsi débarrassé de la partie stabilisante du complexe. Dans les roches cristallines la plus grande partie du fer se trouve à l'état ferreux. L'altération des minéraux primaires entraîne donc la libération de fer bivalent qui est immédiatement oxydé en fer trivalent insoluble. Les milieux d'altération ferrallitiques, bien drainés, sont des milieux oxydants. Seule la présence de quantités importantes de matières organiques permettrait l'exportation d'une partie du fer hors de la zone d'altération.

§ 2 L'ACCUMULATION DES ÉLÉMENTS MAJEURS DANS LE PROFIL

D'HOORE (1954), étudiant l'accumulation des sesquioxydes dans les sols tropicaux, répartit les formes d'accumulation en deux catégories :

1° L'accumulation relative, ne demandant aucun transport des éléments accumulés sur place par suite du départ, en totalité ou en forte proportion, des autres éléments mobiles qui constituaient à l'origine la roche fraîche avant son altération;

2° L'accumulation absolue qui exige le départ d'une partie des sesquioxydes de la zone d'accumulation relative, son transport le long des pentes du paysage, et son accumulation dans un matériau de réception présentant d'autres caractéristiques physico-chimiques que les milieux de départ et de translation.

Dans ce travail, l'accent était porté principalement sur le comportement du fer vis-à-vis des agents susceptibles de fixer ou de déplacer cet élément dans le profil et dans le paysage. Reprenant ce système simple de classification, essayons de préciser quelles sont les conditions physico-chimiques qui président à la fixation ou au déplacement des deux autres éléments principaux : la silice et l'alumine.

1 Les profils du sommet et de haut de pentes

Les profils situés dans la partie élevée des *caténas* sont généralement des profils homogènes, constitués de quatre niveaux relativement distincts les uns des autres : à la base la roche fraîche qui est surmontée d'un niveau relativement mince où l'on assiste à la décomposition rapide et complète de la roche fraîche. Le niveau principal, le plus épais, est constitué par la couche de roche complètement altérée et qui n'a pas encore été déblayée par l'érosion. En surface, cet horizon est remanié par l'activité des végétaux et de la faune du sol; cet horizon est généralement enrichi en matières organiques.

Ces profils représentent les milieux de départ de la silice et des cations solubles, et d'accumulation relative de l'alumine et du fer. L'accumulation relative de silice-silicate n'existe pas sous les climats tropicaux : son accumulation est favorisée par des processus d'altération podzoliques.

a) LES ÉLÉMENTS QUI PARTENT

La silice est exportée des profils d'altération dans de très fortes proportions. Dans de nombreux profils le taux d'exportation dépasse 90% dans le cas de roches cristallines non quartzesques. Le cas du quartz doit être considéré à part parce que ce minéral difficilement soluble se concentre sous forme primaire dans les profils d'altération. Dans les conditions ferrallitiques sévères, il n'est que lentement soluble. La part due à la destruction des quartz dans la quantité totale de silice transportée dans les eaux de drainage peut donc être considérée momentanément comme quantité négligeable à côté des grandes quantités de silice dissoute et emportée à partir des minéraux primaires silicatés. Ces silicates primaires sont de deux espèces principales : les feldspaths composés principalement de silice et d'alumine et les minéraux ferro-magnésiens composés surtout de silice, de fer et d'éléments facilement solubles. La décomposition des premiers conduit à la solubilisation totale de la silice et à la précipitation totale de l'alumine sous forme de gibbsite. L'altération des seconds conduit à la formation d'hydroxydes de fer avec lessivage de l'alumine et de la silice. La silice est donc éliminée en totalité des deux espèces minérales primaires et n'apparaît pas dans la formation de minéraux secondaires ; l'alumine des feldspaths est retenue dans le profil alors que l'alumine provenant des pyroxènes et amphiboles est entièrement exportée. Pourquoi cette différence de comportement de l'alumine d'origine feldspathique et pyroxénique ?

L'examen pétrographique des altérations ferrallitiques montre que l'alumine est précipitée in situ dans les plages feldspathiques alors que la gibbsite n'apparaît jamais dans les squelettes ferrugineux provenant de la décomposition des minéraux ferro-magnésiens. Cette différence doit être mise en rapport avec les pH d'abrasion présentés par ces deux classes de minéraux. Nous devons donc rechercher sur la courbe de précipitation de l'alumine (courbe de WEY, 1962) une concentration en alumine qui permette sa précipitation à un pH correspondant au pH d'abrasion du feldspath (8-9) et qui permette son maintien en solution pour des valeurs de pH correspondant aux pH d'abrasion de l'augite par exemple (pH = 10). Cette concentration doit être voisine de 27 ppm Al^{3+} , soit 10^{-3} ions grammes/litre. A cette concentration l'aluminium est insoluble entre pH4 et pH9. Le précipité se redissout pour la même valeur de pH s'il n'a pas eu le temps de se réorganiser. En effet, si le précipité est organisé en gibbsite, il ne pourra se redissoudre qu'à une valeur de pH nettement plus élevée qui est de 11.5 à cette concentration.

En conséquence l'aluminium qui a précipité directement dans le squelette du feldspath et qui s'est directement organisé en gibbsite, est définitivement fixé et immobilisé. Pour le rendre mobile il faudra des valeurs de pH tellement basiques qu'elles ne se présenteront qu'exceptionnellement dans les processus naturels, ou tellement acides qu'elles ne se présentent que dans les conditions régnant dans les horizons superficiels.

Au contraire, l'aluminium extrait des augites, et qui n'a pu précipiter car il était soluble pour ces hautes valeurs du pH d'abrasion, est véhiculé à travers le réseau de fissures, où il va se diluer de plus en plus au fur et à mesure qu'il pénétrera dans des fissures à débit plus important. Or en se diluant, il s'éloigne d'autant plus du domaine de précipitation : pour une concentration dix fois moindre, il ne précipitera qu'à pH = 8 et pour une concentration cent fois moindre pour une valeur de pH = 7. En solution très diluée, le domaine de précipitation de l'aluminium en solution se réduit pratiquement à une gamme de pH comprise entre 5 et 6, et le domaine de stabilité de la gibbsite s'étale entre les valeurs du pH de 5 et 8,5.

Dans ces conditions, l'aluminium qui a doublé le cap de la première dilution en quittant le domaine du minéral primaire où il était inclus, est pratiquement certain de pouvoir voyager assez loin. L'aluminium

libéré du côté alcalin de la courbe de précipitation et restant toujours de ce côté, voyage donc comme anion aluminate, ou comme complexe silicique.

Dans les niveaux superficiels, l'action des acides organiques se fait sentir et la gibbsite est solubilisée. En effet, dans de nombreux cortex sur roches recueillies en surface, nous avons observé la dissolution totale de la gibbsite des plages ex-feldspathiques. Cette alumine solubilisée du côté acide de la courbe de précipitation voyage donc comme cation Al^{3+} . Avec les progrès de l'érosion, de nouvelles couches gibbsitiques sont progressivement soumises à l'action des acides organiques. La disparition de la gibbsite par solubilisation dans les niveaux superficiels est compensée par l'abaissement simultané du front d'altération et la synthèse de nouvelles quantités de gibbsite aux dépens des feldspaths. L'épaisseur des niveaux gibbsitiques dépend donc des vitesses relatives avec lesquelles les deux niveaux descendent. On tend ainsi vers deux limites : si l'érosion est plus rapide, la gibbsite est solubilisée ou entraînée mécaniquement, la roche est mise à nu, l'altération s'arrête et le niveau topographique de la roche, mise à nu, ne s'abaisse plus que très lentement. Si au contraire la descente du front d'altération est plus rapide que la descente du front d'érosion, la puissance d'altération diminue en profondeur, et un équilibre est atteint à un niveau tel que l'agressivité des agents d'altération soit tout juste maintenue. C'est le profil d'équilibre du front d'altération. L'agressivité des agents d'altération étant une fonction de la concentration en éléments dissous dans les eaux de circulation, il est normal que ce front d'altération soit plus profondément enfoui en région montagneuse qu'en région de plaine, toute considération d'érosion étant mise à part. Ce cas se présente à la fin du cycle géomorphologique normal. En début de cycle au contraire, l'érosion l'emporte sur les sommets, la descente du front d'altération ne parvient pas à suivre la cadence car l'altération des roches est un phénomène lent, tandis qu'en bas de pente, l'approfondissement du profil d'équilibre est encore accentué relativement par les apports détritiques importants qui viennent se superposer aux niveaux supérieurs des profils.

En conséquence, les horizons superficiels, caractérisés par des valeurs de pH relativement acides, sont le siège de l'exportation d'alumine sous forme de cation et de silice sous forme détritique uniquement, la silice étant chimiquement stable dans ces niveaux. Dans les horizons inférieurs, l'alumine voyage comme anion et la silice est exportée.

La silice libérée des réseaux cristallins est emportée par le courant d'eau sous forme de courtes micelles : la libération massive de la silice provoque une concentration telle dans la solution que la dépolymérisation complète des micelles est retardée. La silice ne réagit donc pas avec l'alumine libérée en même temps qu'elle des minéraux primaires. Les anions aluminates présentent d'ailleurs la coordinence-4 ce qui leur interdit de former de la kaolinite en se combinant avec la silice. Il y aurait donc dans les profils de haut de pente incompatibilité du côté de la silice comme du côté de l'alumine.

On voit donc se dessiner deux niveaux bien distincts au sortir de ces premiers profils : un niveau supérieur caractérisé par une certaine mobilité de l'alumine sous forme d'ions Al^{3+} hexacoordonnés et un niveau inférieur dans lequel voyagent de petites quantités d'aluminates sous forme tétracoordonnée. Il n'est d'ailleurs pas exclu qu'une partie de l'alumine puisse voyager dans cette zone sous forme d'ions cristallochimiques où toutes les liaisons Si-O-Al n'ont pas été rompues. Cette hypothèse est émise par PEDRO (1964) pour expliquer le retard avec lequel se manifeste la cristallisation de la gibbsite dans certaines conditions réalisées en milieu d'altération artificiel. Le niveau moyen séparant ces deux niveaux est caractérisé par l'immobilité de l'alumine qui se trouve en équilibre sous forme de gibbsite.

b) LES ÉLÉMENTS QUI RESTENT

Parmi les éléments qui restent sur place après l'altération de la roche, les principaux sont l'alumine et le fer. Ces éléments sont en outre accompagnés d'un peu de titane, de manganèse, de chrome et de tous les éléments dont le potentiel ionique est compris entre 3 et 12.

L'alumine qui est immobilisée sous forme de gibbsite dans les profils de sommet et de haut de pente provient de l'altération des feldspaths. La proportion d'alumine fixée est très importante comparativement à la quantité initiale d'alumine contenue dans la roche fraîche car les minéraux ferromagnésiens ne contiennent que peu d'alumine. Or les valeurs du pH d'abrasion des feldspaths ne sont pas suffisamment élevées pour permettre l'exportation d'aluminium sous forme d'aluminate soluble comme c'est le cas pour l'aluminium extrait des minéraux ferromagnésiens. L'élimination des cations alcalins et du calcium et des anions silicates favorise le changement de coordinence de l'aluminium-4 en aluminium-6. Dans le milieu légèrement alcalin du front d'altération, dans les plages feldspathiques, l'aluminium précipite immédiatement sous forme de gibbsite, ou par l'intermédiaire de gels aluminosiliceux qui ne font que retarder l'apparition de la gibbsite. La formation de gels dans ces profils topographiquement élevés n'est que très éphémère et ne modifie en rien les processus d'évolution.

Le fer précipite en totalité lors de l'altération des minéraux ferromagnésiens, car si les valeurs du pH permettent à l'alumine de s'évader, ces mêmes valeurs entraînent la précipitation totale des hydroxydes ferriques insolubles pour toute la gamme alcaline des valeurs du pH. Le fer dans la plupart des minéraux primaires se trouve à l'état ferreux. Normalement en zone bien drainée, les conditions d'altération sont oxydantes et tout le fer ferreux à peine libéré passe en fer ferrique et se trouve immobilisé. Cependant, en fin de saison des pluies, durant laquelle le terrain a été gorgé d'eau, les conditions d'oxydo-réduction peuvent être modifiées et une petite partie du fer ferreux individualisé peut s'échapper dans cet état. Mais en général les quantités restent faibles comme en témoignent les bilans géochimiques des niveaux d'altération profondément enfouis. Dans les cortex altérés recueillis en surface, ou dans les horizons superficiels, plus riches en matières organiques, l'exportation du fer est plus importante, le fer ayant pu s'échapper sous forme de complexes. Le cas de l'engorgement temporaire par la nappe phréatique étant négligé, on voit se dessiner deux zones d'épaisseurs différentes qui se superposent dans les profils situés sur les sommets : la zone inférieure qui comprend toute la zone d'altération et la zone moyenne non soumise à l'influence des matières organiques et dans laquelle le fer est immobilisé en hydroxydes plus ou moins cristallisés, et une zone superficielle dont l'épaisseur varie en fonction de la nature et de la concentration des matières organiques et dans laquelle le fer est partiellement remis en mouvement.

c) DISPOSITION DES NIVEAUX DANS LE PROFIL-TYPE

Normalement dans un profil situé sur le sommet d'une dénivellation importante on doit retrouver les niveaux successifs suivants, de haut en bas :

1° Un horizon supérieur soumis à l'influence combinée de l'érosion et de la matière organique. La gibbsite y est solubilisée sous forme d'ions Al^{3+} (hexacoordonnés), les hydroxydes de fer y sont partiellement mobilisés et déplacés sous forme de complexes organiques principalement. Les minéraux résiduels sont petit à petit entraînés par l'érosion et déposés plus bas le long des pentes sous forme de colluvions sableuses, gravillonnaires. Si le front d'altération est profondément enfoui toute la silice a déjà été exportée et on n'assiste plus à un départ de silice de cet horizon supérieur autrement que sous forme détritrique quartzeuse;

2° Un horizon moyen, intermédiaire, d'épaisseur variable mais normalement forte, caractérisé par l'immobilité totale de tous les éléments résiduels. Dans ce niveau, les éléments mobiles ont déjà été exportés pendant un stade antérieur, et les éléments accumulés relativement ne sont pas encore soumis à l'influence des agents superficiels capables de les mobiliser. C'est le niveau d'accumulation relative de l'alumine et du fer;

3° Un horizon inférieur, généralement peu épais, l'altération de la roche se faisant sur de courtes distances. C'est le niveau du front d'altération de la roche, niveau dans lequel la mobilité des éléments est la plus grande : les cations alcalins et alcalino-terreux y sont solubilisés et entraînés ainsi que la silice. Une petite partie de l'alumine est exportée sous forme d'anions aluminates tétracoordonnés. Ces solutions glissent sur le niveau de roches fraîches sous-jacent ou pénètrent à l'intérieur du massif rocheux en suivant les fissures et diaclases ;

4° Un niveau de base constitué par la roche fraîche intacte.

2 Les profils de mi-pentes

Les profils situés à mi-pente sont traversés obliquement par les solutions qui descendent des sommets et qui se dirigent vers le réseau hydrographique local. Comme dans le premier type de profil, les eaux chargées d'ions Al^{3+} et de fer complexé circulent dans la partie supérieure du profil, tandis que les eaux contenant la majeure partie de la silice dissoute et un peu d'ions aluminates circulent dans la zone du front d'altération. Ces deux parties des profils sont aussi bien distinctes du point de vue de la perméabilité vis-à-vis de ces solutions. Dans la partie supérieure, le lent mouvement de masse des terrains superficiels le long de la pente crée des fissures, ouvre les diaclases qui parcourent les niveaux de roches altérées. A cela s'ajoute l'effet de l'activité radiculaire des végétaux. La partie supérieure des profils est donc caractérisée par une bonne perméabilité en grand. La partie inférieure, au contraire, n'est que peu soumise aux mouvements de masse et se trouve hors d'atteinte du chevelu radiculaire. La roche altérée à ce niveau présente une bonne perméabilité en petit. Les solutions qui traversent ce dernier niveau le font très lentement à la faveur des microfissures et des clivages des minéraux en voie de décomposition. Une roche altérée, du type TKN24 ou AYA24, est très poreuse, légère, mais le microscope montre que tous ces pores sont constitués de cellules fermées, les unes représentant les plages ex-feldspathiques, les autres de petits polyèdres d'hydroxydes de fer enfermés dans un réseau régulier correspondant à l'ancien réseau de clivage des minéraux ferro-magnésiens.

Du point de vue de la qualité de l'eau, ces deux niveaux sont encore différents : en surface, l'eau qui circule relativement librement est continuellement diluée par les apports venus de la surface : eaux de pluies et de ruissellement. Ces eaux tendent donc à se diluer progressivement pendant leur trajet. L'eau qui circule dans les niveaux inférieurs dissout d'importantes quantités de sels divers et de silice, et son volume ne peut s'accroître que par apport d'eau qui a également traversé des niveaux d'altération et qui est donc partiellement chargée en sels et en silice.

a) LES ÉLÉMENTS QUI PRÉCIPITENT

A partir d'une certaine distance du sommet les deux niveaux aquifères ont tendance à se mélanger progressivement, car ces eaux ne s'écoulent pas parallèlement à la surface du sol mais obliquement. Certains éléments jusque là en équilibre dans la solution, se trouvent plongés dans un milieu différent qui ne correspond plus à cet état d'équilibre provisoire : ils précipitent. Considérons d'abord le cas de la descente d'eau du niveau supérieur vers le niveau inférieur. Les ions Al^{3+} en équilibre en solution acide sont placés dans une eau dont la valeur du pH s'accroît progressivement. Ces ions deviennent instables et précipitent en gibbsite. Cette précipitation se fait donc du côté acide de la courbe de précipitation, alors que la gibbsite formée in situ l'était du côté basique. La gibbsite se dépose en revêtement dans les fissures et les cavités qu'elle rencontre. L'aspect morphologique de cette gibbsite apportée n'est pas le même que celui des cristaux authigènes : elle se dépose en cristaux généralement plus grands, qui s'asso-

cient en rangées parallèles de cristaux déposés perpendiculairement aux épontes des fissures ou en structure fibro-radiée à l'intérieur des cavités circulaires. Ces cristaux de gibbsite envahissent aussi les plages restées sans gibbsite jusqu'alors : les plages ferrugineuses ex-pyroxéniques. En effet, le microscope montre qu'à ce niveau les petites cellules polyédriques vides se remplissent de petits cristaux disposés en revêtements réguliers contre les parois de ces cellules. Ces précipitations d'alumine peuvent s'effectuer très rapidement et à peu de distance de la zone de départ. C'est le cas du profil TKN2, situé à quelques mètres du sommet, et du profil TKN3 situé un peu plus bas. C'est également le cas dans les cortex intérieurs sur boules récoltées en surface et dans lesquels les fissures et vides sont régulièrement envahies par de la gibbsite solubilisée dans le cortex extérieur.

Le fer solubilisé en surface est également très sensible à ces variations de milieu. Il cristallise également et se dépose en films plus ou moins réguliers dans les vides laissés dans les plages gibbsitiques ex-feldspathiques ou les plages ferrugineuses ex-pyroxéniques. Quand les dépôts sont mixtes, les relations de position montrent que le fer se dépose plus rapidement que l'alumine, c'est-à-dire qu'il est encore plus sensible que ce dernier aux variations des valeurs du pH (profils TKN2-3).

La silice qui voyage dans la zone inférieure des profils à l'état de courtes micelles, peut se dépolymériser dans la partie de cette zone qui est en contact avec la zone supérieure. En effet, cette zone supérieure ne contient pas de silice, ou très peu. Le mélange des deux eaux souterraines entraînera une dilution telle qu'une partie de la silice pourra passer en solution vraie à l'état monomère. Mais ces eaux superficielles contiennent également des ions Al^{3+} très dilués. Les possibilités de réaction sont réunies et la kaolinite apparaît dans ces niveaux moyens des profils (cas des profils AYA2, AYA5, ZGN1, BPN1). Ces horizons kaoliniques sont les horizons d'argiles bariolées. La silice monomoléculaire n'est pas seulement capable de réagir avec l'alumine en solution mais également de faire disparaître la gibbsite et de la remplacer par la kaolinite comme le montrent les analyses minéralogiques des horizons bariolés de tous ces profils.

Dans le profil AYA2, situé au tiers supérieur de la pente, le niveau silicifié est perché à une certaine hauteur au-dessus du front d'altération. Entre ces deux niveaux subsiste un horizon moyen gibbsitique non transformé. L'épaisseur de ce niveau moyen va en décroissant le long de la pente, elle est devenue très faible dans le profil AYA5 situé au tiers inférieur de la pente.

Dans le niveau d'altération de la roche fraîche, les eaux de circulation sont relativement riches en sels dissous et en silice. L'agressivité de ces solutions vis-à-vis des minéraux primaires en est diminuée d'autant, le lessivage de la silice est moins rapide. C'est dans cette zone de la *catena* qu'apparaissent les gels comme stade intermédiaire dans la formation de la gibbsite à partir des feldspaths. Le processus fondamental d'altération est le même que plus haut dans la *catena*, seules les vitesses de réaction sont plus lentes : un stade partiellement désorganisé, le gel, forme une étape intermédiaire entre l'état parfaitement organisé (le feldspath) et l'état en solution suivie de la précipitation de la gibbsite.

b) LES ÉLÉMENTS QUI MIGRENT EN SOLUTION

Dans les niveaux supérieurs du profil, les solutions cationiques circulent à peu près librement mues par la différence de potentiel hydraulique entre les sommets et les bas de pente. Ces niveaux sont sans cesse soumis à l'influence des matières organiques qui maintiennent une partie de ces cations (surtout le fer) à l'état complexé et mobile.

Avec les progrès de l'érosion et l'abaissement du niveau topographique local, de nouvelles quantités de gibbsite et d'hydroxydes de fer sont solubilisées et entraînées. La gibbsite d'accumulation absolue comme celle d'accumulation relative, est dissoute et entraînée vers le bas. L'héritage direct en hydroxydes

des horizons sous-jacents tend à disparaître progressivement. La kaolinite au contraire ne se redissout pas. Elle peut alors arriver en affleurement si le front d'érosion rattrape par le haut le front supérieur de la zone silicifiée c'est le cas du profil AYA2. Dans les horizons d'argiles bariolées soumis à l'influence des agents de surface, seul le fer peut encore être dissous et entraîné. C'est bien ce que l'on observe au microscope. Les argiles ne peuvent être entraînées que mécaniquement : elles forment des coatings dans les fissures et pédotubules et rendent ainsi ces niveaux de plus en plus imperméables. Puisque ces niveaux sont difficilement remis en solution, ils se maintiennent jusqu'en surface, et les niveaux les plus élevés sont les plus anciens.

La silice monomoléculaire qui a épuisé toute l'alumine disponible migre plus bas. Les cations alcalins et alcalino-terreux, qui ne sont jamais retenus, ne font également que passer. Dans les niveaux inférieurs, la silice polymérisée continue de voyager en compagnie des ions aluminates, et des cations solubles.

Les profils de mi-pente constituent bien un milieu de translation : il s'y forme des précipitations d'hydroxydes mais ces produits sont rapidement remis en circulation. L'alumine et le fer voyagent par étapes courtes. Une partie de la silice se recombine avec l'alumine pour former de la kaolinite qui ne sera plus dissoute. Ces deux éléments sont piégés ensemble dans un niveau d'accumulation absolue situé au milieu des profils et entre deux niveaux d'accumulation relative. Plus on descend la pente plus l'accumulation absolue prend de l'importance comparativement à l'accumulation relative.

c) DISPOSITION DES NIVEAUX DANS LE PROFIL-TYPE

Normalement dans un profil situé à mi-pente d'une dénivellation importante on doit retrouver les niveaux successifs suivants, de haut en bas :

1° Un horizon supérieur soumis à l'influence combinée de l'érosion et de la matière organique. La gibbsite et les hydroxydes de fer y sont solubilisés et déplacés. C'est un niveau de départ. Si ce niveau est déjà constitué d'argiles bariolées, ce niveau ne se modifie que peu : le fer seul est lentement solubilisé. Ce niveau bariolé étant généralement très imperméable, les eaux de ruissellement courent en surface, si le sol n'est pas protégé par une végétation normale. Ces niveaux ainsi exposés peuvent même s'indurer légèrement (cas du sommet du profil AYA2);

2° Suivant la position sur la pente, deux cas peuvent se présenter : au tiers supérieur de la pente (cas du profil TKN3) on assiste à une accumulation d'alumine sous forme de gibbsite, d'hydroxydes de fer sous forme de goëthite. Très peu de kaolinite s'est formée. Au tiers inférieur de la pente, ce sont les argiles bariolées qui dominent. On n'y observe plus d'accumulation de gibbsite secondaire puisqu'il n'y a plus de gibbsite primaire à solubiliser. Ce niveau d'argiles bariolées est un niveau d'accumulation absolue et son épaisseur va croissante dans le sens de la pente;

3° Un niveau de roches complètement altérées dans lequel ne se manifeste pas ou peu d'accumulation absolue. Ce niveau constitue la zone de translation inférieure aux mêmes caractéristiques que dans les profils du sommet. La concentration en sels dissous y est simplement plus élevée;

4° Un niveau de roche fraîche.

3 Les profils de bas de pente

Ces profils constituent la dernière étape pour les éléments dissous avant leur arrivée dans le réseau hydrographique superficiel. Ces profils sont le siège de la translation de certains éléments et de l'immo-

bilisation d'autres éléments. Ces profils sont caractérisés par la superposition du front de silicification au front d'altération et ainsi par la disparition du niveau inférieur gibbsitique.

a) LES ÉLÉMENTS QUI MIGRENT EN SOLUTION

Dans le niveau supérieur l'alumine et le fer sont mobilisés sous l'influence des matières organiques acides. Ces éléments dissous sont emportés directement dans le réseau hydrographique situé à proximité.

Dans le niveau inférieur, le front d'altération descend lentement. Les éléments mobiles qui le traversent sont les mêmes que précédemment : alumine sous forme d'anions aluminates, silice sous forme de courtes micelles non dépolymérisées, cations solubles alcalins et alcalino-terreux. La concentration de tous ces éléments mobiles dans la nappe phréatique devient telle que l'altération de la roche en est considérablement ralentie. Les feldspaths s'altèrent très lentement et la phase intermédiaire représentée par les gels prend une grande importance quantitative en bas de *catena*. L'évolution de ces gels aluminosiliceux est la même théoriquement que plus haut dans la *catena* : départ de la soude et du calcium, départ au ralenti des micelles de silice. Normalement ce gel soumis à un tel lessivage devrait évoluer en gibbsite si cette évolution n'était court-circuitée par l'arrivée de silice monomère venant des parties hautes de la *catena*. Dans le gel l'aluminium tend à prendre la coordinence-6 dans des proportions de plus en fortes au fur et à mesure de l'élimination des cations et des anions. Cette alumine ne peut réagir avec la silice dissoute sur place, car celle-ci ne se trouve pas sous forme monomoléculaire. La plus grande concentration en silice dans ces niveaux inférieurs contrarie encore la vitesse de dépolymérisation de la silice. Mais le front de silicification rejoint le front d'altération, la silice monomoléculaire y est donc véhiculée en même temps que les autres éléments. Arrivant dans la zone riche en gels alumineux hexacoordonnés, la réaction est possible entre les ions alumine et silice. La kaolinite se forme directement aux dépens du gel sans stade intermédiaire en gibbsite comme c'était le cas dans les profils du type précédent. L'alumine voyageant sous forme d'ions Al^{3+} et provenant des niveaux supérieurs peut également former de la kaolinite en se combinant à la silice monomoléculaire voyageant avec elle. Cette co-précipitation se faisait déjà sur une grande échelle dans les niveaux d'argiles bariolées des profils supérieurs.

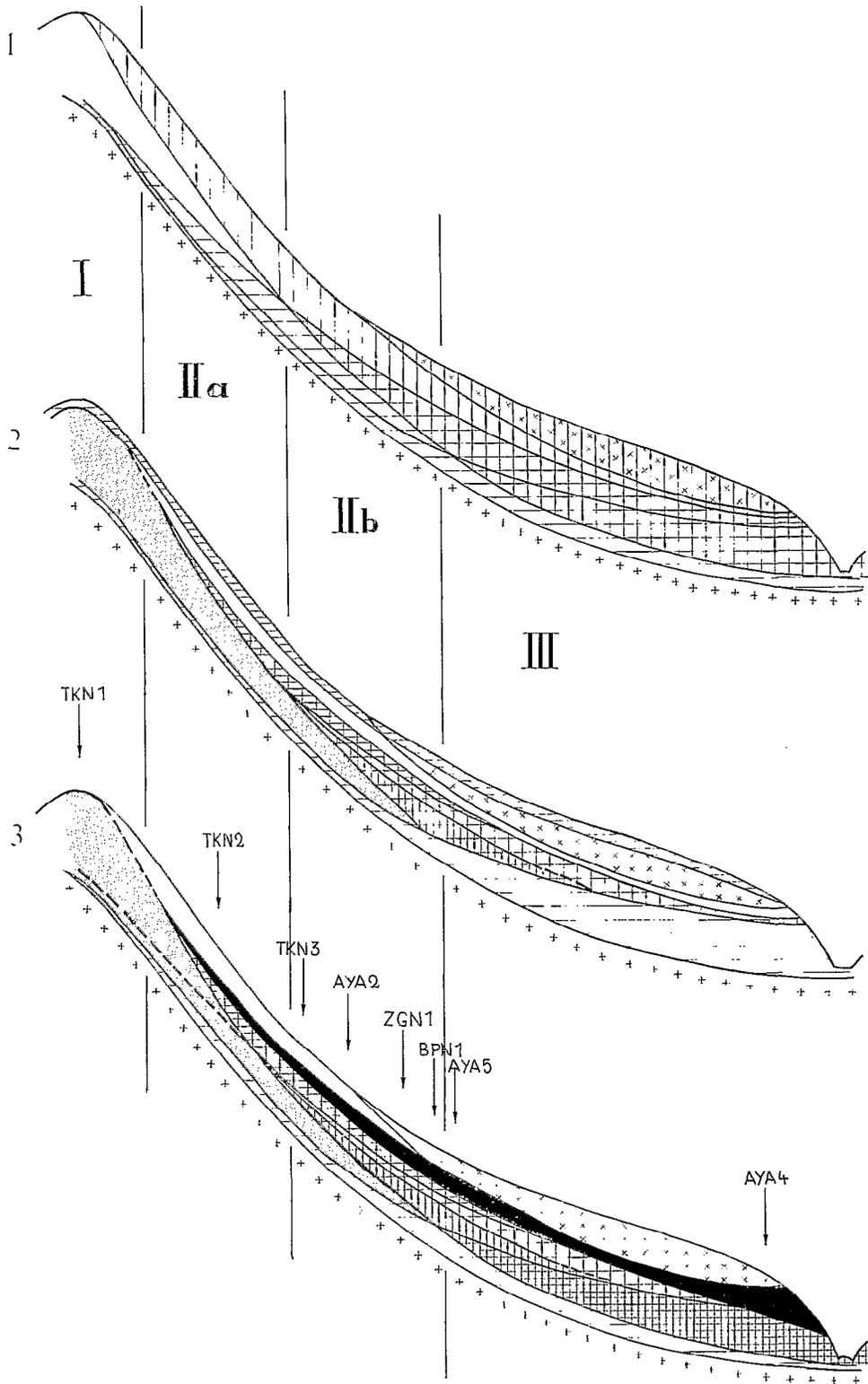
La silice plurimoléculaire et les ions aluminates libérés des feldspaths en voie d'altération n'ont plus que peu de distance à parcourir avant de pouvoir se diluer dans la rivière située à proximité.

b) LES ÉLÉMENTS QUI PRÉCIPITENT

Les éléments qui précipitent dans ce milieu d'accumulation absolue sont la silice monomoléculaire, l'aluminium sous forme d'ion Al^{3+} et le Fe^{3+} . Les deux premiers éléments se combinent pour former la kaolinite, l'excès de l'un ou de l'autre étant simplement entraîné plus loin vers la rivière. Le fer solubilisé dans la partie supérieure du profil sous l'influence des acides organiques, pénètre peu à peu, par lessivage oblique, dans les niveaux d'altération. Les valeurs du pH y sont nettement différentes et le fer y précipite. Un bel exemple de précipitation du fer par accumulation absolue nous est fourni par la partie supérieure du profil AYA4 et le niveau supérieur de l'argile bariolée du profil BPN1, tous deux situés dans les parties basses du paysage.

c) DISPOSITION DES NIVEAUX DANS LE PROFIL-TYPE

Normalement dans un profil situé en bas de pente d'une dénivellation importante on doit trouver les niveaux successifs suivants, de haut en bas :



DESSIN 2

1

2

3

	Zone de départ et de translation de la silice polymérisée	Zone de départ de l'aluminium sous forme d'anion AlO_2^-	Niveaux d'altération; présence de gels
	Zone de dilution	—	—
	Zone de translation de la silice monomère	Zone d'accumulation absolue de kaolinite par réaction entre la silice monomère et les cations Al^{3+}	Zone d'accumulation absolue de kaolinite par réaction entre la silice monomère et les cations Al^{3+}
	—	Zone d'accumulation relative de gibbsite et de goëthite	Zone d'accumulation relative de gibbsite et de goëthite
	—	Zone de départ des cations Al^{3+} et Fe^{3+}	—
	—	Zone d'accumulation absolue de gibbsite	Zone d'accumulation absolue de gibbsite
	—	Zone d'accumulation relative de la kaolinite par réaction de la silice monomère sur la gibbsite	Zone d'accumulation relative de la kaolinite par réaction de la silice monomère sur la gibbsite
	—	—	Zone d'accumulation relative de kaolinite par réaction de la silice monomère sur les gels
	—	—	Zone d'accumulation absolue des oxydes et hydroxydes de fer
	Sous-bassement de roche fraîche	Sous-bassement de roche fraîche	Sous-bassement de roche fraîche
	Sables argileux de colluvionnement	Sables argileux de colluvionnement	Sables argileux de colluvionnement

1° Un horizon supérieur soumis à l'influence des matières organiques. Ce niveau est souvent constitué d'argiles sableuses de colluvionnement venues directement des sommets et apportées par un processus mécanique. Ces colluvions qui peuvent être riches en gibbsite et hydroxydes de fer sont la source des ions Al^{3+} et Fe^{3+} qui y sont solubilisés et qui percolent dans les niveaux inférieurs pour y précipiter. La base de cet horizon supérieur est généralement enrichie en fer qui s'y accumule de façon absolue. Cet horizon est au contraire appauvri en hydroxydes d'alumine qui peuvent en être totalement absents;

2° Un horizon moyen assez épais dans lequel s'accumule la kaolinite formée sur place à partir de la combinaison de la silice monomoléculaire et des ions Al^{3+} en solution ou contenus dans les gels alumineux. Le squelette compris dans le plasma kaolinitique est composé des minéraux primaires plus lentement altérables tels que les actinotes, les épidotes et les quartz;

3° Un horizon d'altération, caractérisé par la décomposition des minéraux primaires les plus altérables (feldspaths) et la formation de quantités importantes de gels. La partie haute de cet horizon est soumise à l'influence silicificatrice de la nappe : la kaolinite se forme aux dépens des gels, la partie basse réduite à une épaisseur de quelques décimètres est constituée de feldspaths en voie de décomposition, de minéraux ferro-magnésiens généralement frais, de gels et d'un peu de kaolinite. Ce niveau inférieur est un niveau d'accumulation relative alors que la partie haute de cet horizon appartient déjà au niveau d'accumulation absolue;

4° Un niveau de roche fraîche. La limite de ce niveau est évidemment moins nette que dans les profils précédents puisque les minéraux primaires ne s'y altèrent que très progressivement et sélectivement.

4 Le cas du profil F5

Le cas de ce profil est spécial quoiqu'il se raccorde parfaitement dans la séquence de profils décrite ci-dessus. Le caractère spécial de ce profil vient du fait que la roche mère est très pauvre en alumine, qu'elle est normalement riche en silice mais que le minéral primaire qui représente plus de 90% de la roche, est de l'actinote, minéral plus difficilement altérable. La position dans le paysage de ce profil est comparable à celle du profil TKN3. Dans ce dernier profil, l'alumine solubilisée dans l'horizon superficiel comme ion Al^{3+} percole vers les niveaux inférieurs gibbsitiques, extrêmement pauvres en silice. Les variations de pH entraînent la précipitation de l'alumine en gibbsite. Cette gibbsite secondaire vient donc se superposer à la gibbsite formée précédemment in situ.

Dans le profil F5, l'alumine solubilisée en surface percole vers les niveaux inférieurs très pauvres en alumine mais relativement riches en silice monomère car les actinotes ne s'altèrent que très lentement ne libèrent que peu de silice. Dans ce profil bien drainé, la dilution est donc telle qu'une partie de la silice dissoute peut se combiner immédiatement avec l'alumine en solution. Les analyses minéralogiques montrent l'accumulation de la kaolinite, les bilans géochimiques montrent que l'alumine y est accumulée de façon absolue (+45% dans les niveaux supérieurs) et le lessivage de la silice grandement retardé (-22, -34, -48 et -60%) dans les quatre niveaux d'altération successifs.

§ 3 L'ACCUMULATION DES ÉLÉMENTS DANS LE PAYSAGE

La juxtaposition des profils-type précédents permet de reconstituer la coupe complète de la *catena*.

La zone I située sur le sommet constitue la zone d'accumulation relative de l'alumine et du fer. (voir dessin 2).

C'est la zone de départ de toute la silice, des cations solubles, et d'une partie du fer et de l'alumine. Le siège de cette dernière exportation est situé uniquement dans la partie supérieure des profils.

La zone II est la zone de translation. C'est principalement une zone d'accumulation relative du fer et de l'alumine par départ de la silice et des cations. Dans les horizons moyens des profils on observe un début d'accumulation absolue des hydroxydes (IIa) et de kaolinite dans les argiles bariolées (IIb).

La zone III est la zone d'accumulation absolue d'une bonne partie de la silice, de l'alumine Al^{3+} et du Fe^{3+} . Cette zone constitue encore une zone de départ pour les cations solubles, une partie de la silice et des ions aluminates. Cette exportation a son siège uniquement dans les niveaux inférieurs des profils.

CHAPITRE III

LA FORMATION DES MINÉRAUX SECONDAIRES

§ 1 LA GIBBSITE

La gibbsite est généralement le seul minéral secondaire à cristalliser dans les premiers stades d'altération de roches feldspathiques en région ferrallitique. Cette gibbsite peut prendre naissance directement aux dépens des feldspaths sans autre intermédiaire qu'un stade en solution très passager des ions aluminium, ou à partir de gels alumineux qui forment le stade intermédiaire entre le feldspath et la gibbsite cristallisée.

En région ferrallitique, et dans des conditions d'excellent drainage, la gibbsite est le seul minéral secondaire qui puisse se former aux dépens des plagioclases. Quand le drainage interne du niveau d'altération n'est plus aussi bon, le stade intermédiaire avec gels prend de l'importance; mais le résultat final de la transformation reste toujours la gibbsite.

Dans le premier cas, les cristaux de gibbsite se forment à partir d'ions en solution vraie et qui précipitent immédiatement dans le milieu même de l'hydrolyse car les valeurs du pH sont telles que les ions aluminium y sont dans leur domaine d'instabilité et doivent précipiter immédiatement comme hydroxyde. Cet hydroxyde cristallise directement en gibbsite. La cristallisation de la gibbsite se fait en milieu légèrement alcalin (pH d'abrasion des plagioclases compris entre 8 et 9).

Dans le second cas, la cristallisation de la gibbsite procède par une certaine réorganisation du gel formé aux dépens du feldspath. Il semble que cette cristallisation demande un certain temps, temps inversement proportionnel à l'intensité du drainage interne c'est-à-dire que les niveaux les mieux drainés perdant plus rapidement les bases et la silice verraient la cristallisation de la gibbsite s'effectuer en très peu de temps, le liseré de gels entourant les résidus de plagioclase restant toujours très mince. Le vieillissement du gel qui perd sa silice et les quelques bases fixées pour compenser les déficits de charges ainsi que les anions, favorise l'état hexacoordonné de l'aluminium et permet ainsi sa cristallisation en gibbsite.

La gibbsite n'est cependant pas un minéral indéfiniment stable. Dans les cortex extérieurs de boules altérées récoltées en surface des profils, la gibbsite disparaît par simple dissolution, elle migre vers les niveaux inférieurs où elle peut se redéposer, ou bien elle est tout simplement exportée en totalité de ces cortex s'ils sont bien isolés à la surface du sol. La gibbsite ne semble pas stable en présence de matières organiques (SCHAUFELBERGER, 1951), la chélation de l'aluminium avec certains produits organiques trouvés dans l'humus pouvant entraîner sa remobilisation et son exportation (SCHATZ *et al.* 1954). Des valeurs du pH voisines de 3 à 4 peuvent redissoudre lentement les cristaux de gibbsite, solubiliser l'aluminium sous forme d' Al^{3+} stable pour ces valeurs de pH, et en permettre l'élimination totale après un temps plus ou moins long.

D'autre part, la gibbsite mise en présence d'une nappe phréatique apportant de la silice en solution monomère se transforme complètement en kaolinite. (Cette transformation a été observée dans plusieurs profils guinéens par BONIFAS (1959). Nous reviendrons plus loin sur cette question de la transformation de la gibbsite en kaolinite.

Il serait fastidieux et inutile de rappeler ici les travaux antérieurs relatifs à la genèse de la gibbsite. Leurs auteurs sont trop nombreux et leurs travaux sont généralement trop bien connus pour qu'il soit utile de les reprendre ici. La liste des travaux principaux sera incluse dans les références bibliographiques à la fin de l'ouvrage.

En résumé, les conditions favorables à la formation de la gibbsite dans les niveaux d'altération sont les suivantes :

1° Le volume total des précipitations annuelles doit être supérieur à 1 500 mm. Il est possible que cette limite doive être abaissée à 1 300 mm si la répartition des précipitations est très inégale au long de l'année, car les périodes sèches sont peu favorables à l'altération des roches tandis qu'une pluviosité moyenne tombant sur une courte période peut être très efficace à ce sujet;

2° Une forte pluviosité annuelle est une condition nécessaire mais non suffisante : il faut que le drainage interne du profil, et particulièrement au niveau des altérations, soit bon à excellent;

3° La percolation facile d'un grand volume d'eau doit entraîner l'élimination des cations et d'une grande partie de la silice. Le lessivage oblique ne doit pas apporter dans le profil de la silice en solution provenant de l'altération de roches plus élevées topographiquement sinon la gibbsite, si elle est déjà formée, se transforme en kaolinite, ou bien, si elle n'est pas encore formée, c'est la kaolinite qui prendra sa place directement après la réorganisation de gels formés aux dépens des silicates primaires. Une position élevée dans le paysage favorisera l'élaboration de la gibbsite en empêchant l'arrivée de silice dissoute dans les eaux en circulation dans les niveaux d'altération;

4° La présence d'un minéral alumineux altérable est indispensable; mais aussi évident que cela paraisse, cette condition n'est cependant pas suffisante. Il faut encore que son pH d'abrasion ne soit pas trop élevé car s'il dépasse 9 l'alumine libérée du réseau silicaté est éliminée en totalité. C'est pour cette raison qu'il ne se forme pas de gibbsite, toutes autres conditions étant favorables, dans les produits d'altération de minéraux contenant de l'alumine comme les augites et amphiboles dont le pH d'abrasion présente des valeurs trop élevées;

5° Si le profil est bien drainé dans sa totalité, y compris les niveaux d'altération, la position de ceux-ci par rapport à la nappe phréatique ne semble pas avoir d'importance, à la condition toutefois que cette nappe phréatique soit exempte de silice dissoute à l'état monomère. La gibbsite se formerait ainsi tout aussi bien au-dessus que dans la nappe phréatique;

6° Le pH doit présenter des valeurs neutres ou alcalines : une trop grande acidité déplace l'équilibre et l'alumine est solubilisée comme ion Al^{3+} ;

7° La présence de matières organiques acides entraînant la dissolution de la gibbsite, il est probable que la présence de ces composés organiques, au niveau de l'altération de la roche, inhiberait la formation de gibbsite;

8° Si les conditions de drainage sont moins bonnes, la gibbsite se forme par évolution de gels alumineux.

Dans tous les profils rencontrés et qui ont servi d'objet à ces recherches, la gibbsite nous est apparue comme ne pouvant se former qu'aux dépens de minéraux silicatés primaires. Jamais nous n'avons vu se

former de gibbsite aux dépens d'un minéral secondaire autre que des gels prédestinés à la gibbsitisation. La transformation de la kaolinite en gibbsite n'a jamais été observée. La transformation de la kaolinite en gibbsite par un processus de désilicification a été signalée par VINOGRADOV (1942) pour qui l'étude expérimentale a montré que l'activité de diatomées mises en présence de kaolin conduisait à l'extraction de la silice nécessaire à l'élaboration des tests siliceux des diatomées et à la formation d'hydrates d'alumine résiduels; D'HOORE (1954) suit au microscope électronique la destruction des formes cristallines de la kaolinite avec formation simultanée de gibbsite; FERGUSON (1954) signale également la transformation de la kaolinite en gibbsite; SEGALÉN (1957) signale l'hydrolyse de la kaolinite avec formation de gibbsite dans les sols formés sur roches basiques à Madagascar; VAN DER MERWE (1955) constate également cette transformation en Afrique australe; ALLEN (1946) admet la décomposition de la kaolinite en gibbsite dans les argiles très alumineuses de l'Orégon; ALLEN (1948) étudie la formation des bauxites de l'Orégon et signale également la transformation de la kaolinite en gibbsite; cet auteur (1951) émet encore la même hypothèse dans son étude synthétique sur la formation des dépôts de gibbsite, diaspore et bœhmite des États-Unis; SWINDALE et JACKSON (1956) signalent la destruction de kaolinite, mais avec formation de silice résiduelle et départ de l'alumine dans certains podzols de Nouvelle-Zélande.

Nous ne nous permettons pas de nier l'existence d'une telle transformation parce que de nombreux auteurs l'ont signalée, mais nous nous permettons d'ajouter que la plupart de ces observations étaient tirées peut-être trop hâtivement de courbes d'analyses thermiques différentielles qui n'étaient pas appuyées sur l'observation de plaques minces ou l'interprétation de bilans géochimiques : la présence dans les horizons supérieurs d'une petite quantité de gibbsite ne signifie pas nécessairement qu'elle provient de la désilicification de la kaolinite. Chaque fois qu'est apparue la gibbsite dans les horizons supérieurs de nos profils, ce minéral était d'origine allochtone et était importé comme constituant de concrétions ou de pseudosables.

Nos conclusions sont en accord avec celles qui ont été formulées par LENEUF (1959) dans son travail sur l'altération des granites de Côte-d'Ivoire : « Ces faits nous incitent à penser que l'hypothèse de l'hydrolyse superficielle et de dégradation de la kaolinite, . . . , ne peut être retenue comme valable en milieu granitique et sous les conditions climatiques de la zone forestière ivoirienne ». (Voir cet auteur, page 178).

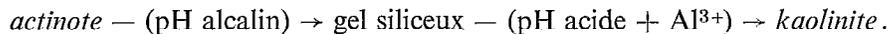
§ 2 LA KAOLINITE

Contrairement à ce qui a été observé pour la gibbsite, la kaolinite ne se forme pas directement aux dépens des feldspaths. La synthèse de la kaolinite dans les niveaux d'altération ou dans les horizons supérieurs demande un ou plusieurs minéraux ou phases intermédiaires dont la transformation ou la dégradation conduit finalement à la synthèse de cristaux de kaolinite. Cette difficulté d'obtenir de la kaolinite par voie naturelle doit certainement être mise en rapport avec les difficultés qu'éprouvent les chercheurs à obtenir la kaolinite par voie synthétique expérimentale.

La gibbsite est le minéral alumineux normalement rencontré dans les niveaux d'accumulation relative de l'alumine. La kaolinite, au contraire, est un minéral formé par accumulation absolue : accumulation absolue d'alumine dans un matériel de réception siliceux, accumulation absolue de silice dans un matériau de réception alumineux, accumulation absolue de silice et d'alumine dans le milieu de translation et d'accumulation de ces deux éléments. En région ferrugineuse la kaolinite peut encore se former par dégradation de phyllites à trois couches. Ce dernier cas a été rencontré sporadiquement dans la région Sud-Ouest, à partir de saponite ou de vermiculite.

1 Accumulation d'alumine dans un matériau siliceux

Dans les premiers niveaux d'altération du profil F5X on observe la présence d'un peu de gel provenant de l'altération des actinotes. Ce gel ne peut qu'être siliceux puisque l'actinote ne contient pas d'alumine. Sans l'intervention de facteurs étrangers venant modifier son évolution normale, ce gel finirait par disparaître par mise en solution lente de la silice. L'arrivée dans ces niveaux d'une solution acide d'alumine modifie l'évolution de ce gel : la kaolinite se forme par cristallisation aux dépens du gel siliceux et des ions Al^{3+} . Nous avons donc la séquence suivante :

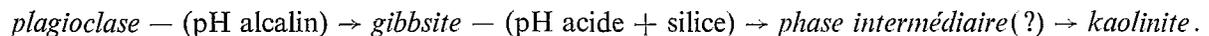


2 Accumulation de silice dans un matériau alumineux

Durant le lent parcours des solutions qui traversent la *catena* avant d'aboutir dans le réseau hydrographique, les particules de silice véhiculées ont eu le temps de se dépolymériser entièrement. De ce fait, les solutions siliceuses deviennent réactionnelles vis-à-vis de l'alumine. Cette réaction peut se manifester à différents niveaux dans les profils, la configuration topographique du paysage accélérant ou retardant les possibilités de réaction. Deux cas peuvent se présenter :

a) ACCUMULATION ABSOLUE DE SILICE MONOMÈRE DANS UN NIVEAU GIBBSITIQUE

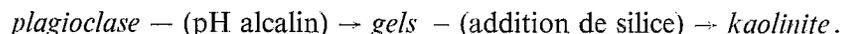
Dans les parties hautes et moyennes de la *catena*, la silice rencontre les niveaux d'accumulation relative d'alumine cristallisée en gibbsite. Nous y voyons la gibbsite disparaître au profit de la kaolinite. Le mécanisme de cette transformation reste inconnu car les travaux de laboratoire montrent que la gibbsite ne réagit pas avec la silice. Or d'après les relations de terrain, il semble certain que la gibbsite formée dans un stade antérieur est remplacée par la kaolinite dans les niveaux d'accumulation absolue de silice. Probablement existe-t-il un stade intermédiaire dans la transformation que nous n'avons pu saisir lors de l'examen des plaques minces. Cette transformation a été rencontrée dans les profils AYA2, AYA5 et TKN3. Cette silicification est accompagnée de la destruction de la structure primitive de la roche jusque là conservée dans les stades antérieurs gibbsitiques. Les valeurs du pH lors de la silicification sont nécessairement inférieures aux valeurs du pH d'abrasion qui avaient présidé à la synthèse de la gibbsite et des hydroxydes de fer dans les niveaux d'altération. Le fer a ainsi tendance à se remettre en mouvement ou à se réorganiser tandis que la gibbsite devenue moins stable dans ce nouveau milieu a tendance à se combiner avec les apports extérieurs de silice. D'une part donc, la limite entre les plages gibbsitiques transparentes et les plages rouges d'hydroxydes de fer s'estompe progressivement, tandis que d'autre part la cristallisation de la kaolinite pourrait entraîner un accroissement de volume des plages antérieurement gibbsitiques. Nous avons donc la séquence suivante :



b) ACCUMULATION ABSOLUE DE SILICE MONOMÈRE DANS LE NIVEAU D'ALTÉRATION

Dans les parties basses de la *catena* les plagioclases s'altèrent beaucoup plus lentement; la décomposition se fait par l'intermédiaire d'une phase amorphe alumino-siliceuse. La lente élimination de la silice enrichit le gel en alumine de façon relative. Nous avons vu que cette évolution conduit normalement à la synthèse de la gibbsite quand les conditions sont remplies : départ des cations et des anions,

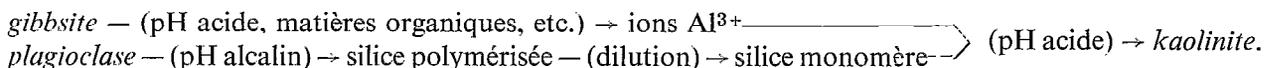
apparition de la coordinence-6 de l'aluminium. Si à ce moment les eaux de drainage apportent de la silice monomoléculaire, la gibbsite ne se forme pas et c'est la kaolinite qui se forme directement aux dépens du gel alumineux. La séquence précédente est court-circuitée et nous avons :



Cette séquence a été rencontrée dans les profils de bas de pente tels que les profils ZGN et BPN. Le plus bel exemple nous est fourni par le profil AYA4, situé à quelques mètres seulement de la rivière et qui représente ainsi le niveau le plus bas de la *catena*.

3 Accumulation d'alumine et de silice dans les niveaux de translation

La kaolinite apparaît également dans les niveaux soumis à une accumulation absolue d'alumine et de silice. Cette accumulation se produit généralement dans les niveaux moyens des profils de mi-pente. Dans ces niveaux la silice est suffisamment diluée par les apports d'eau pure percolant des niveaux supérieurs pour qu'une partie au moins soit à l'état monomère. L'alumine solubilisée des niveaux supérieurs voyage comme cation Al^{3+} . La rencontre de ces cations et de la silice entraîne la formation de kaolinite par synthèse directe à partir des éléments en solution diluée, solution dont le pH est probablement acide, et dont la concentration en cations alcalins et alcalino-terreux est très faible. L'accumulation simultanée de silice et d'alumine avec apparition de la kaolinite a été observée dans les profils BPN, ZGN et partiellement dans le profil AYA2. Nous avons donc la séquence suivante :



4 Conditions nécessaires à la synthèse de la kaolinite

Après ce rapide tour d'horizon durant lequel nous avons évoqué les circonstances qui se sont montrées favorables à la synthèse de la kaolinite, il est possible de définir quelques conditions qui s'avèrent indispensables à cette synthèse. Nous avons passé sous silence les cas de synthèses hydrothermales et nous n'avons pas la prétention de croire que nous avons rencontré tous les cas d'espèce naturels qui peuvent se rencontrer en régions intertropicales. En ramenant le problème dans le cadre de la Côte-d'Ivoire, et uniquement à partir de données recueillies par l'étude de l'altération des roches basiques en zone ferrallitique, en accord avec les données expérimentales d'autres chercheurs, nous pouvons formuler les conclusions suivantes :

1° La kaolinite ne se forme qu'à partir d'ions en solution : ces ions sont la silice à l'état monomère et l'alumine sous forme hexacoordonnée, c'est-à-dire sous forme de cations Al^{3+} . Ces cations se trouvent à l'état libre dans les solutions du sol ou peuvent encore être engagés dans la composition de gels alumineux hexacoordonnés;

2° La formation directe de kaolinite aux dépens d'un minéral primaire, sans apports extérieurs de silice ou d'alumine, n'a jamais été observée;

3° Les valeurs du pH régnant dans les niveaux en voie de kaolinisation doivent se situer du côté acide puisque la genèse de la kaolinite se fait dans la zone de translation de l'ion Al^{3+} ;

4° La désaturation en cations et en anions semble favorable puisqu'elle permet la coordinence-6 de l'aluminium;

5° La présence ou l'absence de matières organiques ne semble pas jouer de rôle important de façon directe. Cependant la présence de matières organiques en acidifiant le milieu et en solubilisant l'alumine sous forme hexacoordonnée dans les horizons superficiels, favorise la formation de la kaolinite dans les horizons sous-jacents;

6° La kaolinite est un minéral très stable, plus stable que la gibbsite. Nous ne nions pas la possibilité de désilicification de la kaolinite en gibbsite; cependant nous ne l'avons pas rencontrée malgré la grande variété des conditions retrouvées dans la zone étudiée;

7° En conséquence, d'un point de vue de l'évolution géochimique de la silice et de l'alumine, la formation de la kaolinite constitue un véritable piège pour ces éléments, car ils perdent toute possibilité de mouvement autre que celui des déplacements en masse sous forme de particules détritiques;

8° Cet emprisonnement des deux éléments dans un réseau stable compense largement la difficulté de réunir les conditions spéciales exigées pour la synthèse de la kaolinite. C'est ainsi que ce minéral est tellement répandu dans la couverture meubles continentale en zone intertropicale malgré de réelles difficultés de synthèse. Tous les autres minéraux secondaires se dégradent, se transforment ou disparaissent au cours du temps; la kaolinite semble à peu près immuable à cette échelle;

9° La kaolinite étant une forme d'accumulation absolue de la silice et de l'alumine, ne se retrouvera en quantités abondantes que dans les parties basses du paysage, du moins en début du cycle géomorphologique. Les niveaux kaoliniques sont souvent recouverts des niveaux d'accumulation absolue des hydroxydes et oxydes de fer qui les protègent de l'érosion. Après inversion de relief nous retrouvons les niveaux kaoliniques épais sous les formations cuirassées, qu'elles soient de plateau ou de bas de pente.

§ 3 CLASSIFICATION GÉNÉTIQUE DES DIFFÉRENTES ZONES D'ACCUMULATION

1 La silice

ACCUMULATION RELATIVE

Silice-silicatée : cette accumulation n'existe pas en région ferrallitique.

Silice-quartz : accumulation sous forme de quartz résiduel.

ACCUMULATION ABSOLUE

Matériau de réception siliceux ou inerte : la silice s'accumule sous forme de quartz secondaire, de calcédoine ou d'opale.

Matériau alumineux :

gibbsitique : transformation en kaolinite (accumulation absolue de la silice et relative de l'alumine);

gels alumineux : transformation en kaolinite (accumulation absolue de la silice et relative de l'alumine);

contenant des ions Al^{3+} en solution : formation de kaolinite (accumulations absolues de silice et d'alumine).

2 L'alumine

ACCUMULATION RELATIVE

Sous forme de gibbsite dans les matériaux altérés.

Accessoirement sous forme de gels alumineux dans les roches en voie d'altération.

ACCUMULATION ABSOLUE

Matériau alumineux ou inerte : l'alumine s'accumule sous forme de gibbsite secondaire.

Matériau contenant des gels siliceux : l'alumine s'accumule sous forme de kaolinite (accumulation absolue d'alumine et relative de silice).

Matériau contenant des ions de silice monomère : formation de kaolinite (accumulations absolues de silice et d'alumine).

3 Le fer

ACCUMULATION RELATIVE

Principalement sous forme de goëthite, d'hématite ou d'hydroxydes amorphes.

Accessoirement et provisoirement sous forme de chlorite, vermiculite, saponite, nontronite, iddingsite, etc.

ACCUMULATION ABSOLUE

Matériau de réception de nature quelconque : le fer s'accumule sous forme de goëthite et d'hématite, en grains isolés ou en revêtements sur les particules argileuses.

4 Les minéraux détritiques

Les profils de bas de pente sont généralement recouverts par des horizons de sables ou d'argiles sableuses provenant des sommets de *catena*. Sont ainsi entraînés et accumulés de façon absolue : du quartz primaire résiduel, des cristaux de gibbsite primaire et secondaire, des fragments ferrugineux plus ou moins indurés, des cristaux de kaolinite. Dans le milieu de leur dépôt, certains minéraux deviennent instables et sont ainsi la source de silice, d'alumine ou de fer qui passent en solution et vont enrichir à leur tour les niveaux sous-jacents. Les oxydes et hydroxydes secondaires sont généralement remis en solution cationique, alors que les silicates secondaires (kaolinite) ne peuvent se mouvoir généralement que sous forme détritique. Les minéraux ferrugineux participent aux deux processus : leur dissolution peut être lente et

leur remise en mouvement se faire partiellement sous forme de solution vraie, partiellement sous forme de concrétions indurées et arrondies.

5 L'évolution du paysage

La présence de niveaux d'accumulation de fer en bas de pente, niveaux généralement indurés ou tout au moins présentant la possibilité de s'indurer, entraîne nécessairement une inversion des reliefs lors de l'évolution géomorphologique du paysage.

Les profils situés sur les sommets sont constitués de matériaux relativement tendres et poreux, n'offrant que peu de résistance à l'érosion. La gibbsite et les hydroxydes de fer sont assez facilement solubilisés par les acides organiques; l'alumine et le fer migrent par étapes successives le long des pentes, solubilisés un certain temps et se déplaçant pour s'immobiliser à nouveau dès que les conditions d'équilibre des solutions sont rompues. Le jeu alternatif de la solubilisation et de la précipitation ne font qu'enrichir progressivement les niveaux inférieurs d'accumulation absolue aux dépens des niveaux supérieurs d'accumulation relative.

La côte topographique des sommets aura ainsi tendance à s'abaisser alors que l'épaississement de la couche indurée des bas de pente ralentit au contraire l'action de l'érosion. Les rivières auront tendance à progresser dans les niveaux non indurés qu'elles pourront éroder plus facilement. L'inversion des reliefs est ainsi amorcée.

L'existence même d'une pénéplaine hypothétique serait ainsi remise en question. Les hauts sommets cuirassés actuels ne correspondraient alors qu'à des niveaux d'accumulation absolues dans le bas des pentes d'un relief aujourd'hui disparu. Ces cuirasses, isolées au sommet de ces collines n'auraient jamais été reliées entre elles. Leur position d'ensemble à un même niveau topographique serait le reflet de la position topographique du réseau hydrographique à cette époque antérieure, réseau qui, en fin de cycle géomorphologique, avait atteint son profil d'équilibre.

C'est ainsi que la plupart des cuirasses perchées aujourd'hui sur les sommets recouvrent des couches épaisses kaolinitiques, d'aspect généralement bariolé : dans la *catena* initiale, les niveaux d'accumulation absolue d'hydroxydes de fer (et partiellement d'alumine) recouvrent, en bas de pente, les niveaux kaolinitiques nés de la précipitation de l'alumine et de la silice en solution, de la transformation de la gibbsite, ou de l'évolution de gels alumineux directement en kaolinite. La structure des roches sous-jacentes est généralement très mal conservée dans ces niveaux kaolinitiques. Une longue *catena* étudiée récemment par WACKERMANN (1964) dans la région de Bondoukou, montre que sous les niveaux puissamment cuirassés des sommets, l'épaisseur de la couche meuble est très forte, et que celle-ci est essentiellement kaolinitique. Les structures des diverses roches du soubassement (schistes, dolérites, amphibolites, andésites, etc.) sont complètement effacées. Cet auteur constate en outre une similitude d'aspect frappante entre les niveaux kaolinitiques bariolés et les cuirasses alvéolaires du sommet. Ceci confirmerait le fait que les solutions ferrugineuses venues du haut des *catenas*, à une époque ancienne, ont imprégné et ont finalement complètement induré les niveaux kaolinitiques sous-jacents en préservant plus ou moins fidèlement la structure de ces niveaux argileux. Un début d'induration avait d'ailleurs été observé au sommet des argiles bariolées du profil AYA2, argiles enrichies en fer par accumulation absolue. A cet endroit, le profil normal était tronqué par le jeu de l'érosion et le niveau d'argiles bariolées se trouvait exposé en surface du sol.

Avec l'inversion des reliefs, la kaolinite se trouve ainsi placée en position topographiquement élevée. Avec le démantèlement des cuirasses et la mise à nu des formations kaolinitiques, la kaolinite est emportée par ruissellement et finit par recouvrir tout le paysage avant d'être entraînée en suspension

dans les rivières. Dans les paysages anciens les niveaux gibbsitiques d'accumulation relative se trouvent rarement en affleurement. Ces niveaux ne se rencontrent qu'aux endroits soumis à une érosion violente qui abaisse le niveau topographique suffisamment pour recouper les niveaux d'altération des roches fraîches. Au contraire, dans les paysages géomorphologiquement plus jeunes, comme ceux de la région montagneuse du Tonkoui, les roches altérées en gibbsite et gœthite affleurent sur de larges surfaces.

RÉSUMÉ

Les profils d'altération étudiés appartiennent tous au domaine ferrallitique et ont été prélevés dans la moitié méridionale de la Côte-d'Ivoire. Ce domaine est caractérisé par des précipitations moyennes annuelles comprises entre 2 200 mm et 1 400 mm et par des variations saisonnières d'humidité et de température peu marquées. Les types de roches sélectionnés sont des roches basiques ou neutres : dolérites, gabbros, amphibolites, charnockites, diorites. Tous les échantillons de roches fraîches et de roches altérées ont été étudiés en plaques minces. Les déterminations minéralogiques des minéraux secondaires ont été effectuées avec l'aide de la diffraction de rayons X, de l'analyse thermique différentielle et de l'analyse thermopondérale. Les bilans géochimiques ont été établis d'après les résultats d'analyses chimiques totales et la méthode isovolumétrique de MILLOT-BONIFAS.

La formation des minéraux secondaires à partir des feldspaths et des minéraux ferro-magnésiens est sous l'étroite dépendance de la qualité des eaux de drainage et par conséquent de la position topographique du profil dans le paysage. La plupart des profils sont groupés en *catenas*.

Dans la partie supérieure de la *catena*, le niveau dans lequel s'effectue l'altération des minéraux primaires est très mince. Sur une distance de quelques millimètres la roche fraîche est entièrement altérée en minéraux secondaires. Ce niveau d'altération est caractérisé par le départ d'au moins 90% de la silice originelle, de la totalité des cations alcalins et alcalino-terreux, de l'alumine provenant de l'altération des minéraux ferro-magnésiens. Il est caractérisé par le maintien sur place de l'alumine feldspathique et de la totalité du fer. La silice libérée des réseaux cristallins primaires s'échappe en solution sous forme non dépolymérisée. L'alumine cristallise immédiatement en gibbsite tandis que le fer se fixe sous forme d'hydroxydes amorphes qui n'évoluent que plus tard en gœthite et en hématite. Au-dessus du front d'altération, dans les niveaux moyens et supérieurs des profils, les minéraux secondaires sont constitués uniquement de gibbsite et de gœthite. La structure de la roche est parfaitement conservée.

Dans la partie moyenne de la *catena*, le niveau dans lequel s'effectue l'altération des minéraux primaires est un peu plus épais. Ce niveau est également caractérisé par le départ de la silice et des bases, mais le départ de la silice est beaucoup plus lent; les édifices feldspathiques se détruisent beaucoup plus progressivement et on voit apparaître un stade intermédiaire entre le feldspath et la gibbsite : le gel alumino-siliceux. Celui-ci n'a qu'une existence éphémère et il évolue très rapidement en gibbsite par élimination totale de la silice. Les niveaux moyens et supérieurs de ces profils de mi-pente sont généralement silicifiés par apport de silice en solution monomère véhiculée par la nappe phréatique. Cette silice provient des parties hautes du paysage d'où elle a été éliminée sous forme polymère. La dilution progressive des eaux phréatiques a permis sa dépolymérisation partielle durant son transport. Dans ces niveaux la gibbsite formée antérieurement disparaît et est remplacée par la kaolinite. La structure de la roche est largement oblitérée dans ces niveaux silicifiés.

Dans la partie basse de la *catena*, le front de silicification rejoint le front d'altération. Les gels prennent une grande extension mais leur évolution en gibbsite est court-circuitée par l'apparition de la kaolinite. L'élimination de la silice est beaucoup plus lente et n'atteint environ que 50% de la quantité de silice initialement contenue dans la roche fraîche. Il semble que la silice libérée des réseaux cristallins

primaires est éliminée totalement et sous forme polymérisée tandis qu'une certaine quantité de silice monomère est importée dans ce niveau reconstituant ainsi partiellement le capital-silice de la roche initiale. Le lessivage des bases est total mais il est beaucoup plus lent que dans les profils du sommet de la *catena*. La structure initiale de la roche est relativement bien conservée.

Dans les horizons superficiels de tous les profils, une partie de l'alumine et du fer est dissoute et entraînée dans la nappe phréatique. Le fer s'accumule alors de façon absolue dans les parties basses du paysage sous forme d'oxydes et d'hydroxydes généralement cristallisés. L'alumine cristallise plus rapidement, tantôt sous forme de gibbsite secondaire dans les niveaux dépourvus de silice monomère, tantôt sous forme de kaolinite quand les ions Al^{3+} sont mis en présence d'ions siliciques en solution.

La gibbsite et la gœthite constituent donc les minéraux secondaires des niveaux d'accumulation relative principalement et d'accumulation absolue accessoirement tandis que la kaolinite est toujours un minéral d'accumulation absolue de la silice, accumulation accompagnée ou non d'accumulation absolue d'alumine.

La désilicification de la kaolinite en gibbsite n'a été mise en évidence dans aucun des profils. La plus grande proportion de gibbsite rencontrée sporadiquement dans certains niveaux superficiels des profils de bas de pente a pu chaque fois être mise en relation avec des apports détritiques de concrétions, de sables ou de débris de roches altérées.

SUMMARY

The weathering profiles we studied belong to the ferrallitic region and are sampled in the southern part of Ivory Coast. This region is characterized by a mean annual rainfall between 2 200 mm and 1 400 mm and by a weak seasonal variation of humidity and temperature. The selected rock types are basic or neutral igneous rocks : dolerites, gabbros, amphibolites, charnockites and diorites. All samples were studied in thin sections. The mineralogical determinations of secondary minerals were made using X-ray diffraction, differential thermal analysis and thermoponderal analysis. The geochemical exchange balance was established according to the total chemical analyses and the isovolumetric method of MILLOT-BONIFAS.

The formation of secondary minerals from feldspars and ferro-magnesian minerals is strictly dependent on the percolating water quality as well as on the profile situation in the landscape. Most of the profiles belong to *catenas*.

In the upper part of the *catena*, the weathering horizon is very thin. After a few millimeters, the fresh rock is completely transformed into secondary minerals. The horizon is characterized by the elimination of more than 90% of the original silica, the totality of monovalent and divalent cations and all the alumina originally contained in the ferro-magnesian minerals. The alumina coming from feldspars and the totality of iron are maintained in situ. Silica from the crystalline primary networks passes into solution in a polymerized state and is eliminated in this way. Alumina immediately crystallizes into gibbsite while iron is fixed into amorphous hydroxides which later transform into gœthite and hematite. Above the weathering horizon, in the middle and upper parts of the profiles, secondary minerals are gibbsite and gœthite. The structural framework of the parental fresh rock is perfectly preserved in the weathered samples.

In the middle part of the *catena*, the weathering layer is thicker. The horizon is also characterized by the elimination of silica and bases but the rate of the silica release is lower. The feldspathic networks are progressively destroyed and an intermediate state appears between feldspar and gibbsite : the aluminosilicic gels. These have only a short existence and they rapidly transform into gibbsite by total release of silica. The middle and upper horizons of these half-slope profiles are generally silicified by input of depolymerized silica transported in soil-water table. This silica comes out from the upper parts of the landscape where it was eliminated into polymeric form. Progressive dilution of soil waters permits the partial depolymerization of silica during its transport. In these horizons gibbsite formerly synthesized disappears and is replaced by kaolinite. The initial framework of the parental rock is largely disturbed in the silicified horizons.

In the low parts of the *catena*, the silicification front mixes up with the weathering front. The gels are very important and largely distributed in these weathering horizons but their evolution into gibbsite is modified by apparition of kaolinite. The rate of silica release is lower and reaches only 50% of the initial silica content in the fresh rock. It seems that the silica released from primary crystalline networks is completely eliminated as polymerized ions and that monomeric silica is added in these horizons partially reestablishing the silica content of the parental rock. Complete release of bases occurs but it is slower than in the upper parts profiles of the *catena*. The original structural framework of the rock is relatively well maintained.

In the upper horizons of all the profiles, part of the iron and alumina is dissolved and carried away to the water table. Absolute accumulation of iron is observed in the low parts of the landscape as oxides and hydroxides generally crystallized. Alumina crystallizes more rapidly, either into secondary gibbsite in absence of depolymerized silica or into kaolinite when Al^{3+} ions are in presence of solution of silicic ions.

Secondary minerals gibbsite and grethite are mainly relevant of relative accumulation horizons, whereas kaolinite is always present in absolute silica accumulation, the alumina being due or not to an absolute type of accumulation.

The desilicification of the kaolinite into gibbsite has not been observed in any profile. The greater proportion of gibbsite sometimes identified in the upper horizons of low level profiles is always correlated to detritic accumulations of concretions, sands and weathered rock fragments.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBOTT A.T. (1958), « Occurrence of gibbsite on the Island of Kauai, Hawaiian Islands », *Écon. Geol.*, **53**, pp. 842-853.
- ALEXANDER L.T., HENDRICKX, S.B. (1942). « Occurrence of gibbsite in some soil-forming minerals ». *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **6**, pp. 52-57.
- ALEXANDER L.T., CADY J.G., (1962). « Soil Conservation Service », *U.S. Dept. Agric. Techn. Bull.*, N° 1282, 90 p.
- ALLEN V.T., SCHEID V.E., (1946). « Nontronite in the Columbia River region ». *Amer. Mineral.*, **31**, pp. 294-312.
- ALLEN V.T. (1948). « Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon ». *Écon. Geol.*, **43**, pp. 619-626.
- ALLEN V.T., (1951). « Observations on relations of hydrous aluminium oxide minerals to clay ». *Econ. Geol.*, **46**, pp. 110-121.
- ARNOLD P.W., (1960). « Nature and mode of weathering of soil-potassium reserves ». *Jnl. Sci. Food. Agric., Rothamsted Exp. Sta., Harpenden*, **11**, pp. 285-292.
- ARNOULD M., (1961). « Étude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute Volta méridionale ». *Bull. Dir. Géol. et Prosp. Min.*, **1**, 150 p.
- ATKINSON H.J., WRIGHT J.R., (1957). « Chelation and the vertical movement of soil constituents. » *Soil Sci.*, **84**, pp. 1-11.
- AUBREVILLE A., (1949). « Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale ». *Société Ed. Géogr. Mar. Col., Paris*, 351 p.
- BASSETT W.A., (1959). « The origin of the vermiculite deposit at Libby, Montana ». *Amer. Mineral.*, **44**, pp. 282-299.
- BODIN L., (1951). « Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le précambrien de l'Afrique Occidentale Française ». *Bull. Dir. Mines A.O.F.*, N° **12**, 93 p.
- BOLGARSKY M., (1950). « Étude géologique et descriptions pétrographiques du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire ». *Bull. Dir. Mines A.O.F.*, N° **9**.
- BOLGARSKY M., (1950). « Notice explicative sur la feuille Tabou ». *Carte Géol. de Recon., Gouv. Gén. A.O.F.*, 29 p.
- BOLGARSKY M., (1951). « Notice explicative sur la feuille Abidjan-Est ». *Carte Géol. Recon., Dir. Mines A.O.F.*, 28 p.
- BOLGER R.C., WEITZ J.H., (1952). « Mineralogy and origin of the mercer fireclay of North-Central Pennsylvania ». *Prob. Clay & laterite Genesis, A.I.M.E.*, pp. 81-83.
- BONIFAS M., (1959). « Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique ». *Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, N° **17**, 159 p.
- BONNAULT D., SAGATZKY J., (1950). « Notice explicative sur la feuille Bondoukou-Ouest ». *Carte Géol. Recon., Gouv. Gén. A.O.F., Dakar*, 25 p.
- BOSMANS H., FRIPIAT J.J., (1958). « Ionenuitwisselingsvermogen en oppervlakte ladingsdichtheid van SiO₂-Al₂O₃ gelen ». *Pédologie*, **8**, pp. 184-198.
- BOWEN N.L., (1928). « The evolution of igneous rocks ». Dover Publ., inc, N.Y.
- BRINDLEY G.W., DE KIMPE C., (1961). « Identification of clay minerals by single crystal electron diffraction ». *Amer. Mineral.*, **46**, pp. 1005-1016.
- BROUSSE R., (1961). « Minéralogie et pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne) ». *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, **84**, pp. 131-186.
- BROWN G., STEPHEN I., (1959). « A structural study of iddingsite from New South Wales, Australia ». *Amer. Mineral.*, **44**, pp. 251-260.
- BUTLER J.R., (1953) « The geochemistry and mineralogy of rock weathering : II The Lizard area, Cornwall ». *Geochem. Cosmochim. Acta*, **4**, pp. 157-178.
- BUTLER J.R., (1954). « The geochemistry and mineralogy of rock weathering: II: The Nordmark area, Oslo ». *Geochem. Cosmochim. Acta*, **6**, pp. 268-281.
- CADY J.G., (1951). « Rock weathering and soil formation in the North Carolina Piedmont region ». *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **15**, pp. 337-342.
- CARROLL D., WOOLF M., (1951). « Laterite developed on basalt at Inverell New South Wales ». *Soil Sci.*, **72**, pp. 87-99.
- CAILLERE S., BIROT P., HENIN S., (1952). « Formation d'un minéral argileux par altération expérimentale d'un Gabbro ». *C.R. Acad. Sci., Paris*, **234**, pp. 2104-2106.
- CAILLERE S., HENIN S., BIROT P., (1957). « Sur la formation transitoire de Montmorillonite dans certaines altérations latéritiques ». *C.R. Acad. Sci. Paris*, **244**, pp. 788-791.
- CAILLERE S., HENIN S., (1961). « Vues d'ensemble sur le problème de la synthèse des minéraux phylliteux à basse température ». *Coll. Intern. CNRS*, **105**, pp. 31-43.
- CAYEUX L., (1929). « Les roches siliceuses ». *Mem. Carte Géologique de France*, 774 p.

- CLAISSE G., (1953). « Étude de l'altération de la Charnockite de Man ». *Ann. Agron.*, **4**, pp. 45-52.
- COLLIER D., (1951). « Sur l'altération des granites à gros grains en Auvergne ». *C.R. Acad. Sci., Paris*, **233**, pp. 96-98.
- CORRENS C.W., ENGELHARDT W., (1938). « Neue untersuchungen uber die verwitterung des Kalifeldspates ». *Chem. Erde*, **12**, pp. 1-22.
- CORRENS C.W., (1951). « Chemical decomposition of silicates in the laboratory and in the field ». *An. Edafol. Fisiol. Veg.*, **10**, pp. 625-635.
- CORRENS C.W., (1961). « The experimental chemical weathering of silicates ». *Clay Min. Bull.*, **4**, **26**, pp. 249-265.
- DEFOSSEZ M., (1958). « Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger ». *Thèse Sci., Univ. Strasbourg*, 227 p.
- DE KIMPE C., GASTUCHE M.C., BRINDLEY G.W., (1961). « Ionic coordination in alumino-silicic gels in relation to clay mineral formation ». *Amer. Mineral.*, **46**, pp. 1370-1381.
- DELVIGNE J., (1960). « L'altération des basaltes du Kivu méridional (Congo Belge) ». *Mem. Lic. Géol. Min., Univ. Cath. Louvain*, 198 p.
- DEVORE G.W., (1956). « Surface chemistry as a chemical control on mineral association ». *Jnl. of Geology*, **64**, pp. 31-55.
- DEVORE G.W., (1959). « The surface chemistry of feldspars as an influence on their decomposition products ». *Clays and clay Min.*, pp. 26-41.
- D'HOORE J., (1954). « L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux ». *Publ. INEAC, Sér. Scientif.*, **62**, 132 p.
- DUNHAM K.C., (1950). « Petrography of the nickeliferous norite of St Stephen New Brunswick ». *Amer. Mineral.*, **35**, pp. 711-727.
- ERHART H., (1940). « Sur l'altération des basaltes miocènes du Cantal et sur la nature des sols qui en dérivent. ». *C.R. Acad. Sci., Paris*, **210**, pp. 537-539.
- FERGUSON J.A., (1954). « Transformations of clay minerals in black earths and red loams of basaltic origin. » *Austr. Jnl. Agric. Res.*, **5**, pp. 98-108.
- FIELDS M., SWINDALE L.D., (1954). « Chemical weathering of silicates in soil formation ». *N.Z. Jnl. Sci. Techn.*, **36b**, pp. 140-154.
- FREDERICKSON A.F., (1948). « Contribution to the study of Arkansas bauxite ». *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **59**, pp. 1322-1323 (Abstr.)
- FREDERICKSON A.F., (1951). « Mechanism of weathering ». *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **62**, pp. 221-232.
- FRIPIAT J.J., (1960). « Surface properties of clays and gels ». *7th Intern. Congr. Soil Sci., Madison, Wisc. USA*, **VII**, **9**, pp. 502-511.
- FRIPIAT J.J., LEONARD A., BARAKE N., (1963). « Relation entre la structure et la texture des gels de silice ». *Bull. Soc. Chim. France*, **22**, pp. 122-110.
- FUNABIKI S., SAKAMOTO T., (1958). « Clay minerals in soils derived from various petrographical origin of Ehime Prefecture ». *Mem. Ehime Univ.*, **3**, sect 6, pp. 165-178.
- GARRELS R.M., HOWARD P.F., (1957). « Reactions of mica and feldspar with water at low temperatures ». *Clay Conf. Berkeley, Calif.*
- GASTUCHE M.C., FRIPIAT J.J., DE KIMPE C., (1961). « La genèse des minéraux argileux de la famille du kaolin; 1: Aspect colloïdal ». *Coll. CNRS, Genèse et synthèse des argiles*, Paris.
- GASTUCHE M.C., DE KIMPE C., (1961). « La genèse des minéraux argileux de la famille du kaolin; 2: Aspect cristallin ». *Coll. CNRS, Genèse et synthèse des argiles*, Paris.
- GASTUCHE M.C., HERBILLON A., (1962). « Synthèse et genèse de l'hydrargillite ». *C.R. Acad. Sci., Paris*, **254**, pp. 1105-1107
- GAY P., LEMAITRE R.W., (1961). « Some observations on iddingsite ». *Amer. Mineral.*, **46**, pp. 92-111.
- GOLDICH S.S., (1938). « A study in rock weathering ». *Jnl. Géol.*, **46**, pp. 17-23.
- GOLDMAN M.L., TRACEY J., (1946). « Relations of bauxite and kaolin in the Arkansas bauxite deposits ». *Econ. Geol.*, **41**, pp. 567-575.
- GONZALES GARCIA F., GARCIA RAMOS G., (1950). « On the genesis and transformation of vermiculite ». *7th Intern. Conf. Soil Sci.*, **4**, pp. 482-491.
- GORDON M., TRACEY J.I., (1952). « Origin of the Arkansas bauxite deposits ». *Problems of Clay & Laterite Genesis. AIME, Symposium Vol.*, pp. 12-34.
- GRAHAM E.R., (1941). « Colloidal organic acids as factors in the weathering of anorthite ». *Soil Sci.*, **52**, pp. 291-295.
- GRAHAM E.R., (1949). « The Plagioclase feldspars as an index to soil weathering ». *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **14**, pp. 300-302.
- HARDY F., RODRIGUES G., (1939). « Soil genesis from andesite in Grenada, British West Indies ». *Soil Sci.*, **48**, pp. 361-383.
- HARRISON J.B., (1933). « The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions ». *Imp. Bur. Soil Sci., Harpenden*, 79 p.

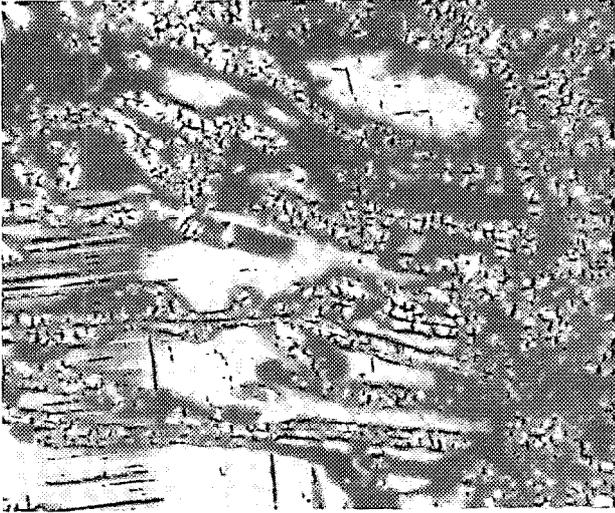
- HARRISON J. L., MURRAY H. H., (1959). « Clay mineral stability and formation during weathering ». *Clays and clay Minerals*, pp. 144-153.
- HAY R. L., (1960). « Rate of clay formation and mineral alteration in a 4.000 year-old volcanic ash soil. St. Vincent, British West Indies ». *Amer. Jnl. Sci.*, **258**, pp. 354-368.
- HERBILLON A., (1961). « Contribution à l'étude des gels d'alumine. Synthèse et genèse de la gibbsite ». Thèse, Univ. Cath. Louvain, 89 p.
- HERBILLON A., GASTUCHE M. C., (1962). « Synthèse et genèse de l'hydrargillite ». *C.R. Acad. Sci., Paris*, **254**, pp. 1105-1107.
- HOYOS DE CASTRO A., (1960). « La genèse du sol sur roches basiques ». *Trans. 7 th. Intern. Congr. Soil Sci.*, **4**, pp. 413-417.
- HUMBERT R. P., (1948). « The genesis of laterite ». *Soil Sci.*, **65**, pp. 281-290.
- ILER R. K., (1955). « The colloid chemistry of silica and silicates ». Cornell Univ. Press, N.Y., 324 p.
- JAYARAMAN N., (1940). « Alteration of tremolite to talc in the dolomitic Marbles of Yellandu Warangal District (Hyderabad, Dn) ». *Proc. Indian Acad. Sci., Sect. A*, **12**, pp. 65-71.
- KAISIN F. Jr., (1956). « Le rôle de la substitution dans l'altération météorique des roches sédimentaires, spécialement des calcaires ». *Mem. Inst. Géol. Univ. Cath. Louvain*, **20**, pp. 50-163.
- KELLERMANN J., (1960). « Problèmes d'Hydraulique agricole et pastorale en Côte d'Ivoire ». *Rapport du Génie Rural, Gouv. Côte d'Ivoire*, 98 pages.
- KRAUSKOPF K. B., (1956). « Dissolution and precipitation of silica at low temperatures ». *Geochem. Cosmochim. Acta*, **10**, pp. 1-26.
- KRAUSKOPF K. B., (1959). « Silica in sediments. A symposium with discussion ». *Soc. of Econ. Paleontologists and mineralogists*, Spec. Publ., N° 7.
- LAGACHE M., WYART J., SABATIER G., (1961). « Dissolution des feldspaths alcalins dans l'eau pure ou chargée de CO₂ à 200°C ». *C.R. Acad. Sci., Paris*, **253**, pp. 2019-2022.
- LAGACHE M., WYART J., SABATIER G., (1961). « Mécanisme de la dissolution des feldspaths alcalins dans l'eau pure ou chargée de CO₂ à 200°C ». *C.R. Acad. Sci., Paris*, **253**, pp. 2296-1299.
- LARSEN E. S., IRVING J., GONYER F. A., (1936). « Petrologic results of a study of the minerals from the tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado ». *Amer. Mineral.*, **21**, pp. 679-701.
- LENEUF N., (1959). « L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés ». *Thèse en sciences.*, Paris. ORSTOM, 210 p.
- LEONARD A., SHO SUZUKI, FRIPIAT J. J., DE KIMPE C., (1964). « Structure and properties of amorphous silicoaluminas. I. Structure from X-Ray fluorescence spectroscopy and infrared spectroscopy ». *Jnl. Phys. Chem.*, **68**, pp. 2608-2617.
- LUCAS G., (1942). « Description géologique et pétrographique des monts de Ghar-Rouban et du Sidi El Abed ». *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, **16**.
- MAC CLELLAND J. E., (1951). « The effect of time, temperature, and particle size on the release of bases from some common soil-forming minerals of different crystal structures ». *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **15**, pp. 301-307.
- MAIGNIEN R., (1956). « De l'importance du lessivage oblique dans les cuirassements des sols en A.O.F. ». *C.R. 6è Congr. Intern. Sci. Sol, Paris*, E, pp. 463-467.
- MAIGNIEN R., (1958). « Le cuirassement des sols en Guinée, Afrique Occidentale. » *Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, **16**, 239 p.
- MANGENOT G., (1955). « Études sur les Forêts des plaines et plateaux de la Côte d'Ivoire ». *I.F.A.N., Études Éburnéennes*, **IV**, pp. 5-61.
- MASON B., (1952). « Principles of Geochemistry ». John Wiley & Sons, N.Y., 276 p.
- MIÈGE J., (1955). « Les savanes et forêts claires de Côte d'Ivoire ». *I.F.A.N. Études Éburnéennes*, **IV**, pp. 62-81.
- MILLIGAN W. O., MAC ATEE J. L., (1952). « The structure of hydrous aluminium oxides and hydroxides ». *Probl. Clay & Laterite Genesis, A.I.M.E.*, pp. 94-99.
- MILLIKEN J. H., MILLS G. A., OBLAD A. G., (1950). « The chemical characteristics and structure of cracking catalysts ». *Disc. Farad. Soc.*, **8**, pp. 279-285.
- MILLOT G., BONIFAS M., (1955). « Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation ». *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, **8**, fasc. 1.
- MILLOT G., RADIER H., MULLER-FEUGA R., DEFOSSEZ M., WEY R., (1959). « Sur la Géochimie de la silice et les silicifications sahariennes ». *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, **12**, **2**, pp. 3-15.
- MILLOT G., (1960). « Silice, silice, silicifications et croissance des cristaux ». *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, **13**, pp. 129-146.
- MILLOT G., (1961). « Silicifications et néoformations argileuses : problèmes de genèse ». *Coll. Intern. C.N.R.S.*, **105**, pp. 167-173.
- MILLOT G., (1964). « Géologie des argiles ». Masson, Paris, 499 p.
- MING SHAN SUN, (1957). « The nature of iddingsite in some basaltic rocks of New Mexico ». *Amer. Mineral.*, **42**, pp. 525-533.

- MULLER-FUEGA R., (1954). « Contribution à l'étude de la géologie, de la pétrographie et des ressources hydrauliques et minérales du Fezzan ». *Mem. Ann. Min. et Géol., Tunisie*, **12**.
- MURATA K.J., (1946). « The significance of internal structure in gelatinizing silicate minerals ». *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **950**, pp. 25-33.
- NASH V.E., MARSHALL C.E., (1956). « The surface reactions of silicate minerals: I: The reactions of feldspar surfaces with acid solutions ». *Missouri Agric. Exp. Sta. Res. Bull.*, **613**, 35 p.
- NASH V.E., MARSHALL C.E., (1957). « Cationic reactions of feldspar surfaces ». *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **21**, pp. 149-153.
- PALAUZI G., (1959). « Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des formations primaires au Soudan et en Haute Volta ». *Bull. Serv. Geol. Prosp. Min., Dakar*, **33**, 209 p.
- PEACOCK M.A., FULLER R.E., (1928). « Chlorophaeite, sideromelane and palagonite from the Columbia River Plateau ». *Amer. Mineral.*, **13**, pp. 360-382.
- PECROT A., DELVIGNE, J., GASTUCHE M.C., FRIPIAT J.J., VIELVOY L., (1962). « L'altération des roches et la formation des sols au Kivu (Rep. du Congo) ». *Publ. I.N.E.A.C., Sér. Scientif. N° 97*, 90 p.
- PEDRO G., (1958). « Premiers résultats concernant la réalisation expérimentale d'un processus de latéritisation ». *C.R. Acad. Sci., Paris*, **247**, pp. 1217-1220.
- PEDRO G., (1964). « Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines ». *Thèse Fac. Sci., Paris, Inst. Nat. Rech. Agron.*, 344 p.
- PRIDER R.T., COLE W.F., (1942). « The alteration products of olivine and leucite in the leucite-lamproïte from the west Kimberley area, West Australia ». *Amer. Mineral.*, **27**, pp. 373-384.
- RADIER H., (1959). « Le précambrien saharien au Sud de l'Adrar des Iforas. Le bassin crétacé et tertiaire de Gao. Contribution à l'étude géologique du Soudan Oriental ». *Thèse Sci., Strasbourg; Bull. Serv. Geol. Prosp. Min. A.O.F.*, **26**, 556 p.
- REICHE P., (1950). « A survey of rock weathering and products. » *Univ. New Mexico Publ. Geol.*, **3**, 95 p.
- ROLFE B.N., (1964). « Mineralogy of soil profiles: Iredell and Durham soils from the Piedmont Province of North Carolina ». *Proc. 2nd. Nat. Conf. Clays and clay Minerals*, **327**, pp. 183-189.
- ROQUES M., (1948). « Le Précambrien de l'Afrique Occidentale Française. » *Bull. Soc. Géol. France*, **18**, pp. 589-628.
- SCHATZ A., CHERONIS N.D., SCHATZ V., (1954). « Chelation as a biological weathering factor in pedogenesis ». *Proc. Pennsylv. Acad. Sci.*, **28**, pp. 44-51.
- SCHAUFFELBERGER P., (1950). « How do rock weathering and soil formation progress in the tropics, especially in Columbia? » *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* **30**, pp. 238-257.
- SCHAUFFELBERGER P., (1951). « Clay in tropical soils ». *Bol. Tec. Fed. Nac. Caf. Columbia*, **1**, **5**, pp. 29-46.
- SEGALEN P., (1957). « Étude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar ». *Mém. Inst. Sci. Madagascar*, **8**, sér. D, pp. 1-195.
- SHEPPARD R.A., (1962). « Iddingsitization and recurrent crystallization of olivine in basalts from the Simcoe Mountains, Washington ». *Amer. Jnl. Sci.*, **260**, pp. 67-74.
- SHERMAN G.D., UEHARA G., (1956). « The weathering of olivine basalt in Hawaii and its pedogenic significance ». *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **20**, pp. 337-340.
- SIFFERT B., (1962). « Quelques réactions de la silice en solution; la formation des argiles ». *Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, **21**, 86 p.
- SMITH J., (1957). « A mineralogical study of weathering and soil formation from olivine basalt in Northern Ireland ». *Jnl. Soil Sci.*, **8**, pp. 225-239.
- SMITH W.W., (1961) « Structural relationships within pseudomorphs after olivine ». *Mineral. Mag.*, **32**, pp. 823-825.
- SOUGY J., (1959). « Les formations crétacées du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale). » *Bull. Soc. Géol. France*, **1**, pp. 166-182.
- SOULE DE LAFONT D., (1956). « Le Précambrien moyen et supérieur de Bondoukou ». *Bull. Dir. Mines A.O.F.*, **18**, 174 p.
- STEPHEN I., (1952). « A study of rock weathering with references to the soil of the Malvern Hills: 1: Weathering of biotite and granite ». *Jnl. Soil Sci.*, **3**, pp. 20-33.
- STEPHEN I., (1952). « A study of rock weathering with references to the soil of the Malvern Hills. 2: Weathering of appinite and « Ivy-scar » rock ». *Jnl. Soil Sci.*, **3**, pp. 219-237.
- STEVENS R.E., CARRON M.K., (1948). « A simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. » *Amer. Mineral.*, **33**, pp. 31-49.
- STRINGHAM B.F., TAYLOR A., (1950) « Nontronite at Bingham, Utah ». *Amer. Mineral.*, **35**, pp. 1060-1066.
- SWINDALE L.D., JACKSON M.L., (1956). « Genetic processes in some residual podzolized soils of New Zealand ». *6th. Intern. Congr. Soil Sci.*, Rapp. E, pp. 233-239.
- TAGINI B., (1960). « Hypothèses nouvelles pour une esquisse structurale du Sud-Est de la Côte d'Ivoire ». *Dir. Geol. Prosp. Min., Côte d'Ivoire*, 23 p.

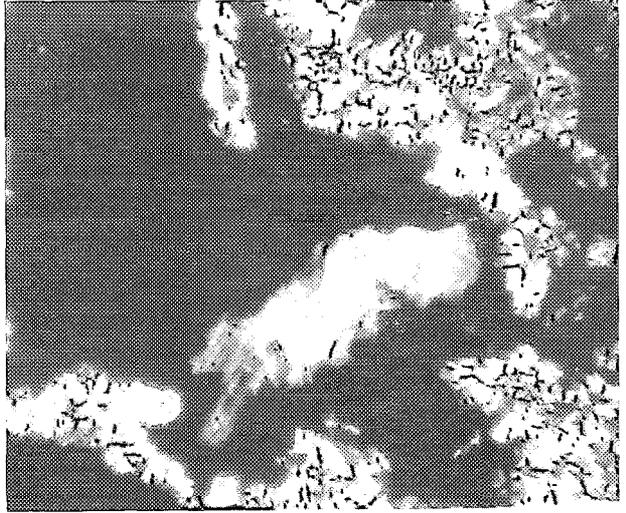
- TAMELE M.W., (1950). « Chemistry of the surface and the activity of aluminosilica cracking catalysts ». *Disc. Farad. Soc.*, **8**, pp. 270-279.
- THORTNHWAITE C.W., (1948). « An approach towards a rational classification of climates ». *Geogr. Review*, pp. 55-94.
- TAMURA T., HANNA R.M., SHEARIN A.E., (1959). « Properties of brown podzolic soils. » *Soil Sci.*, **87**, pp. 189-197.
- VAN DER MERWE C.R., (1957). « Les minéraux argileux des groupes de sols subtropicaux de l'Union de l'Afrique du Sud ». *Sols Africains*, **IV, 2**, 106 p.
- VINOGRADOV A.P., BOICHENKO E.A., (1942). « Decomposition of Kaolin by Diatoms ». *C.R. Acad. Sci. URSS*, **37**, pp. 135-138.
- WACKERMANN J.M., (1964). « Une séquence de profils sur matériel d'altération de roches birrimiennes à Kienndi (C. de Bondoukou, Côte d'Ivoire) ». *Rapport OSTROM, Lab. Géol. C.R.P., Dakar-Hann, Sénégal*.
- WEY R., SIFFERT B., (1961). « Réactions de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} . Genèse et synthèse des argiles ». *Coll. Intern. C.N.R.S.*, **105**, pp. 1-23.
- WILSHIRE H.G., (1958). « Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions ». *Amer. Mineral.*, **43**, pp. 120-146.
- WINCHELL A.N., WINCHELL H., (1956). « Elements of optical mineralogy: part 2, Description of minerals. » John Wiley & Sons, London, Vol 2, 551 p.
- YAALON D.H., (1959). « Weathering reactions ». *Jnl. Chem. Educ.*, **36**, pp. 73-76.

PLANCHES

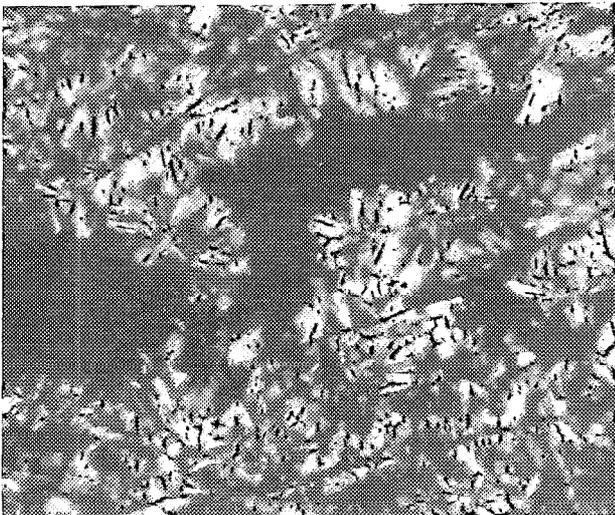
1



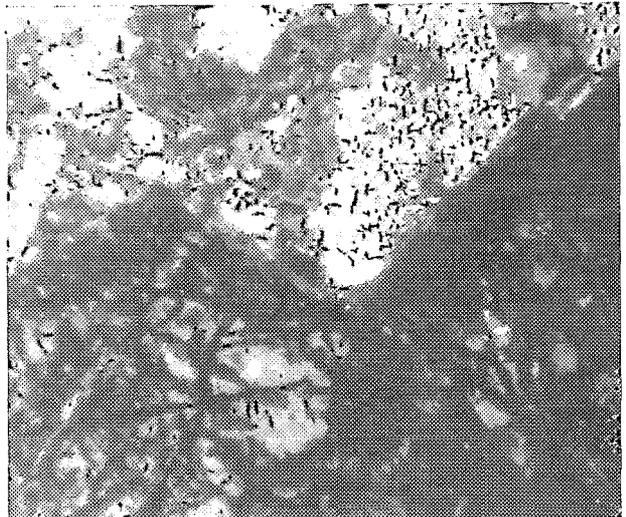
2



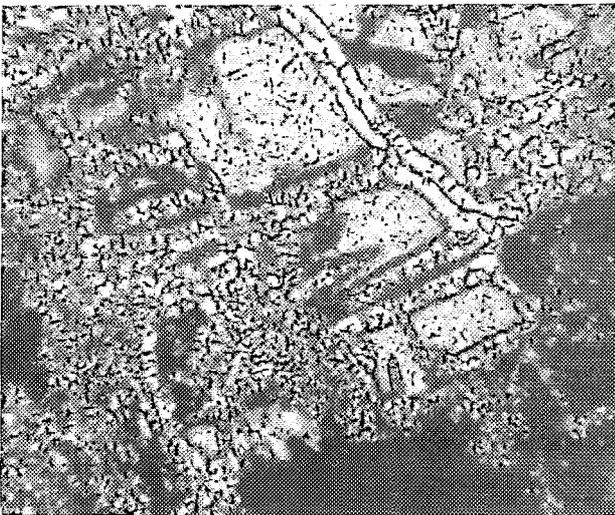
3



4



5



6

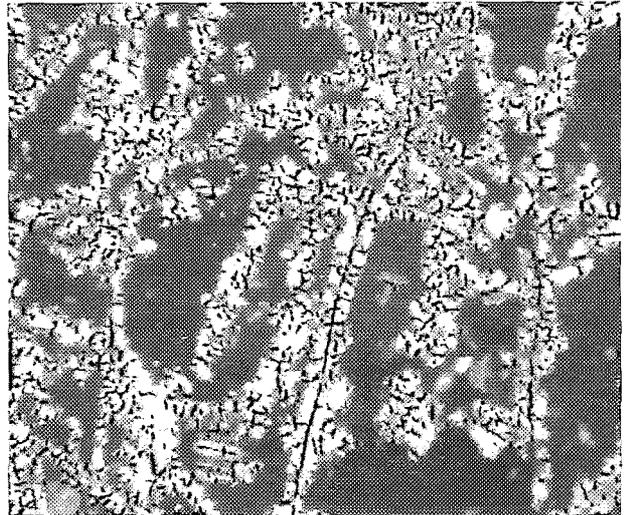


Photo 7 : TKN15RC. LN . ×80. ALTÉRATION DE L'HYPERSTHÈNE EN LIMONITE. L'altération progresse par la voie du réseau de clivage du minéral. Ce réseau est envahi par les hydroxydes de fer isotropes. Chaque petit noyau de minéral frais, isolé au milieu de sa cellule d'hydroxydes, est entouré d'un espace vide. Remarquer le dessin assez régulier formé par les hydroxydes.

Photo 8 : TKN15RC. LP . ×80. ALTÉRATION DE L'HYPERSTHÈNE EN LIMONITE. Même plage que dans la photo précédente. Remarquer l'isotropie des hydroxydes de fer et l'absence de cristallisations entre les noyaux frais et les hydroxydes.

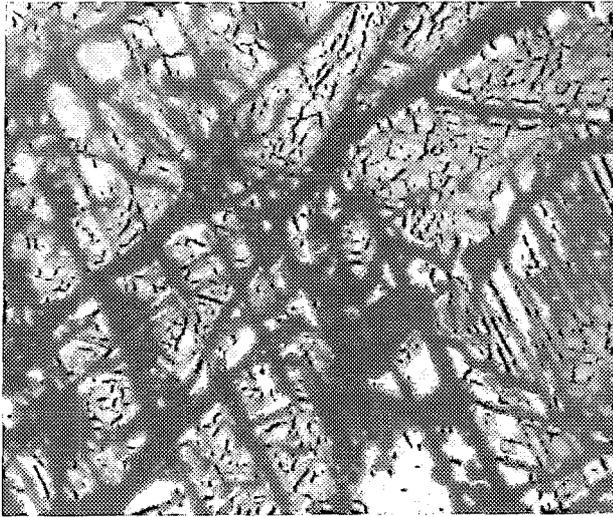
Photo 9 : BDA24X. LP . ×80. ACCUMULATION ABSOLUE DE GIBBSITE. Remarquer le dépôt de petits cristaux de gibbsite à l'intérieur des cellules d'hydroxydes en fer. Cristallisation partielle de ces hydroxydes de goëthite. Ces hydroxydes de fer arrangés en un réseau assez régulier proviennent de l'altération complète d'un cristal d'augite.

Photo 10 : TKN23. LPN . ×80. ACCUMULATION ABSOLUE D'HYDROXYDES DE FER. Remarquer les dépôts d'hydroxydes de fer qui viennent tapisser les parois des parties gibbsitiques. Remplissage partiel des vides, début de l'accumulation absolue.

Photo 11 : SW1415RC. LP . ×80. ACCUMULATION ABSOLUE DE GIBBSITE. Cristaux de gibbsite arrangés en structure fibroradiée et remplissant presque totalement un espace laissé vide dans une amphibolite complètement altérée.

Photo 12 : SW1435RA. LP . ×80. QUARTZ DANS UNE PLAGE DE GIBBSITE. Globules de quartz originellement contenus dans un cristal de feldspath entièrement altéré en gibbsite. Remarquer l'aspect parfaitement sain des grains de quartz.

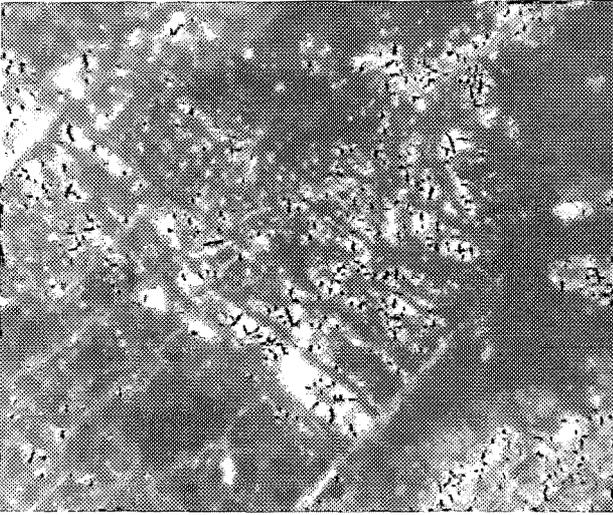
7



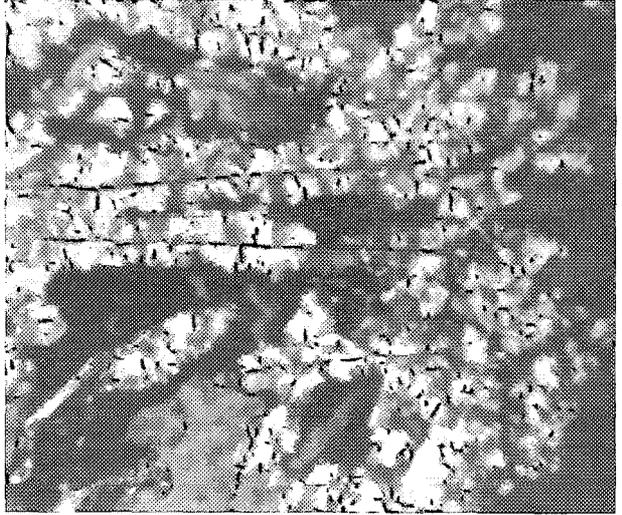
8



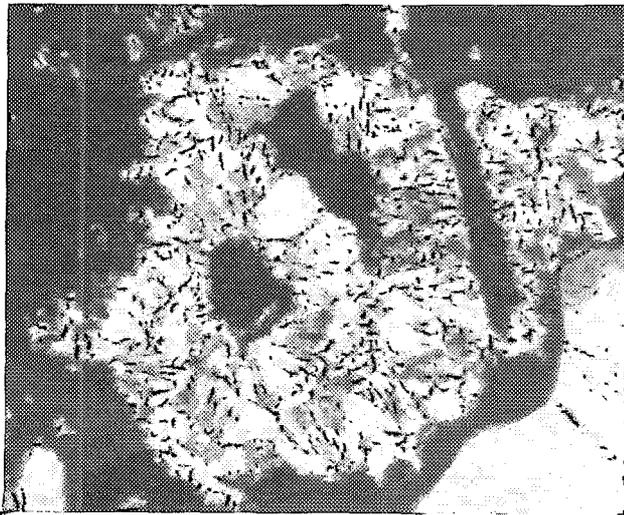
9



10



11



12

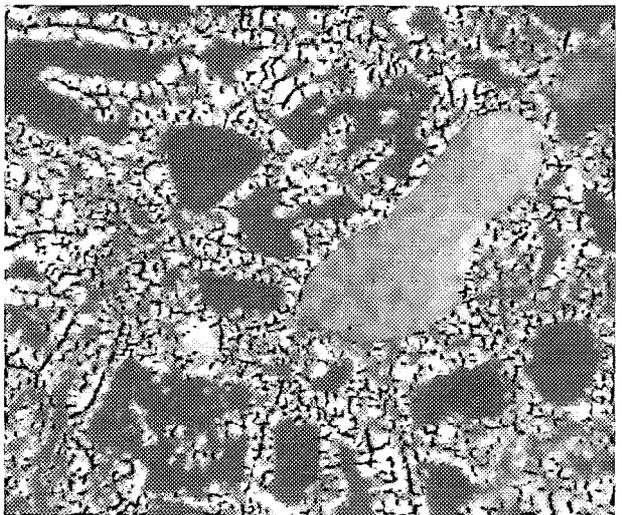


Photo 13 : SW1435RC. LP . $\times 80$. ALTÉRATION DU PLAGIOCLASE EN GELS. Début d'altération d'une dolérite. Les fissures qui parcourent les plagioclases sont remplies de gels isotropes et incolores. Remarquer la disposition de ces gels parallèle et perpendiculaire aux plans de macles du plagioclase.

Photo 14 : SO75. LP . $\times 80$. ALTÉRATION DU PLAGIOCLASE EN GELS. Début d'altération d'un gabbro doléritique. Le plagioclase est parcouru par des fissures et des taches plus larges de gels isotropes et incolores.

Photo 15 : ST17. LP . $\times 80$. ALTÉRATION DU PLAGIOCLASE EN GELS. Autre aspect d'un début d'altération dans un gabbro doléritique. Remarquer le réseau assez régulier des gels ainsi que l'accentuation du réseau de clivage dans les augites voisines.

Photo 16 : ST17. LP . $\times 80$. ALTÉRATION DU PLAGIOCLASE EN GELS ET GIBBSITE. Apparition des cristaux de gibbsite dans les plages de gels formées dans un stade antérieur par altération d'un feldspath. Remarquer l'aspect désordonné des cristaux de gibbsite en comparant cette photo avec la photo 6 par exemple.

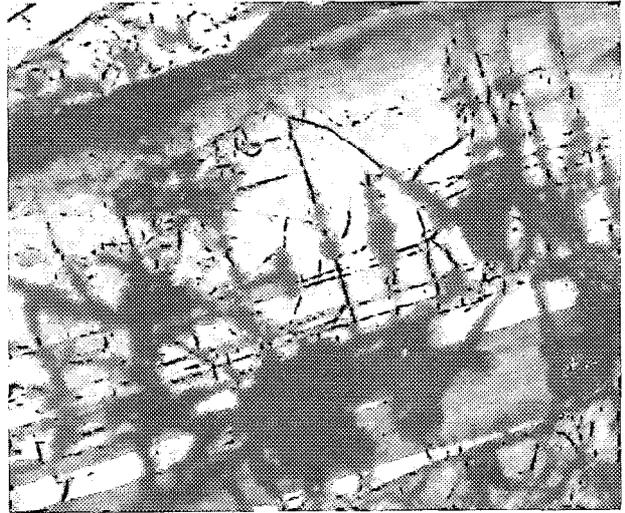
Photo 17 : TKN33. LN . $\times 80$. GELIFICATION DE LA GIBBSITE « PRIMAIRE » ET ACCUMULATION DE GIBBSITE « SECONDAIRE ». Les cristaux de gibbsite « primaire » formés par altération de feldspath et disposés concentriquement à de fines fissures bien visibles, sont remplacés par des gels isotropes. Durant un stade ultérieur, de la gibbsite « secondaire » apportée par accumulation absolue vient cristalliser en se déposant sur ces gels et à l'intérieur des plages ferrugineuses ex-pyroxéniques (en haut à gauche).

Photo 18 : TKN33. LPN . $\times 80$. GELIFICATION DE LA GIBBSITE « PRIMAIRE » ET ACCUMULATION ABSOLUE DE GIBBSITE « SECONDAIRE ». La gibbsite d'accumulation absolue apparaît nettement sur cette photo prise en lumière polarisée, nicols croisés. De fins cristallites apparaissent au sein des parties transformées en gels. Les autres méthodes d'analyses minéralogiques montrent la présence d'un peu de kaolinite au sein de ces gels.

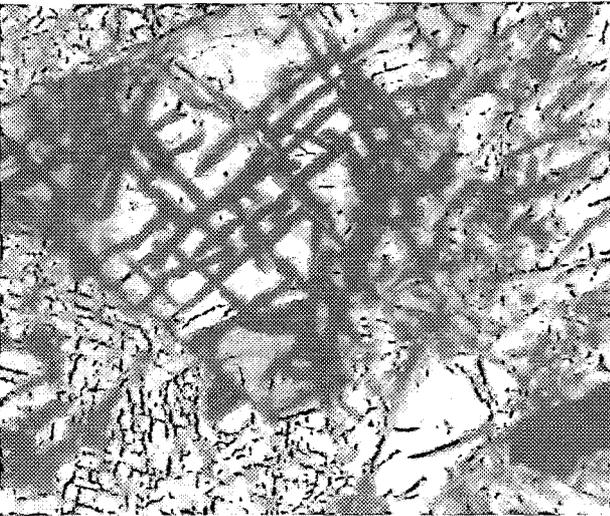
13



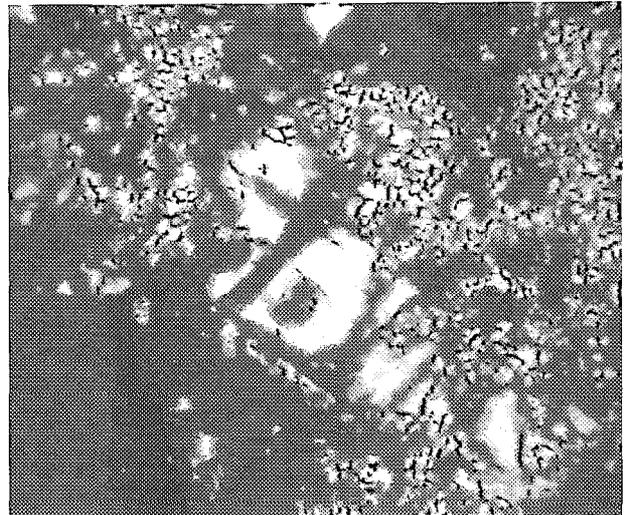
14



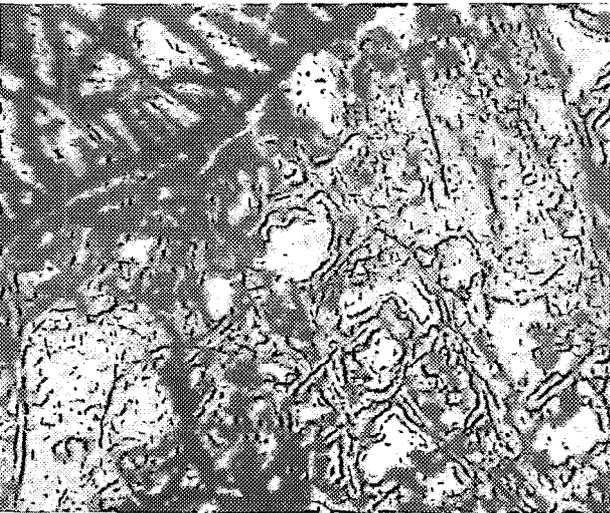
15



16



17



18

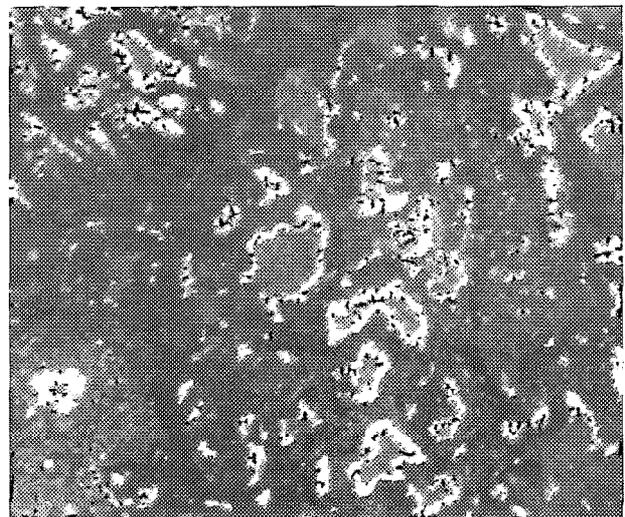


Photo 19 : BPN16a.LN . ×80. ALTÉRATION DU PLAGIOCLASE EN GELS. Cristal de feldspath parcouru de nombreuses fissures autour desquelles il se transforme en gels incolores. Remarquer la différence d'indices de réfraction du feldspath et du gel.

Photo 20 : BPN16a. LP . ×80. ALTÉRATION DU PLAGIOCLASE EN GELS. Même sujet que la photo précédente, pris cette fois entre nicols croisés.

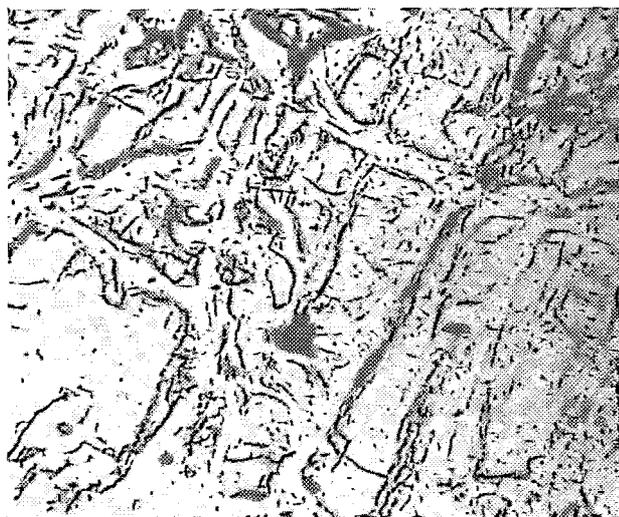
Photo 21 : BPN16a. LP . ×80. ALTÉRATION DU PLAGIOCLASE EN GELS. La transformation du feldspath est très avancée. Le réseau de gels est très régulier et entre ses mailles on distingue des alignements de petits fragments de feldspath en voie de disparition. Au sein des gels apparaît un début de cristallisation de la gibbsite.

Photo 22 : BPN16a. LP . ×80. ÉVOLUTION DES GELS EN GIBBSITE. Les petits fragments de feldspath ont quasi disparu. Les fins cristallites de gibbsite se développent à l'intérieur des gels.

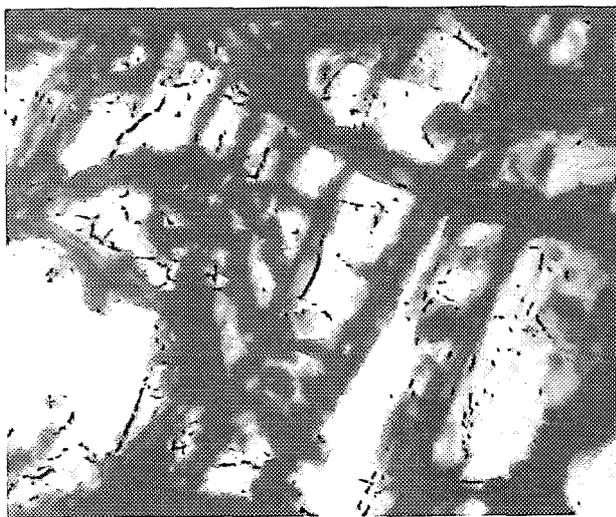
Photo 23 : BPN16b. LP . ×80. DÉVELOPPEMENT DES CRISTAUX DE GIBBSITE. Les gels à leur tour ont disparu. Les cristaux de gibbsite ont grossi. Le réseau originel de gels est encore visible, les cristaux de gibbsite ayant tendance à s'aligner suivant les directions de ce réseau.

Photo 24 : BPN15. LP . ×80. APPARITION DE LA KAOLINITE. Dans ce niveau d'altération l'apparition de la gibbsite est empêchée par accumulation de silice. Les gels évoluent directement en kaolinite et la cristallisation en ce minéral s'effectue plus rapidement le long des fissures qui apportent la silice.

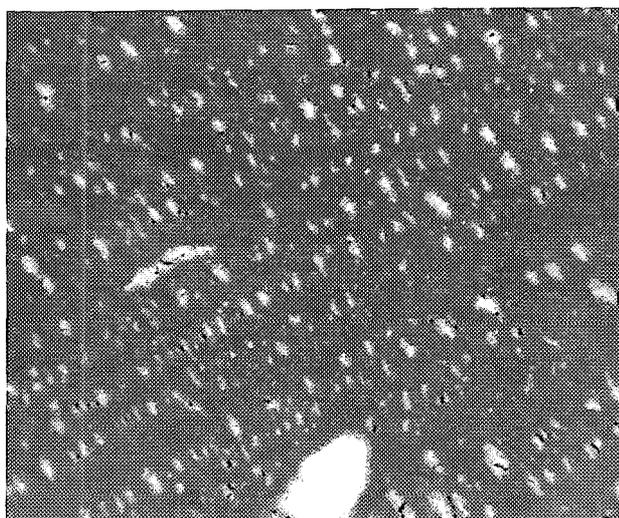
19



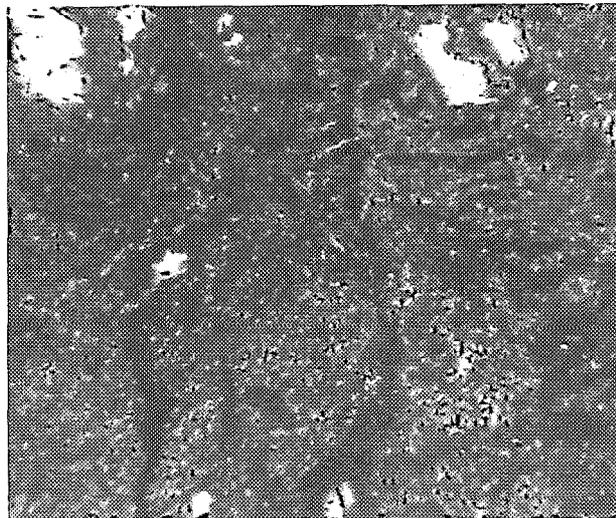
20



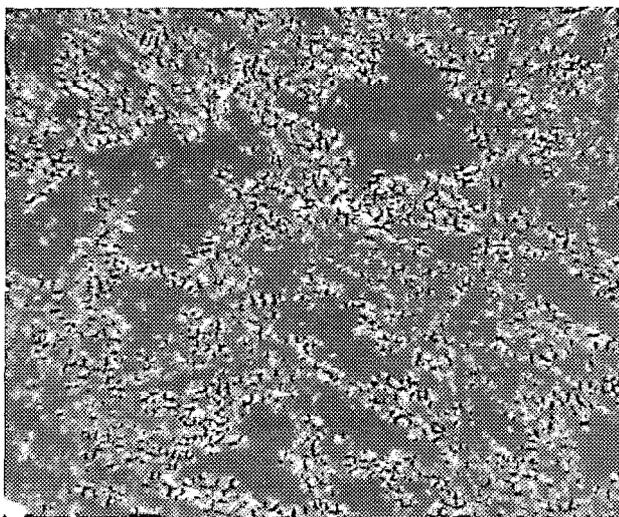
21



22



23



24

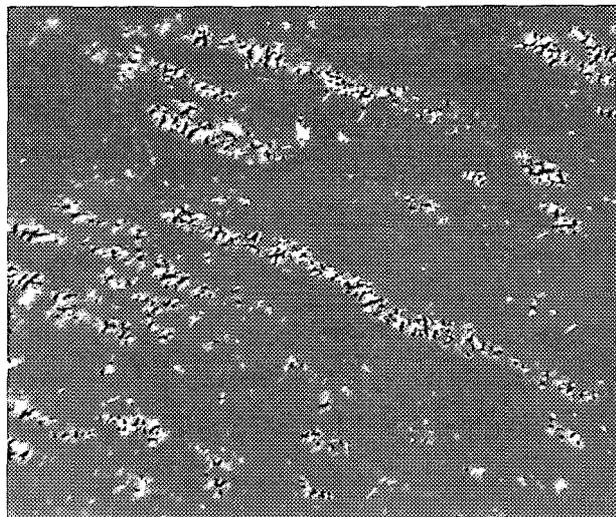


Photo 25 : AYA23. LN . ×80. DÉBUT DE L'ALTÉRATION DE L'ACTINOTE. Remarquer l'accentuation du réseau de clivages par des dépôts d'hydroxydes de fer.

Photo 26 : AYA24. LP . ×80. ROCHE COMPLÈTEMENT ALTÉRÉE. Le feldspath de cette roche est partiellement saussuritisé. En s'altérant les portions feldspathiques se transforment en gibbsite, mais une partie des autres minéraux se maintiennent plus longtemps en association avec la gibbsite : le quartz et l'épidote forment les taches claires au sein de la gibbsite plus finement cristallisée. Remarquer à droite du centre de la photo, la persistance de quelques feuillets de séricite.

Photo 27 : AYA27. LN . ×80. DÉVELOPPEMENT DE LA KAOLINITE. En bordure immédiate de la roche complètement altérée en gibbsite et hydroxydes de fer, la gibbsite, sous l'action de la nappe phréatique, est remplacée par la kaolinite. Remarquer les beaux empilements généralement courbés qui se développent au sein d'une matrice riche en hydroxydes de fer.

Photo 28 : AYA29. LN . ×80. NIVEAU DES ARGILES BARIOLÉES. Pédotubule traversant une plage rouge d'oxydes et hydroxydes de fer. Les parois de la pédotubule sont tapissées de revêtements argileux beaucoup plus pauvres en fer et apparaissant jaunes clairs à blancs en réalité.

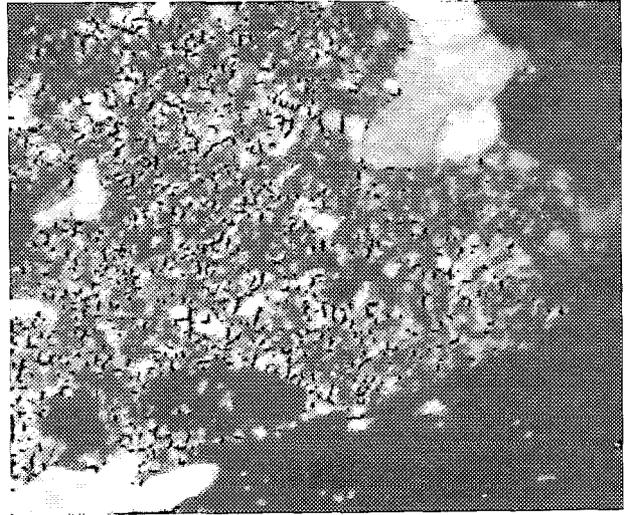
Photo 29 : AYA29. LN . ×80. NIVEAU DES ARGILES BARIOLÉES. Évacuation du fer d'une plage rouge par l'intermédiaire de nombreuses pédotubules très fines qui drainent la bordure de cette plage.

Photo 30 : AYA42. LN . ×80. TRANSFORMATION DU PLAGIOCLASE EN GELS. Échantillon de roche en début d'altération, recueilli dans les niveaux inférieurs du profil de bas de pente de la seconde caténa. L'altération des feldspath y est beaucoup plus lente que dans les profils situés plus haut sur les pentes. Toute la portion centrale de ce feldspath est transformée en gels.

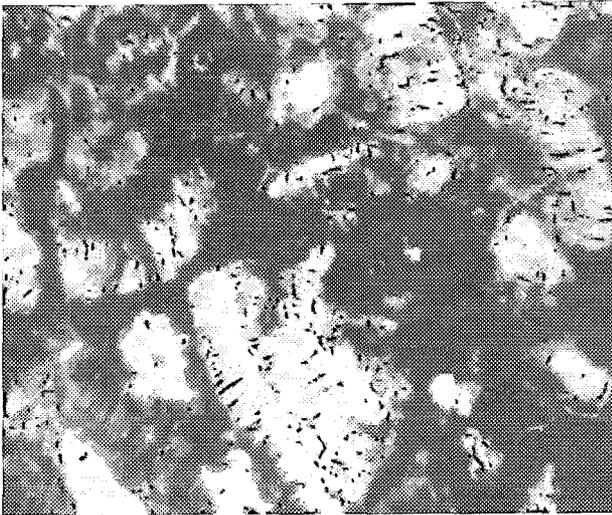
25



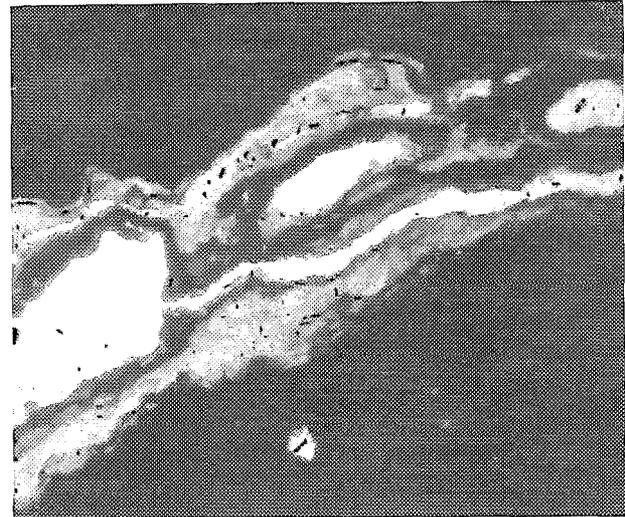
26



27



28



29



30

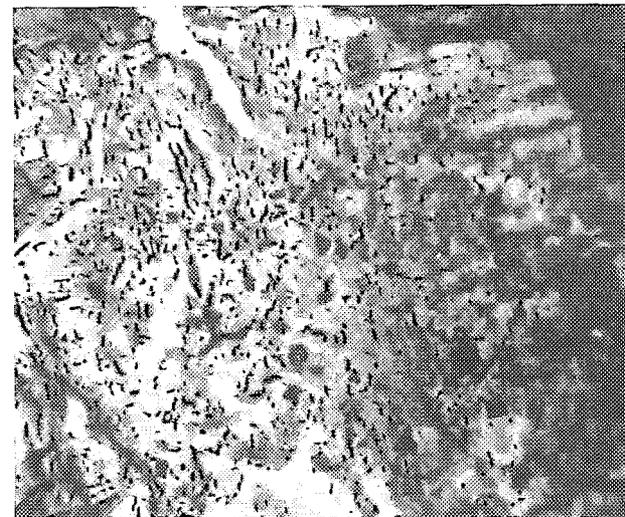


Photo 31 : AYA42. LP . ×80. TRANSFORMATION DU PLAGIOCLASE EN GELS. Même photo que la précédente mais prise entre nicols croisés. Remarquer l'altération complète de toute la portion centrale du cristal et le développement des premiers cristaux de kaolinite.

Photo 32 : AYA44. LP . ×80. DÉVELOPPEMENT DE LA KAOLINITE. Les empilements de feuillets de kaolinite apparaissent au sein des gels, à la faveur des fissures ouvertes qui les parcourent et qui apportent la silice monomoléculaire indispensable. Remarquer la cristallisation le long d'une de ces fissures, en bas à gauche de la photo.

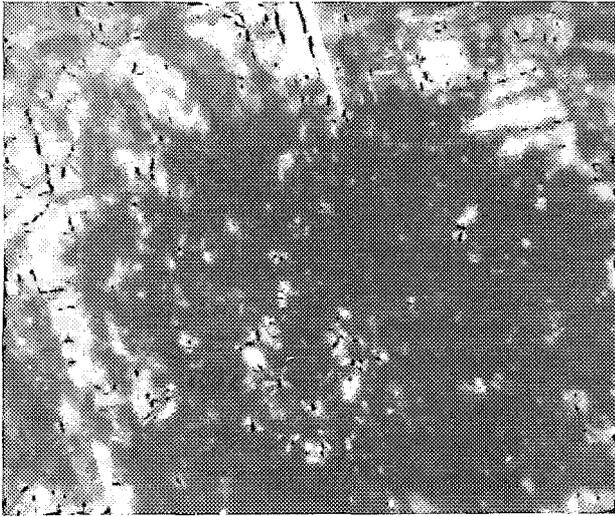
Photo 33 : AYA45. LP . ×80. DÉVELOPPEMENT DE LA KAOLINITE. Les cristaux de kaolinite sont devenus beaucoup plus abondants et de plus grande dimension.

Photo 34 : AYA48. LN . ×80. ACCUMULATION ABSOLUE D'HYDROXYDES DE FER. Les plages ex-feldspatiques entièrement kaolinisées sont envahies par des dépôts d'hydroxydes brun-rouge qui s'insinuent entre les cristaux de kaolinite et tapissent l'intérieur des pédotubules.

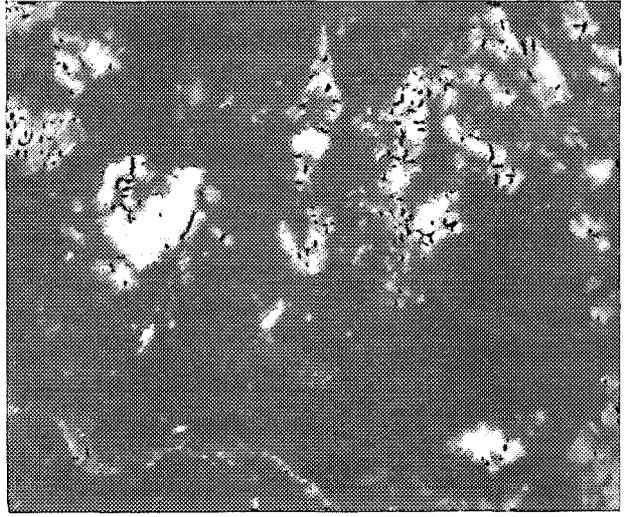
Photo 35 : AYA45. LN . ×80. DÉBUT D'ALTÉRATION DE L'ACTINOTE. Remarquer les clivages devenus très apparants, la progression des fissures ainsi que la dislocation de certains prismes d'amphibole.

Photo 36 : AYA47. LP . ×80. ACCUMULATION ABSOLUE D'HYDROXYDES DE FER. De nombreuses pédotubules envahissent les portions de roches complètement altérées et y apportent les hydroxydes de fer qui se déposent en stratifications régulières contre les parois des pédotubules. Remarquer la croix noire qui se dessine dans ces dépôts.

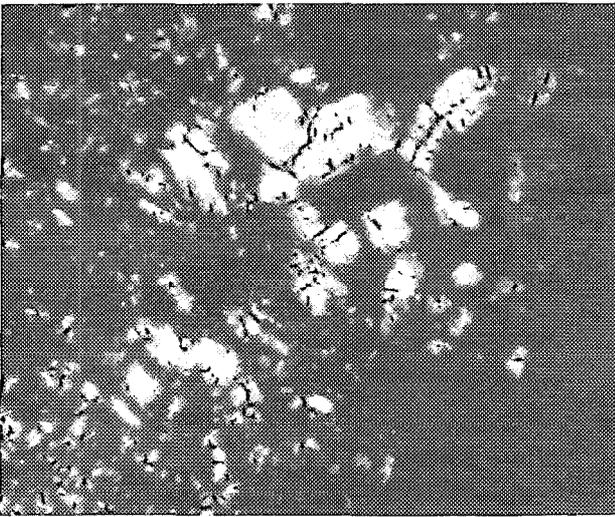
31



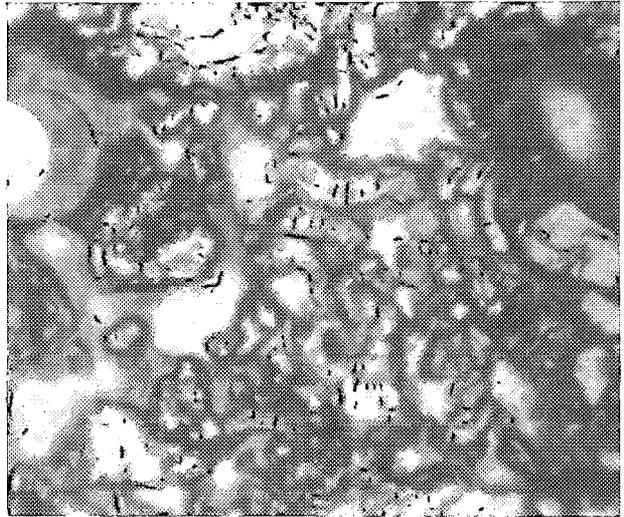
32



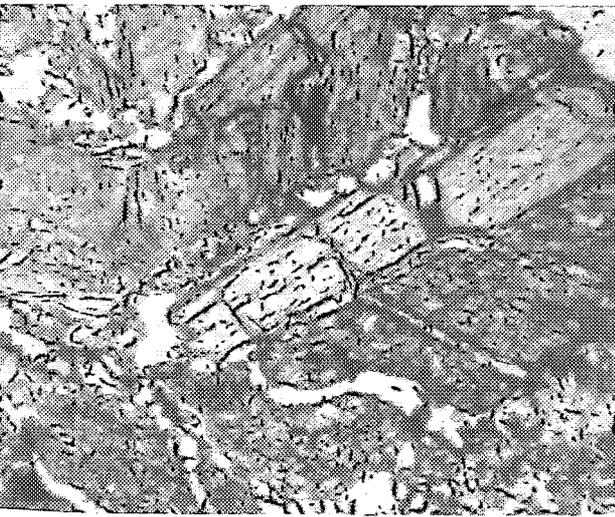
33



34



35



36

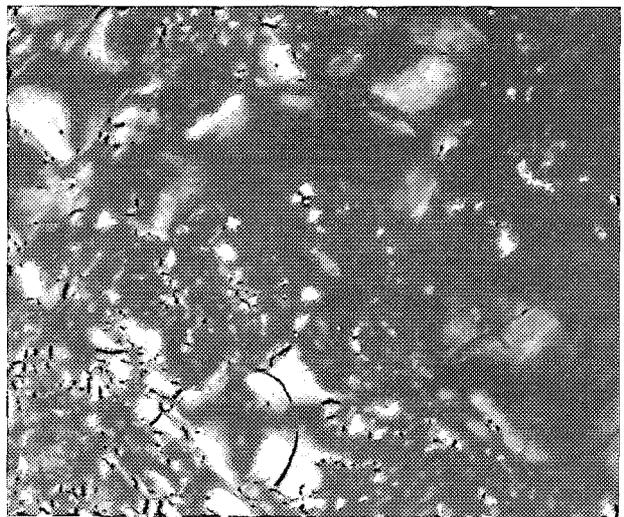


Photo 37 : F5X4. LN . $\times 80$. ALTÉRATION DE L'ACTINOTE. Début d'altération des prismes d'actinote. Remarquer l'accentuation du réseau de clivage sur les sections de prismes et la pénétration des fissures qui débitent ainsi un cristal en plusieurs tronçons. Ces fissures soulignées par des dépôts d'hydroxydes de fer sont entourées d'un espace qui les sépare des fragments d'actinote inaltérée.

Photo 39 : F5X2. LN . $\times 80$. ALTÉRATION DE L'ACTINOTE. Début d'altération d'un gros prisme d'actinote. Détail d'une fissure montrant un double liseré d'hydroxydes de fer entourant la fissure restée ouverte et par laquelle s'effectuent les échanges; de part et d'autre de ces hydroxydes se distinguent nettement les deux espaces vides qui séparent les hydroxydes de l'actinote fraîche. Les hydroxydes ne se déposent pas directement au contact du minéral frais mais à quelque distance de celui-ci.

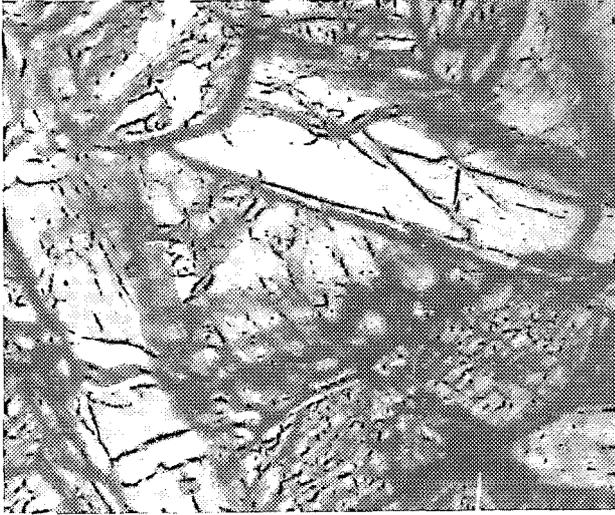
Photo 41 : F5X2. LN . $\times 80$. ALTÉRATION DE L'ACTINOTE. Long prisme d'actinote en voie d'altération, tronçonné par plusieurs fissures. Remarquer la persistance de l'ouverture au centre de la fissure et l'aspect denticulé des fragments d'actinote.

Photo 38 : TKN15RC. LP . $\times 80$. ALTÉRATION DE L'HYPERSTHÈNE. Début d'altération d'un cristal d'hypersthène. L'altération progresse par la voie des clivages et également à partir de la périphérie du minéral. Les hydroxydes sont isotropes.

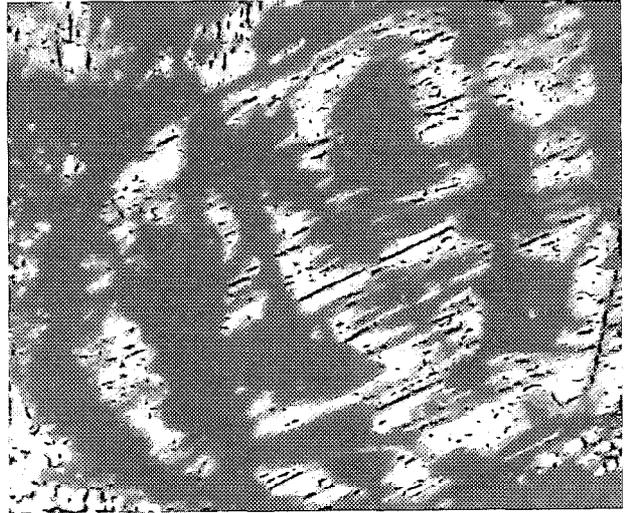
Photo 40 : F5 \times 2. LPN . $\times 80$. ALTÉRATION DE L'ACTINOTE. Même photo que la précédente prise entre nicols croisés à 80°, et qui montre, en gris moyen, l'espace vide qui sépare le minéral frais, blanc, des dépôts d'hydroxydes, noirs.

Photo 42 : F5X2. LPN . $\times 80$. ALTÉRATION DE L'ACTINOTE. Même photo que la précédente. Certains fragments, complètement isolés et libres au sein des cellules ferrugineuses peuvent bouger légèrement par rapport à leur position initiale dans le prisme inaltéré. Remarquer que les deux fragments de droite ne sont pas strictement dans la direction cristallographique des fragments de gauche. Ces derniers sont complètement clairs alors que les premiers sont plus proches de quelques degrés de leur position d'extinction.

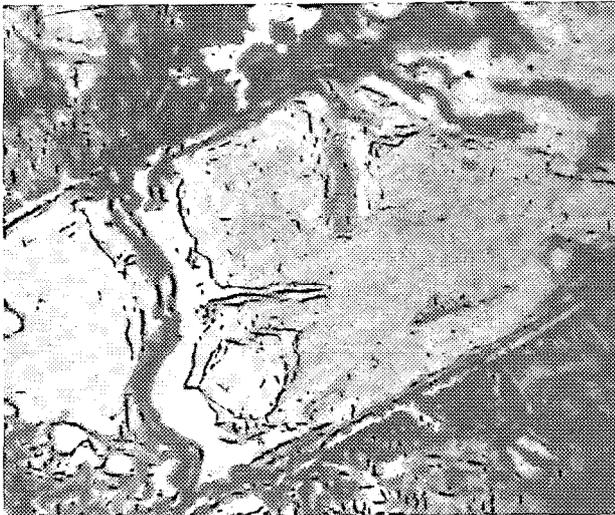
37



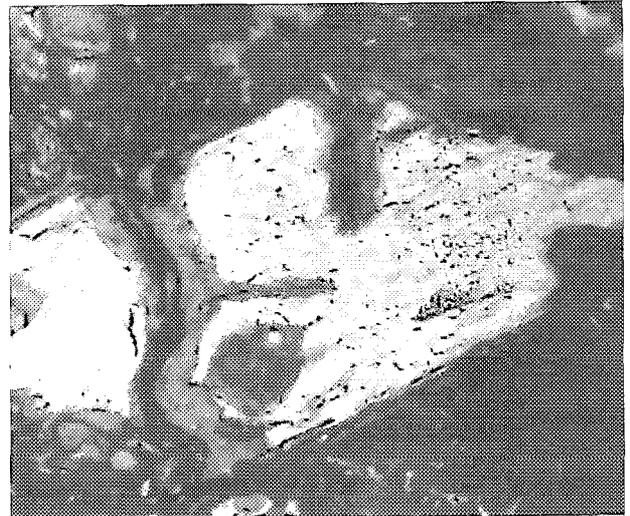
38



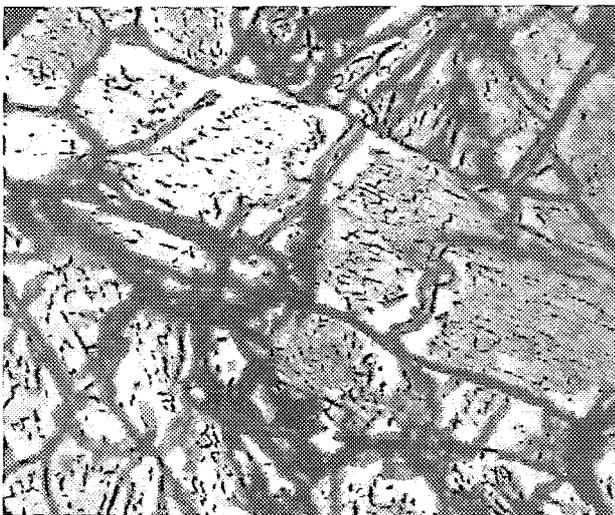
39



40



41



42

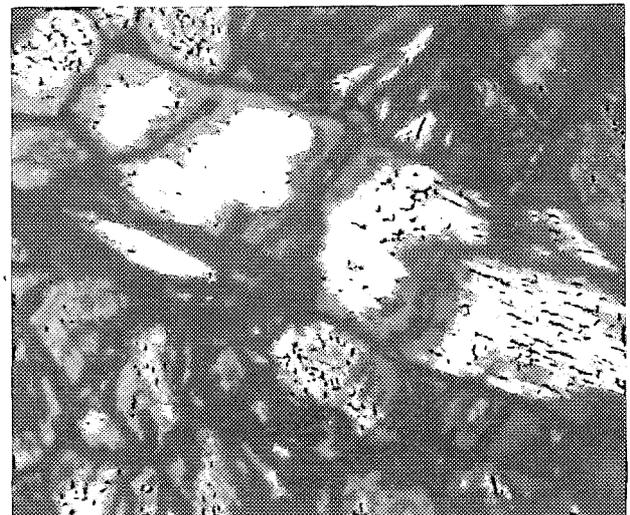


Photo 43 : TKN22. LP . ×80. ALTÉRATION DE L'HYPERSTHÈNE. Cristal complètement altéré en gœthite et dont les cellules vides ont été remplies ultérieurement de gibbsite apportée par accumulation absolue. Photo prise en position d'éclairement de la gœthite. Remarquer que tous le réseau de gœthite est uniformément éclairé.

Photo 44 : TKN22. LP . ×80. ALTÉRATION DE L'HYPERSTHÈNE. Même photo que la précédente mais prise dans une position différente après rotation de quelques degrés de la platine. Remarquer l'extinction simultanée de tout le réseau de gœthite, dans une position parallèle à la trace du fin clivage de l'hypersthène.

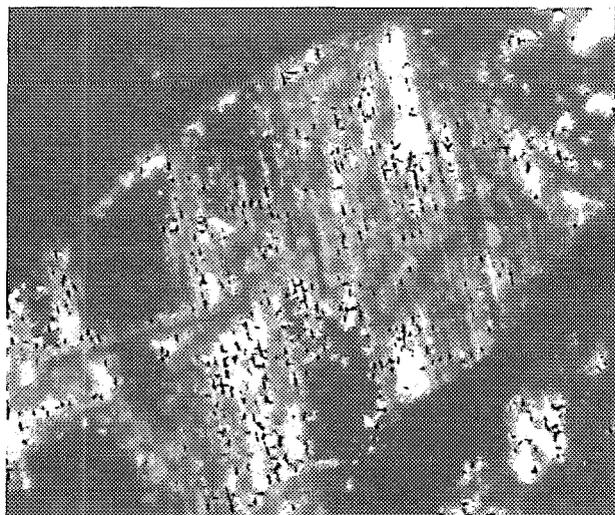
Photo 45 : BDA311 RC. LP . ×80. ALTÉRATION DE L'AUGITE. Deux cristaux d'augite partiellement altérés sont accolés. Celui du haut est photographié en position d'éclairement maximum pour la gœthite et en position d'éclairement moyen pour les fragments d'augite inaltérée. La gœthite du second cristal est photographiée en position d'extinction totale alors que les fragments d'augite sont en position d'éclairement maximum.

Photo 46 : BDA311 RC. LP . ×80. ALTÉRATION DE L'AUGITE. Même photographie que la précédente mais les positions d'extinction et d'éclairement dans les deux cristaux ont été inversées. Remarquer que la position d'extinction de la gœthite ne correspond pas à la position d'extinction de l'augite.

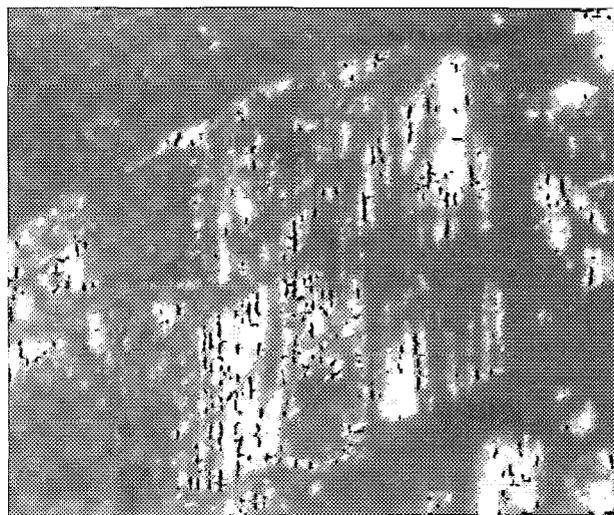
Photo 47 : SW914. LP . ×80. ALTÉRATION DE L'ENSTATITE. Prisme d'enstatite partiellement altéré en gœthite. Photo prise en position d'éclairement de la gœthite.

Photo 48 : SW914. LP . ×80. ALTÉRATION DE L'ENSTATITE. Même photo que la précédente après rotation de la platine pour amener le réseau de gœthite en position d'extinction. Remarquer que l'extinction de l'enstatite et de la gœthite n'est pas simultanée.

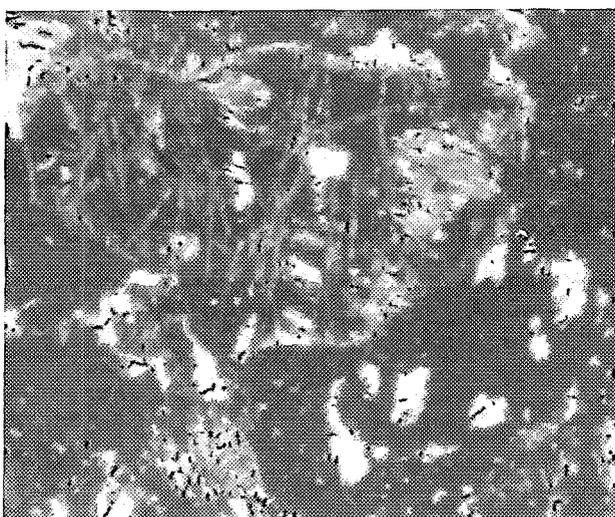
43



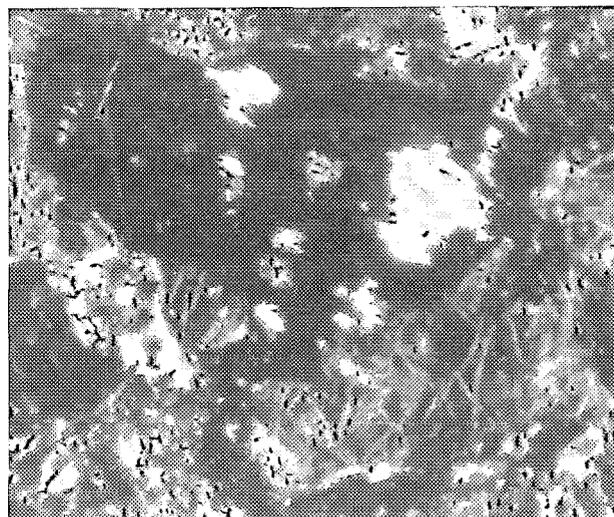
44



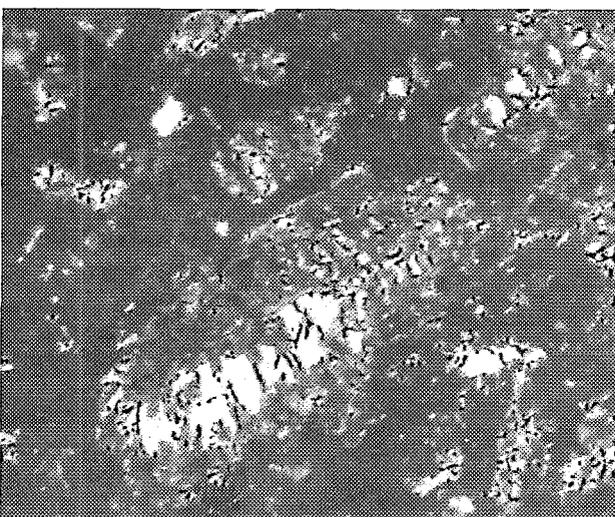
45



46



47



48

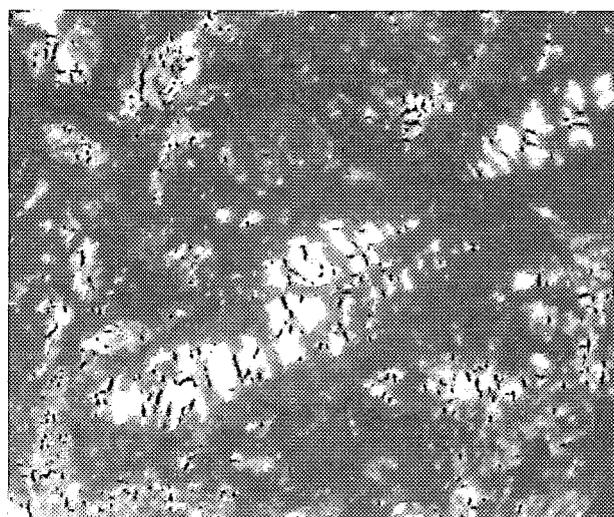


Photo 49 : SW914. LN . $\times 80$. ALTÉRATION DE L'ENSTATITE. Remarquer dans le coin en haut à droite, à l'extrémité du gros prisme d'enstatite, une petite plage de talc (blanche sur la photo) entourée directement de produits ferrugineux opaques. Entre la portion fraîche du cristal et les hydroxydes de fer, remarquer une plage de couleur gris moyen occupée par la vermiculite.

Photo 51 : F5X4. LN . $\times 80$. ALTÉRATION DE L'ACTINOTE. En s'altérant les prismes d'actinote libèrent des hydroxydes de fer qui vont colorer les plages de gels voisines, nées de la transformation complète de cristaux de feldspath. Remarquer la position de ces dépôts ferrugineux avec celle des fissures au débouché de l'actinote.

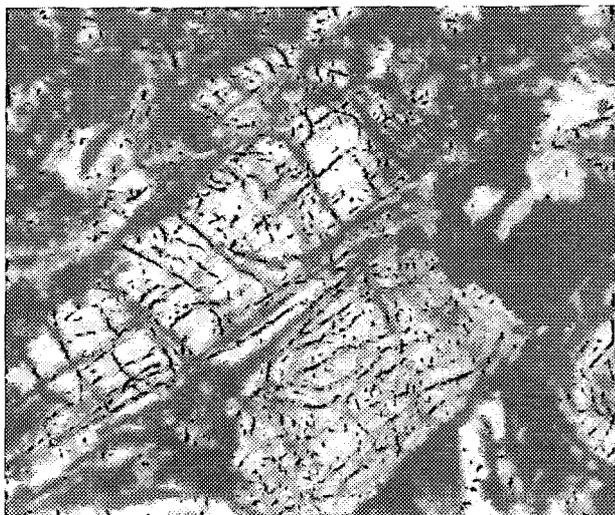
Photo 53 : BDA313RC. LN . $\times 80$. CHLORITE PARTIELLEMENT ALTÉRÉE EN VERMICULITE. Le centre de la plage, plus clair, est occupé par la chlorite pennine inaltérée. Les parties gauche et droite, plus foncées, sont altérées en vermiculite.

Photo 50 : SW364RRC. LP . $\times 80$. ALTÉRATION DE L'OLIVINE. Gros cristal d'olivine à peu près entièrement transformé en iddingsite rouge anisotrope. Au centre de l'iddingsite, remarquer la présence de petits noyaux d'olivine encore inaltérée.

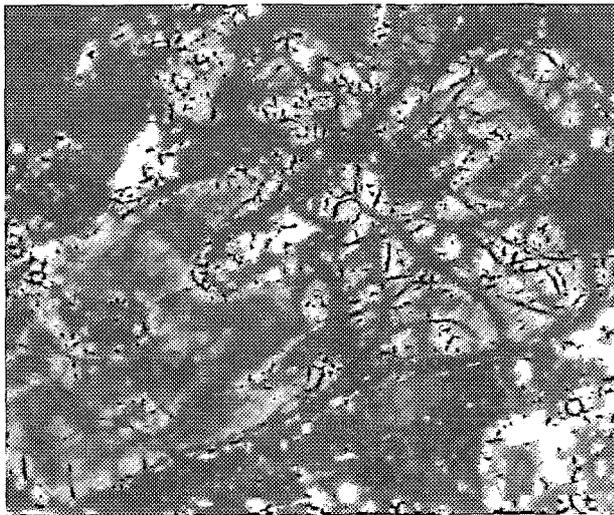
Photo 52 : BDA314RRC. LN . $\times 80$. CHLORITE. Chlorite fraîche entourée de grains de quartz et contenant de nombreux petits prismes de quartz en section plus ou moins hexagonale.

Photo 54 : BDA313RC. LP . $\times 80$. CHLORITE PARTIELLEMENT ALTÉRÉE EN VERMICULITE. Même photo que la précédente prise entre nicols croisés. La portion centrale occupée par la chlorite apparaît nettement. La granulation de la vermiculite est ici nettement plus fine.

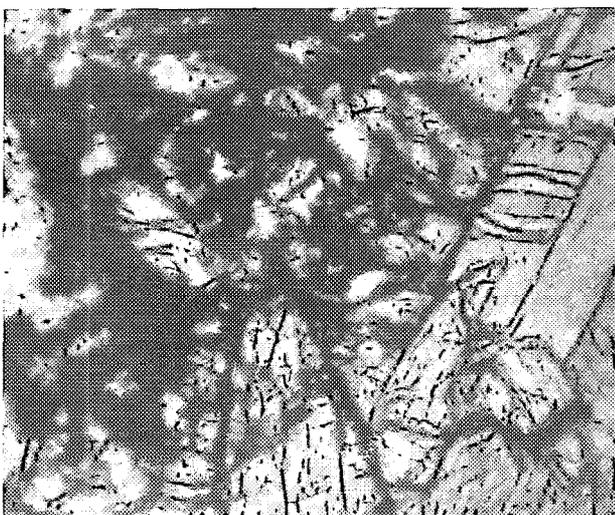
49



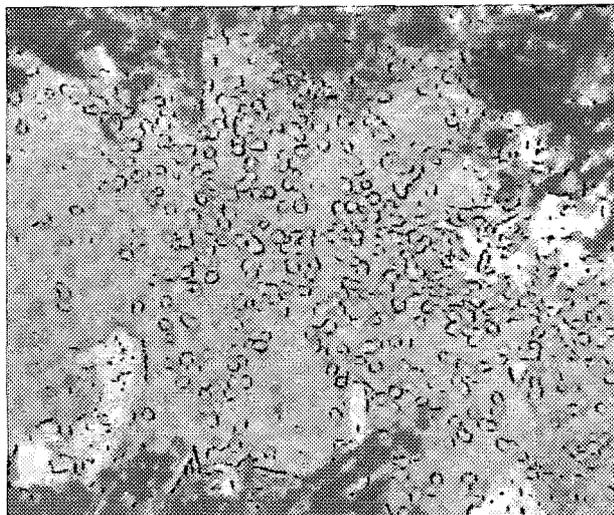
50



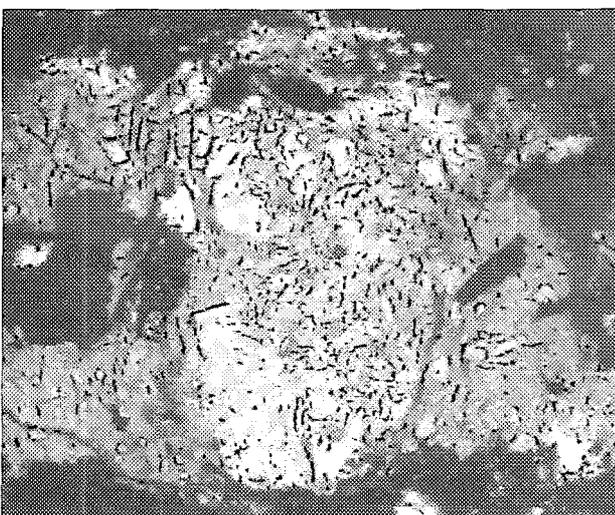
51



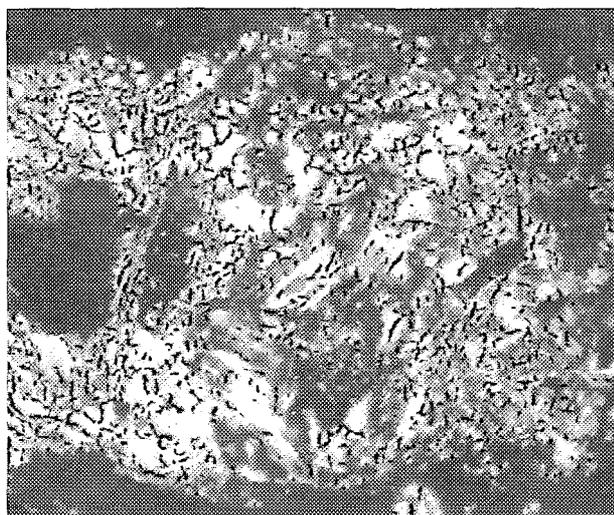
52



53



54



(B418) Imprimé en Belgique par Ceuterick s c
153 rue de Bruxelles Louvain
Dir. L. Pitsi Bertemsebaan 25 Veltem-Beisem