

# Altération météorique des basaltes quaternaires de la région d'Ifrane (Moyen Atlas, Maroc). Mécanismes et place dans le système morpho-sédimentaire karstique

Lhoucine Karrat, Jean-Jacques Macaire, Alain Perruchot

## Citer ce document / Cite this document :

Karrat Lhoucine, Macaire Jean-Jacques, Perruchot Alain. Altération météorique des basaltes quaternaires de la région d'Ifrane (Moyen Atlas, Maroc). Mécanismes et place dans le système morpho-sédimentaire karstique. In: Colloque franco-marocain de Géologie, Strasbourg, 24-26 mai 1989. Vol. II : Cycle alpin (fin). Quaternaire. Strasbourg : Institut de Géologie – Université Louis-Pasteur, 1989. pp. 119-133. (Sciences Géologiques. Mémoire, 84);

[https://www.persee.fr/doc/sgeol\\_0302-2684\\_1989\\_act\\_84\\_1\\_2086](https://www.persee.fr/doc/sgeol_0302-2684_1989_act_84_1_2086)

Fichier pdf généré le 15/06/2018

## Abstract

Weathering of quaternary basalts in the area of Ifrane (Middle Atlas Mountains, Morocco) - Mechanisms and place in the morpho-sedimentary karstic system

Quaternary basalts cover the liassic dolomites in the Causse of Ifrane (1600m) and reach up to the plain of Saïs (700m). At Ifrane, the weathered rocks are thick, mostly in zones with vesicular texture and they show 4 facies. The polyphased weathering leads toward ferrallitisation. Olivine, labradorite, augite and Fe-Ti minerals are weathered in this order, giving mostly kaolinitic minerals and iron oxyhydroxides with illite and 14 Å minerals. Chemical and mineralogical changes explain the spheroidal weathering with scales and centimetric polyhedrons, which directly give clay-silty material.

In the Saïs the processes are similar but illite is more important. The weathered rock is thin, ferrallitic and strongly scraped by the post-pluvial erosion. In the Causse the basaltic topography is rather regular although it accuses the movements of the karst. The chemical erosion, due to the evolution of internal drainage during weathering, is globally similar everywhere. The basalt, like the dolomite, mainly alters by dissolution. The basalt doesn't contribute very much to fluvial detritic sedimentation, because of the weakness of mechanical erosion.

## Résumé

Les basaltes quaternaires recouvrent des dolomies liasiques dans le causse d'Ifrane (1600m d'altitude) et s'étendent jusqu'à la plaine du Saïs (700m). A Ifrane les altérites sont épaisses, surtout dans les zones à texture vacuolaire, et présentent 4 faciès. L'altération météorique polyphasée tend vers la ferrallitisation. Olivine, labrador, augite et feno-titanés s'altèrent dans cet ordre, donnant surtout des minéraux kaolinitiques et des oxyhydroxydes de fer accompagnés d'illite et d'argiles à 14 Å. Les transformations chimiques et minéralogiques expliquent le débit de l'altérite en boules, écailles et polyèdres centimétriques qui s'effondrent directement en un matériau argilo-silteux.

Dans le Saïs, les processus sont comparables mais l'illite est plus abondante. L'altérite est mince, ferrallitique et fortement décapée par l'érosion post-pluviale. Dans le causse la surface basaltique est assez régulière bien qu'elle accuse les mouvements du karst sous-jacent. L'érosion chimique, guidée par l'évolution du drainage interne au cours de l'altération, est globalement comparable en tous points. Le basalte, comme la dolomie, évolue essentiellement par solubilisation. L'érosion mécanique étant faible, il participe peu à la sédimentation fluviale détritique.

**ALTERATION METEORIQUE DES BASALTES QUATERNAIRES  
DE LA REGION D'IFRANE (MOYEN ATLAS, MAROC)  
MECANISMES ET PLACE  
DANS LE SYSTEME MORPHO-SEDIMENTAIRE KARSTIQUE**

**Lhoucine KARRAT\*, Jean-Jacques MACAIRE\*\* et Alain PERRUCHOT\*\*\***

**RESUME** - Les basaltes quaternaires recouvrent des dolomies liasiques dans le causse d'Ifrane (1600m d'altitude) et s'étendent jusqu'à la plaine du Saïs (700m). A Ifrane les altérites sont épaisses, surtout dans les zones à texture vacuolaire, et présentent 4 faciès. L'altération météorique polyphasée tend vers la ferralitisation. Olivine, labrador, augite et ferro-titanés s'altèrent dans cet ordre, donnant surtout des minéraux kaolinitiques et des oxyhydroxydes de fer accompagnés d'illite et d'argiles à 14 A. Les transformations chimiques et minéralogiques expliquent le débit de l'altérite en boules, écailles et polyèdres centimétriques qui s'effondrent directement en un matériau argilo-silteux.

Dans le Saïs, les processus sont comparables mais l'illite est plus abondante. L'altérite est mince, fersiallitique et fortement décapée par l'érosion post-pluviale. Dans le causse la surface basaltique est assez régulière bien qu'elle accuse les mouvements du karst sous-jacent. L'érosion chimique, guidée par l'évolution du drainage interne au cours de l'altération, est globalement comparable en tous points. Le basalte, comme la dolomie, évolue essentiellement par solubilisation. L'érosion mécanique étant faible, il participe peu à la sédimentation fluviale détritique.

Maroc, basalte, altération météorique, texture, argiles, paléoclimats, karst, alluvions

**Weathering of quaternary basalts in the area of Ifrane (Middle Atlasic Mountains, Morocco) - Mechanisms and place in the morpho-sedimentary karstic system**

**ABSTRACT** - Quaternary basalts cover the liasic dolomites in the Causse of Ifrane (1600m) and reach up to the plain of Saïs (700m). At Ifrane, the weathered rocks are thick, mostly in zones with vesicular texture and they show 4 facies. The polyphased weathering leads toward ferralitisation. Olivine, labradorite, augite and Fe-Ti minerals are weathered in this order, giving mostly kaolinitic minerals and iron oxihydroxides with illite and 14 A minerals. Chemical and mineralogical changes explain the spheroidal weathering with scales and centimetric polyhedrons, which directly give clay-silty material.

In the Saïs the processes are similar but illite is more important. The weathered rock is thin, fersiallitic and strongly scraped by the post-pluvial erosion. In the Causse the basaltic topography is rather regular although it accuses the movements of the karst. The chemical erosion, due to the evolution of internal drainage during weathering, is globally similar everywhere. The basalt, like the dolomite, mainly alters by dissolution. The basalt doesn't contribute very much to fluvial detritic sedimentation, because of the weakness of mechanical erosion.

Morocco, basalt, weathering, clay minerals, texture, paleoclimates, karst, fluvial deposits

\* Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, BP 1796, FES, Maroc.

\*\* Laboratoire de Géologie des Systèmes Sédimentaires, Faculté des Sciences et Techniques, Parc Grandmont, 37200 TOURS, France.

\*\*\* Laboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires, Faculté des Sciences, bât. 504, 91405 ORSAY, France.

## INTRODUCTION

De nombreux travaux ont été consacrés à l'altération des roches basaltiques et aux sols formés à leurs dépens, en différentes régions du globe: en zone tropicale (DELVIGNE, 1965; QUANTIN et TERCINIER, 1968; GENSE, 1970; ESWARAN et de CONINCK, 1971; ESWARAN, 1979; PEDRO *et al.*, 1976), en climat méditerranéen (CRAIG et LOUGHNAN, 1964; SINGER, 1978; WHITE et SARCIA, 1978), en zone aride (ROUSTON *et al.*, 1977), en région tempérée (HETIER, 1975; MOINEREAU, 1977a et b; KLAGES, 1978; CURTIN et SMILLIE, 1981; GLASMANN et SIMONSON, 1985; MACAIRE *et al.*, 1988) et en zone arctique (EVANS et CHESWORTH, 1985). Ces auteurs ont spécialement porté leur attention sur les mécanismes des transformations minéralogiques et chimiques, maintenant assez bien connues.

La présente étude, située en zone méditerranéenne, vise à relier les données minéralogiques et chimiques détaillées de l'altération météorique de basaltes à la dynamique superficielle globale de la région analysée: influence du gradient altimétrique (topographie, climat, végétation), de la durée, de la texture de la roche-mère et du régime hydrologique sur l'altération du basalte et, d'autre part, conséquence de l'altération météorique du basalte sur la géomorphologie et la nature des dépôts fluviatiles. Un tel objectif demande de mettre l'accent, non seulement sur les bilans de l'évolution chimique, mais aussi sur les mécanismes des transformations physiques souvent peu traités par les auteurs cités.

Les épanchements basaltiques de la région d'Ifrane, au Maroc, nous ont paru favorables à une telle étude en raison, à la fois, du bon développement de la couverture d'altérites, de l'homogénéité pétrographique des roches-mères basaltiques sur l'ensemble du secteur étudié (150 km<sup>2</sup> environ), de la variabilité spatiale des principaux paramètres de l'altération et de la présence d'oueds qui drainent le secteur. Le substrat des basaltes est surtout carbonaté, ce cas est donc un bon exemple de l'influence du karst sur la dynamique du système analysé.

## I- PRESENTATION DE LA REGION ETUDIEE

### 1. Situation géographique et contexte géologique

La région étudiée se trouve dans le Moyen Atlas marocain entre les villes d'Ifrane et de Fès (Fig1). Elle recouvre au Sud le causse moyen atlasique constitué de calcaires et dolomies liasiques à structure tabulaire et au Nord une partie de la dépression du Saïs, séparée du causse par de grands accidents approximativement N50 et comblée de sédiments marins et continentaux mio-plio-quatérnaires. L'altitude moyenne décroît d'environ 1600m à Ifrane à 700m dans la plaine du Saïs.

L'unité géologique de ce secteur réside dans son recouvrement partiel par des épanchements basaltiques datés de  $1,5 \pm 0,3$  Ma (HARMAND et CANTAGREL, 1984). Les coulées, issues de deux volcans distincts du causse (Jbel Koudiat, 1783m et Jbel Outgui, 1431m), se sont engagées dans les vallées des oueds Tizguit et Bitit jusqu'aux environs d'Aïn Chegag dans la plaine du Saïs (Fig1).

Les affleurements basaltiques peuvent être répartis en trois types (Fig. 5).

- Recouvrement de plateaux et versants carbonatés à faible pente dans le causse: ce type est le plus étendu, à la périphérie des cônes pyroclastiques. La surface, assez plane, est constituée de blocs durs, arrondis, de taille pluridécimétrique, épars dans une terre rougeâtre (Pl., 1 et 2). La surface basaltique devient plus chaotique à proximité des vallées.
- Comblement du fond de la vallée de l'oued Tizguit et de ses affluents dans le causse: la surface, chaotique, est épisodiquement démantelée par l'écoulement fluvial.
- Recouvrement partiel des formations détritiques (conglomérats surtout) de la plaine du Saïs par la partie distale des coulées: le basalte forme des croupes résiduelles riches en blocs mêlés à la terre rougeâtre. La surface est fortement disséquée par l'érosion et perturbée par la mise en culture.

Dans le causse, les affleurements carbonatés liasiques présentent tous les caractères morphologiques du karst analysés par MARTIN (1981).

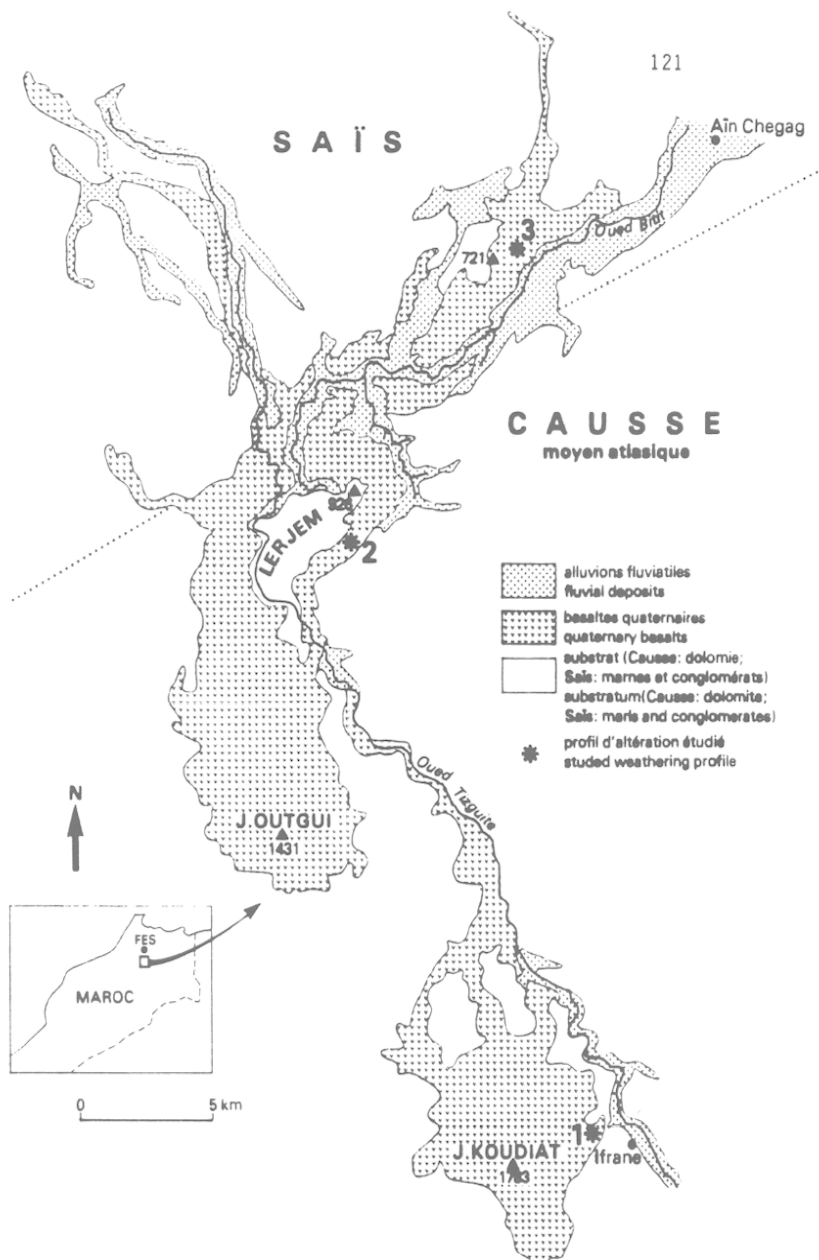


Figure 1 - Esquisse géologique de la région d'Ifrane (d'après MARTIN, 1981) et situation des profils d'altération étudiés (1: camping d'Ifrane; 2: val d'Ifrane; 3: Aïn Chegag).

Figure 1 - Geological scheme of the Ifrane area (after MARTIN, 1981) and situation of the weathering studied profiles (1: Camping of Ifrane; 2: Val of Ifrane; 3: Aïn Chegag).

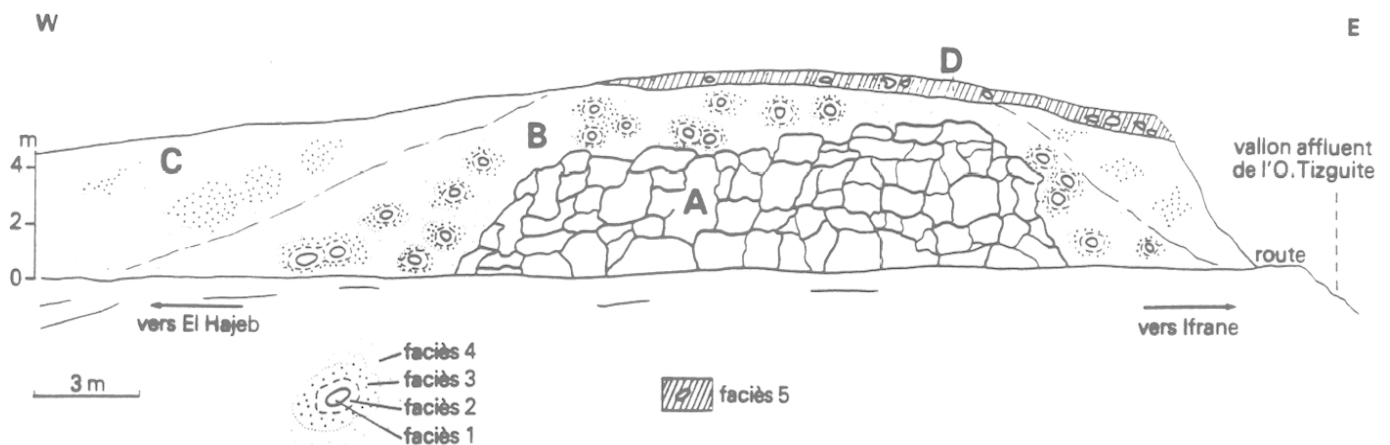


Figure 2 - Répartition des faciès d'altération du basalte dans la coupe du camping d'Ifrane. A, B, C, D: zones distinctes par la nature et la fréquence des faciès. Description dans le texte.

Figure 2 - Distribution of weathering facies of the basalt in the "Camping of Ifrane" section. A, B, C, D: areas distinguished on the base of nature and frequency of facies. See description in text.

## 2 . Données bioclimatiques et hydrologiques

Le climat varie depuis un type méditerranéen de montagne dans le causse moyen atlasique à un type semi-aride dans la plaine du Saïs avec de forts contrastes saisonniers. La pluviométrie annuelle moyenne est de 1122 mm à Ifrane (enneigement moyen: 45 jours) et 573 mm à Fès. Les précipitations sont essentiellement réparties d'octobre à mai. Les températures annuelles moyennes sont de 10,9°C à Ifrane et de 17,8°C à Fès (MARTIN, 1981).

Le couvert végétal est caractérisé par des forêts de cèdres et de chênes verts ou des "landes" à Adénocarpes au-dessus de 1500m. Plus bas, c'est le domaine du chêne vert associé au chêne zène sur sous-sol basaltique (EMBERGER et MAIRE, 1934). La végétation de la plaine du Saïs est un matorral discontinu à buis. Le couvert végétal a été fortement affecté par l'anthropisme.

Dans le causse, l'hydrologie est marquée par le karst et son recouvrement basaltique. L'oued Tizguit, pérenne en amont, est alimenté par des sources multiples. En aval d'Ifrane, l'eau se perd localement, s'écoule en subsurface pour réapparaître en aval, comme fréquemment dans les basaltes de fond de vallée (BOUCHET, 1987). L'oued Tizguit alimente en partie l'oued Bitit (Fig. 1). Les nombreux vallons latéraux façonnés dans le basalte ou la dolomie sont secs.

## II- ALTERATION METEORIQUE DU BASALTE A IFRANE

### 1. Situation de la coupe type et morphologie des altérites

Les altérites sur basalte sont bien développées dans le causse. On peut les observer près du camping d'Ifrane, à la sortie ouest de la ville dans le talus de la route conduisant à El Hajeb (Fig 1). Cette coupe, profonde de 5m environ pour une longueur de 50m, se trouve au niveau d'une rupture de pente entre le plateau basaltique et le versant d'un vallon affluent de l'oued Tizguit façonné dans la dolomie liasique.

Morphologiquement, on reconnaît 5 faciès inégalement répartis en 4 zones (Fig 2).

- *Zone A*, la moins altérée: des blocs polygonaux métriques de basalte sain et dur (faciès 1), sont séparés par des fissures larges de quelques cm ou dm, où la roche est altérée (faciès 2 à 4) (Pl., 3).

- *Zone B*: des boules d'environ 20 cm de diamètre comprennent un cœur de basalte sain (faciès 1) et un cortex de 3 ou 4 écailles concentriques de quelques cm d'épaisseur, imbriquées, où le basalte altéré (faciès 2) est recoupé de fissures radiales plus resserrées (1 à 3 cm) vers l'extérieur (Pl., 4). L'espace interboules, dominant, est constitué de deux matériaux distincts:

. *basalte gris blanchâtre* très altéré à texture encore reconnaissable en polyèdres centimétriques, cohérents mais fragiles (faciès 3).

. *argile limoneuse meuble*, rouge jaunâtre (5 YR 4/6 sec, MUNSELL, 1954), où la texture du basalte initial est détruite, occupant les fissures millimétriques entre les polyèdres du faciès 3 ou formant des plages continues (faciès 4).

- *Zone C*, la plus évoluée: boules et cortex ont complètement disparu. Seuls demeurent des îlots relictuels de basalte altéré (faciès 3) dans la matrice argilo-limoneuse (faciès 4) largement dominante.

Les faciès 1 à 4 passent progressivement de l'un à l'autre verticalement et latéralement. Le basalte peu ou pas altéré (faciès 1 et 2) est parfois sub-affleurant.

- *Zone D*: colluvion de haut de versant dans laquelle sont mélangés sans ordre des fragments hétérométriques (dm à m) de basalte sain et la terre rougeâtre (faciès 5). Au sommet de la coupe se développe un sol de type andique.

14 échantillons des différents faciès ont été prélevés pour analyse dans cette coupe.

### 2 . Nature de la roche-mère basaltique (faciès 1)

Macroscopiquement, le basalte est gris clair, dense, à phénocristaux millimétriques et texture plus ou moins vacuolaire.

En microscopie optique, la texture microlitique porphyrique est nette (Pl., 5). Les phénocristaux représentent environ 20% de la roche: pyroxènes subautomorphes et olivines subhexagonales à globulaires à couronne d'iddingsite. La mésostase paraît entièrement cristallisée: microlites jointifs de plagioclases,

pyroxènes et olivines hétérométriques disséminés ou imbriqués et minéraux opaques en grains équants fréquents ou à habitus aciculaire plus rare. Quelques grains d'apatite, et de quartz probablement allochtone, ont été observés.

La composition chimique de ces minéraux, déterminée à la microsonde électronique ou par spectrométrie en dispersion d'énergie (EDS) au MEB, est consignée dans le tableau I. Les plagioclases sont des labradors (An: 60, Ab: 38, Or: 2). Les pyroxènes sont des augites assez riches en titane et les olivines sont surtout magnésiennes (Fo:77%, Fa:23%). Les opaques correspondent à la titanomagnétite et à l'ilménite. Le verre, peut-être présent en traces, n'a pu être analysé.

La fréquence des minéraux déterminée par comptage est donnée dans le tableau I. La composition chimique globale de la roche obtenue par analyse au MEB de poudres compactées est portée dans le tableau II. Le basalte d'Ifrane se situe dans le domaine des basaltes alcalins de KUNO (1965) et dans la série alcaline de YODER et TILLEY (1962).

### 3 . Evolution des minéraux primaires du basalte au cours de l'altération

Les différents faciès ont été examinés au microscope optique polarisant après consolidation dans la résine des matériaux meubles.

Dans le faciès 1 (roche saine) les minéraux sont intacts à l'exception des olivines qui présentent une auréole d'iddingsite, brun jaunâtre en LN. Les microcristaux d'olivine peuvent être totalement transformés. Peu de fissures parcourent la roche et, comme les vacuoles, elles ne contiennent aucun remplissage secondaire.

Le faciès 2 (cortex des boules) présente de rares fissures, espacées de 1 à 2 cm, larges de 60 à 80 micromètres, recoupant la mésostase et les phénocristaux, et souvent en relation avec les vacuoles. On y trouve des produits secondaires en bandes alternativement brun jaunâtre et brun rougeâtre, légèrement réfringentes en LN, parallèles au bord des fissures et tapissant aussi les parois des vacuoles. Les minéraux sont optiquement intacts. L'altération progresse seulement dans les olivines.

Dans le faciès 3, la texture de la roche initiale est conservée. On n'observe pas plus de fissures que dans le précédent faciès, mais leur colmatage est plus important. En revanche, les minéraux sont plus affectés, quoique inégalement, d'une plage à l'autre. La plupart des olivines est totalement altérée, mais certaines gardent encore un îlot central intact. Les phénocristaux d'augite sont parcourus de microfissures nombreuses emplies de produits brun rougeâtre en LP et isolant des plages peu transformées. Les microcristaux d'augite conservent leurs propriétés optiques. Les microlites de labrador, incolores en LN, deviennent opaques en LP et ont un aspect déchiqueté comparable à celui décrit par GLASMANN et SIMONSON (1985).

L'analyse du faciès 4, meuble, par diffraction des rayons X révèle la présence, parmi les minéraux primaires, de titanomagnétite, d'ilménite et de traces d'augite. Olivine et labrador sont absents. Les pics du quartz sont nets surtout dans les échantillons prélevés près de la surface.

Du faciès 1 au faciès 4, les minéraux du basalte se dégradent donc simultanément, à des vitesses différentes, dans l'ordre décroissant suivant: olivine, labrador, augite, titanomagnétite et ilménite.

### 4 . Nature et localisation des minéraux secondaires

#### a ) Composition de la fraction fine

Une phase fine apparaît, de plus en plus abondante du faciès 1 au faciès 4. Son analyse sur la fraction 0-10 micromètres par diffraction des RX, après le traitement de MEHRA et JACKSON (1960), fait apparaître la kaolinite dominante associée à la métahalloysite et l'illite dans tous les niveaux. Ces minéraux sont très peu abondants et mal cristallisés dans le faciès 2, et mieux représentés dans le faciès 3 où des traces de vermiculite apparaissent. Dans le faciès 4, on retrouve les mêmes minéraux, la kaolinite étant mieux cristallisée que dans le faciès 3, avec en outre des traces de smectite, chlorite et interstratifiés 10-14 complexes, ce qui rejoint les résultats de PAQUET (1970).

La quasi-absence des smectites, pourtant abondantes dans certaines régions à climat méditerranéen (CRAIG et LOUGHNAN, 1964; SINGER, 1978), témoigne d'un assez bon drainage interne, y compris dans les microsites du faciès 2 peu évolué, et de l'instabilité de ce minéral vis à vis de la kaolinite (ESWARAN et de CONINCK, 1971). L'amélioration de la cristallinité de la kaolinite et le développement

**Tableau I - Composition chimique, exprimée en pour cent d'oxydes, d'après des analyses ponctuelles à la microsonde électronique ou au MEB (EDS) des minéraux primaires et des produits d'altération du basalte. % Minéral: proportions, en pour cent, de chaque minéral dans la roche mère. n : nombre de points d'analyse. MS : moyenne des analyses ponctuelles effectuées à la microsonde électronique. MB : moyenne des analyses ponctuelles effectuées au MEB. nd : non déterminé. - : inférieur à 1000 ppm.**

Table I - Chemical composition, in oxides percent, of primary minerals and weathering products of the basalt. Ponctual analysis with a microprobe or a SEM (EDS). % Mineral: proportion, in percent, of each mineral in the parent rock. n: number of analysis points. MS: mean of ponctual analysis with microprobe. MB: mean of ponctual analysis with SEM (EDS). nd: not determinated. - : below 1000 ppm.

|           | OLIVINE                 |                           |                             | AUGITE                    |                             | LABRADOR         |                  |                       |                       |
|-----------|-------------------------|---------------------------|-----------------------------|---------------------------|-----------------------------|------------------|------------------|-----------------------|-----------------------|
|           | saine (facies 1)        |                           | altérée<br>(facies 3)<br>MB | saine<br>(facies 1)<br>MS | altérée<br>(facies 3)<br>MB | sain             |                  | altéré (facies 3)     |                       |
|           | olivine<br>n = 12<br>MS | iddingsite<br>n = 5<br>MS |                             | (facies 1)<br>MS          | (facies 3)<br>MB            | (facies 1)<br>MS | (facies 2)<br>MS | type 1<br>n = 7<br>MB | type 2<br>n = 5<br>MB |
| SiO2      | 39,0                    | 35,3                      | 18,5                        | 52,5                      | 21,8                        | 52,2             | 53,6             | 56,7                  | 37,2                  |
| Al2O3     | 0,0                     | 1,6                       | 3,5                         | 2,6                       | 15,5                        | 28,8             | 28,1             | 16,0                  | 29,2                  |
| Fe2O3+FeO | 21,9                    | 26,3                      | 46,3                        | 7,0                       | 28,0                        | 0,4              | 0,6              | 1,4                   | 4,6                   |
| MgO       | 40,6                    | 30,1                      | 13,4                        | 17,0                      | 1,5                         | 0,1              | 0,2              | 0,2                   | 0,3                   |
| CaO       | 0,2                     | 0,3                       | 0,2                         | 20,1                      | 0,6                         | 12,9             | 11,0             | 0,3                   | 0,5                   |
| Na2O      | -                       | 0,1                       | 0,4                         | 0,4                       | 0,2                         | 4,1              | 4,6              | 4,4                   | 0,1                   |
| K2O       | -                       | -                         | 0,0                         | -                         | 0,1                         | 0,2              | 0,3              | 6,8                   | 0,0                   |
| TiO2      | -                       | 0,1                       | 0,7                         | 1,0                       | 5,2                         | 0,1              | -                | 0,2                   | 0,9                   |
| MnO       | 0,2                     | 0,3                       | 0,1                         | 0,2                       | 0,1                         | 0,1              | -                | 0,0                   | 0,1                   |
| H2O       | nd                      | nd                        | nd                          | nd                        | nd                          | nd               | nd               | nd                    | nd                    |
| TOTAL     | 101,9                   | 94,1                      | 83,1                        | 100,9                     | 72,9                        | 99,0             | 98,2             | 86,0                  | 72,9                  |
| % Minéral | 21,0                    |                           |                             | 32,0                      |                             | 37,0             |                  |                       |                       |
|           | T-MAGNETITE             | ILMENITE                  | FISSURES                    | MATRICE                   |                             |                  |                  |                       |                       |
|           | ( facies 1)             | ( facies 1)               | produits d'altération       |                           |                             |                  |                  |                       |                       |
|           |                         |                           | (facies 2)                  | (facies 3)                |                             |                  |                  |                       |                       |
|           | n = 2<br>MS             | n = 3<br>MS               | n = 2<br>MS                 | n = 6<br>MB               |                             |                  |                  |                       |                       |
| SiO2      | 0,1                     | 0,2                       | 39,0                        | 39,7                      |                             |                  |                  |                       |                       |
| Al2O3     | 1,0                     | 0,1                       | 30,9                        | 31,8                      |                             |                  |                  |                       |                       |
| Fe2O3+FeO | 70,3                    | 46,2                      | 7,1                         | 4,0                       |                             |                  |                  |                       |                       |
| MgO       | 1,5                     | 1,9                       | 0,3                         | 0,1                       |                             |                  |                  |                       |                       |
| CaO       | 0,0                     | 0,2                       | 1,1                         | 0,4                       |                             |                  |                  |                       |                       |
| Na2O      | -                       | -                         | 0,2                         | 0,1                       |                             |                  |                  |                       |                       |
| K2O       | -                       | -                         | 0,3                         | 0,1                       |                             |                  |                  |                       |                       |
| TiO2      | 22,4                    | 48,8                      | 1,6                         | 0,7                       |                             |                  |                  |                       |                       |
| MnO       | 0,6                     | 0,3                       | 0,4                         | 0,0                       |                             |                  |                  |                       |                       |
| H2O       | nd                      | nd                        | nd                          | nd                        |                             |                  |                  |                       |                       |
| TOTAL     | 95,9                    | 97,8                      | 80,9                        | 76,9                      |                             |                  |                  |                       |                       |
| % Minéral | 1 0                     |                           |                             |                           |                             |                  |                  |                       |                       |

**Tableau II - Composition chimique globale, exprimée en pour cent d'oxydes, des basaltes sains et altérés dans les coupes d'Ifrane, du val d'Ifrane et d'Aïn Chegag, d'après les analyses au MEB (EDS). Les teneurs en eau, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> et H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>, sont déterminées par perte au feu à 120 et 1000 °C. Les teneurs en "fer libre" sont exprimées en pour cent de la roche totale, extrait par le réactif de Mehra-Jackson. La composition chimique totale est ajustée à 100% par calcul. n,-: voir tableau I.**

Table II - Global chemical analysis, in oxides percent, of fresh and weathered basalt in the sections of Ifrane, Val d'Ifrane and Aïn Chegag, with a SEM (EDS). H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> and H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> amounts are determinated by loss on ignition at 120 and 1000°C. The amounts of "free iron" extracted by the Mehra-Jackson reactif are expressed in percent of the total rock. The total chemical composition is ajusted to 100% by calculation. n, - : see table I.

|                                     | coupe d'IFRANE |           |          |          | coupe du VAL D'IFRANE |           |          | coupe d'AÏN CHEGAG |           |          |
|-------------------------------------|----------------|-----------|----------|----------|-----------------------|-----------|----------|--------------------|-----------|----------|
|                                     | basaltes       | altérites |          |          | basaltes              | altérites |          | basaltes           | altérites |          |
|                                     | faciès 1       | faciès 2  | faciès 3 | faciès 4 | faciès 1              | faciès 3  | faciès 4 | faciès 1           | faciès 3  | faciès 4 |
|                                     | n = 1          | n = 2     | n = 3    | n = 3    | n = 1                 | n = 1     | n = 1    | n = 1              | n = 1     | n = 1    |
| SiO <sub>2</sub>                    | 53,0           | 44,6      | 40,7     | 37,3     | 50,9                  | 38,8      | 40,3     | 51,1               | 44,3      | 43,7     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 17,3           | 20,0      | 28,4     | 23,4     | 15,7                  | 22,3      | 22,7     | 15,5               | 22,9      | 20,6     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO | 9,7            | 8,9       | 16,9     | 17,3     | 9,6                   | 16,2      | 17,9     | 11,1               | 14,4      | 13,7     |
| MgO                                 | 4,5            | 3,7       | 1,7      | 1,5      | 6,0                   | 2,6       | 1,6      | 6,1                | 2,6       | 1,6      |
| CaO                                 | 8,5            | 5,5       | 0,8      | 0,4      | 9,9                   | 2,1       | 1,0      | 9,4                | 2,3       | 1,6      |
| Na <sub>2</sub> O                   | 3,4            | 2,6       | 0,1      | 0,2      | 4,2                   | 2,6       | 0,4      | 3,9                | 0,9       | 0,5      |
| K <sub>2</sub> O                    | 1,5            | 0,9       | 0,1      | 0,8      | 1,7                   | 1,0       | 1,0      | 1,0                | 0,8       | 1,3      |
| TiO <sub>2</sub>                    | 2,0            | 1,9       | 3,5      | 2,9      | 2,0                   | 3,6       | 3,2      | 1,8                | 1,8       | 1,5      |
| MnO                                 | -              | 0,1       | 0,2      | 0,2      | 0,1                   | 0,3       | 0,4      | 0,2                | 0,6       | 0,1      |
| H <sub>2</sub> O-                   | 0,0            | 5,0       | 2,8      | 6,1      | 0,0                   | 2,9       | 3,3      | 0,0                | 1,9       | 5,3      |
| H <sub>2</sub> O+                   | -              | 6,9       | 4,7      | 10,0     | 0,0                   | 7,7       | 8,2      | 0,0                | 7,6       | 10,1     |
| TOTAL                               | 100,0          | 100,0     | 100,0    | 100,0    | 100,0                 | 100,0     | 100,0    | 100,0              | 100,0     | 100,0    |
| Fe "libre"                          | -              | n = 1     | n = 2    | n = 2    | -                     | n = 1     | n = 1    | -                  | n = 1     | n = 1    |
|                                     | -              | 1,3       | 6,5      | 13,5     | -                     | 7,0       | 10,0     | -                  | 4,5       | 8,3      |



d'argiles 2/1 issues de la transformation de l'illite, du faciès 2 au faciès 4, traduisent une désaturation du milieu (SIEFFERMANN *et al.*, 1968) et une plus grande porosité de l'altérite.

Le test de FIELDER et PERROT (1966) a permis de détecter la présence de silico-aluminates de type allophane dans tous les niveaux de l'altérite. Les quantités de "fer libre" extrait par le réactif de MEHRA-JACKSON sont reportées dans le tableau II; les plus fortes teneurs (13,5 % en moyenne) se trouvent dans le faciès 4.

## b) Localisation des minéraux secondaires

La nature chimique des composants secondaires situés dans les fantômes des minéraux primaires altérés ou dans les fissures et cavités des faciès 1, 2 et 3 à texture de basalte conservée, a été déterminée par analyse ponctuelle au MEB (EDS) sur lames minces polies. Les principales évolutions reconnues sont les suivantes (Tab. I):

- *olivine* : dans la roche-mère (faciès 1) la couronne d'iddingsite se différencie du reste du minéral par une légère perte en Mg et Si, un enrichissement en Fe et l'existence d'un peu de Al (jusqu'à 2%) et H<sub>2</sub>O.

Cette évolution s'accroît dans les plages d'olivine plus altérée des faciès 2 et 3. L'incorporation d'Al témoigne probablement de la genèse de phyllosilicates de type 2/1 (vermiculite détectée à ce stade dans la phase fine). Le fer, sous forme d'oxyhydroxydes, représente près de 50% du produit d'altération.

- *labrador* : il ne montre pas de modification chimique sensible dans le faciès 2 (Tab I). Dans le contenu des fantômes de labrador du faciès 3, on note l'évacuation de Na et Ca, un appauvrissement en Si et un enrichissement en Ti et Fe (jusqu'à 8,2%) sous forme d'oxyhydroxydes. Selon les plages, les teneurs en Si, Al et K incorporé correspondent soit à la composition de l'illite, soit, le plus souvent, à celle de la kaolinite-métahalloysite.

- *augite* : dans le faciès 3, le remplissage des microfissures du minéral montre une diminution des teneurs en Si et surtout en Ca et Mg tandis que Al, Fe et Ti progressent. Ces phases sont dépourvues de K et leurs rapports Si/Al, voisins de 1, évoquent les minéraux kaolinitiques abondants dans cette altérite. De rares plages pauvres en Ca mais à Mg, appauvries en Si et enrichies en Al peuvent correspondre à la vermiculite identifiée aux rayons X dans la fraction fine. Des oxyhydroxydes de Fe et Ti accompagnent ces minéraux.

- *titanomagnétite* et *ilménite* ne présentant pas d'évolution chimique décelable.

- *fissures* et *vacuoles* des faciès 1, 2 et 3 renfermant des produits où dominent Si et Al avec un rapport comparable à celui des argiles kaolinitiques. Fe assez abondant (7%) et Ti reconcentré se trouvent sous forme d'oxyhydroxydes. La phase secondaire localisée dans le système fissural, a une composition chimique proche du faciès 4 pris dans son ensemble (Tab. I et II).

## 5. Bilan des transformations chimiques

A partir de l'analyse chimique globale de la roche-mère et des altérites, le bilan des variations de chacun des éléments a été établi en prenant l'aluminium comme invariant (LENEUF, 1959; PEDRO, 1964). Le diagramme de la figure 3 montre que:

- *Na<sub>2</sub>O*, *CaO*, *MgO* et *SiO<sub>2</sub>* subissent une perte relative. Na<sub>2</sub>O et CaO sont libérés par les labradors et les augites, fortement (70%) dans le faciès 2 bien que cette évolution n'apparaisse pas en microscopie optique, et presque totalement (99%) dans le faciès 4. Le Mg issu des olivines et des augites évolue parallèlement avec une perte maximum de 80%. SiO<sub>2</sub> décroît jusqu'à 60% de sa teneur initiale dans le faciès 4. Si la plus grande partie de la silice libérée est évacuée, une fraction forme la pellicule d'opale (hyalite) tapissant certains blocs à la base du profil, dont la formation est due à la dessiccation estivale prolongée (WHITE et SARCIA, 1978).

L'essentiel de la silice restante (40%) correspond d'une part aux minéraux primaires résiduels et d'autre part aux minéraux argileux secondaires.

Les pertes maximum de ces quatre éléments sont atteintes dès le faciès 3 à texture conservée: l'évolution chimique est négligeable entre les faciès 3 et 4 surtout distincts par la texture, ce qui suit le schéma général des profils d'altération d'ILDEFONSE *et al.* (1979).

- *Fe* et *Ti* suivent une évolution parallèle, comme l'ont noté CRAIG et LOUGHNAN (1964), avec une faible perte (10 à 20 %) dans les faciès 2 et 3. Dans le faciès 4, les teneurs sont proches de celles de la roche-mère pour Ti avec une légère concentration en Fe (10%) probablement liée au caractère plus oxydant du milieu.

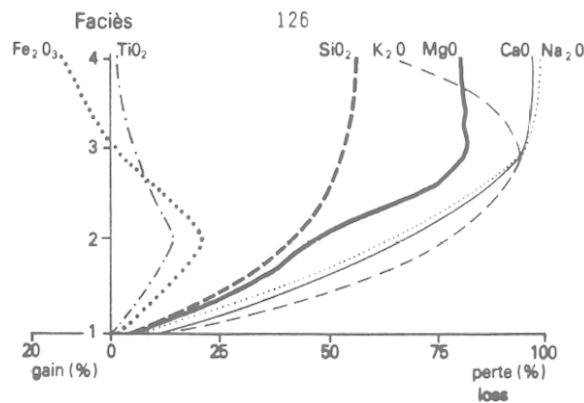


Figure 3 - Bilan des variations chimiques de chaque élément majeur comparé à l'aluminium supposé constant (axe des ordonnées), dans les différents faciès d'altération de la coupe d'Ifrane.

Figure 3 - Balance of chemical variations of each major element in comparison to Aluminium (suposed constant), in the different weathering facies of the Ifrane section.

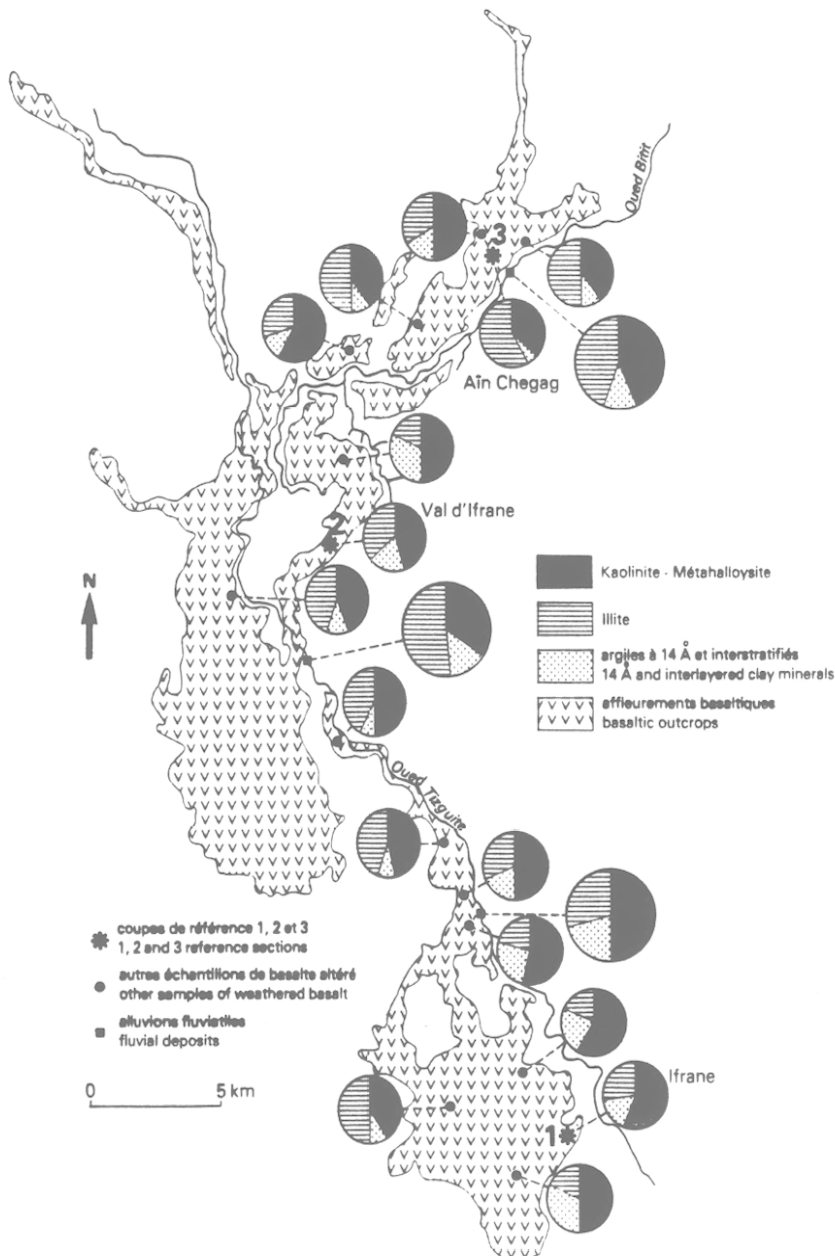


Figure 4 - Nature des minéraux argileux de la fraction < 10 micromètres de l'altérite basaltique argilo-silteuse (faciès 4) et des alluvions fluviales des oueds Tizguite et Bitit.

Figure 4 - Nature of clay minerals of the <10 micrometers fraction of the clay-silty basaltic weathered rock and of the Tizguite and Bitit wadies deposits.

- le *potassium* subit une perte importante comparable à celles de Na et Ca du faciès 1 au faciès 3, mais accuse un enrichissement dans le faciès 4 à mettre en relation avec des apports éoliens de muscovite et de feldspaths (SINGER, 1978). L'apport allochtone est sensible pour cet élément peu abondant dans la roche-mère (1,5%), alors qu'il passe inaperçu pour Si malgré l'incorporation de silt quartzueux. Il ne peut être apprécié pour Al.

Au total le rapport  $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$  peut descendre jusqu'à 1,35 dans le faciès 4, avec dominance des argiles 1/1 sur les argiles 2/1 et un rapport moyen fer libre/fer total = 78%. L'altérite ultime est à un stade intermédiaire entre la fersiallisation et la ferrallisation (DUCHAUFOR, 1983).

## 6 . Mécanisme des transformations physiques

A l'échelle de l'échantillon, la roche-mère (faciès 1) est dure, cohérente et homogène. Dans le cortex des boules (faciès 2), l'altérite est parcourue de fissures espacées de plusieurs cm isolant des fragments cohérents où seule l'olivine est assez altérée. Ces fissures, peu remplies de produits secondaires, relient des vacuoles et pourraient correspondre aux cicatrices d'échappement des gaz (Pl., 6). Les discontinuités qui limitent les écailles du cœur des boules ne paraissent pas liées aux transformations minéralogiques encore discrètes, mais plutôt à la dilatation et au retrait différentiels de zones concentriques présentant des porosités, et donc des propriétés hydriques et thermiques différentes (thermoclastie climatique) (WHITE et SARCIA, 1978).

Dans le faciès 3, la fissuration plus dense isole des fragments fragiles (1 à 3 centimètres environ) au sein desquels l'olivine et le labrador sont totalement altérés, l'augite en partie et la phase secondaire abondante. L'accroissement de la fragmentation dans ce faciès paraît résulter de variations de volume des minéraux argileux lors des cycles hydratation-dessiccation (argiloclastie).

Puis la texture de la roche s'effondre, chaque minéral se désolidarisant de son voisin: l'altérite devient meuble et argilo-silteuse (90% de fraction < 50 micromètres dans le faciès 4).

Cette altérite ne peut donc offrir au remaniement détritique d'éléments de la taille des graviers ou des sables, trop fragiles, mais seulement des blocs sains ou une phase argilo-silteuse.

A l'échelle de l'affleurement, les 4 faciès peuvent se rencontrer dans toutes les zones (A, B ou C), avec une fréquence et une polarité variables (passages latéraux et verticaux). La répartition des faciès paraît liée à l'abondance des vacuoles et à la fissuration initiale de la roche.

Le faciès 1, sain, prévaut dans la zone A peu vacuolaire. En revanche, les faciès 3 et 4 dominants dans les zones B et C résultent d'un basalte riche en vacuoles dans lequel l'hydrolyse est accrue. Il y a donc une relation nette entre la densité des vacuoles et des canalicules les reliant, et la répartition des zones altérées.

Dans la zone A, les faciès altérés 2, 3 et 4 sont localisés dans les grandes fissures qui débitent le basalte en blocs. Ces fissures sont probablement pour la plupart de retrait thermique. Cependant dans la coupe d'Aïn Chegag (voir plus loin) les blocs sains sont délimités par la progression de l'altération dans un matériau très vacuolaire formant un réseau d'échappement des gaz à grande échelle. Il existe enfin des fissures plus resserrées, surtout dans les zones B et C plus altérées, qui pourraient être des microfailles liées à l'affaissement karstique du substrat dolomitique.

## III - PLACE DES ALTERITES DANS LE SYSTEME MORPHO-SEDIMENTAIRE

### 1 . Variabilité spatiale des altérites: impact du gradient altitudinal

La variabilité spatiale des altérites sur basaltes a été suivie par l'étude de deux coupes complémentaires. L'une est située dans le Val d'Ifrane et l'autre près d'Aïn Chegag dans la plaine du Saïs, à des altitudes respectives de 900 et 700 m (Fig. 1). De plus, 13 échantillons de terre (faciès 4) ont été prélevés entre 10 et 30cm de profondeur en divers points de l'affleurement basaltique (Fig.4).

#### a ) Variabilité des altérites

La roche-mère basaltique varie peu au long des coulées. Le basalte présente des teneurs en Si et Al un

peu plus faibles au Val d'Ifrane et à Aïn Chegag qu'à Ifrane et, au contraire, légèrement plus fortes en Ca et surtout Mg (Tab. II). Les compositions minéralogiques et les textures sont identiques, avec cependant un appauvrissement en augite par rapport à l'olivine plus magnésienne dans les phénocristaux, et des vacuoles plus rares de l'amont vers l'aval de l'épanchement.

Les profils d'altération présentent les mêmes faciès (1 à 4) qu'à Ifrane et les minéraux pris isolément montrent des caractères évolutifs identiques. Quelques différences apparaissent cependant:

- l'épaisseur de la couverture d'altération décroît vers l'aval: environ 5 m à Ifrane, 2 à 3 m dans le Val d'Ifrane et 0,5 m à Aïn Chegag, pour des situations topographiques comparables (pentes faibles à nulles).
- dans la terre rougeâtre (faciès 4), s'ajoutent aux cristaux résiduels d'augite, de titanomagnétite et d'ilménite identifiés à Ifrane, des traces de labrador au Val d'Ifrane avec un peu d'olivine à Aïn Chegag. On relève aussi dans la phase fine mieux cristallisée, l'augmentation de l'illite qui dépasse la kaolinite vers les faibles altitudes, interstratifiés et minéraux à 14 Å disparaissant presque à Aïn Chegag. L'analyse de la fraction < 10 micromètres des 13 autres échantillons de terre confirme ces résultats (Fig.4), avec une certaine variabilité liée à des facteurs locaux (érosion, colluvionnement, apport éolien).
- les revêtements d'opale sur les blocs sont absents aux faibles altitudes. Le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  dans le faciès 4 est de 1,8 au Val d'Ifrane et 2,1 à Aïn Chegag contre 1,35 au minimum à Ifrane, avec des teneurs fer libre / fer total respectivement de 56 et 61% (78% à Ifrane). La fersiallisation est donc plus franche vers les faibles altitudes. Dans l'ensemble, la désilicification est plus marquée que sous les climats plus secs des pays de la Méditerranée orientale (SINGER, 1978).

## **b ) Causes de la variabilité des altérites**

Le climat paraît être le principal responsable des différences notées entre les altérites d'altitude (Ifrane: 1600m) et celles de la plaine du Saïs (Aïn Chegag: 700m). En effet, les roches-mères sont homogènes et les topographies comparables dans les trois stations analysées.

La diminution de l'épaisseur des altérites, l'enrichissement en illite relativement à la kaolinite, la meilleure cristallinité de ces minéraux, l'altération moins poussée des minéraux primaires et la moins forte solubilisation de la silice en passant des hautes vers les basses altitudes s'expliquent en partie par le gradient du climat méditerranéen actuel (WHITE et SARCIA, 1978; SINGER, 1978). La pluviométrie est deux fois moins marquée (573 mm contre 1122 mm) et les températures sont plus élevées (17,8°C contre 10,9°C) dans le Saïs que dans le causse, avec de forts contrastes saisonniers. A Aïn Chegag on doit admettre un rajeunissement important du profil par érosion lors de l'aridification post-pluviale. Le climat méditerranéen actuel a permis une bonne conservation du patrimoine minéralogique de la racine de l'altérite ancienne (PAQUET, 1970), notamment de la kaolinite bien cristallisée.

Les altérites du causse en altitude sont mieux préservées que celles de la plaine, ce qui est différent du schéma général établi au Maroc par RUELLAN (1971). La dynamique karstique, active dans le causse, peut expliquer ce fait. Elle favorise l'infiltration des eaux de pluie, l'épaississement et l'évolution des altérites. Le substrat du basalte, surtout conglomératique et peu perméable dans la plaine du Saïs, a au contraire facilité l'érosion par ruissellement. Admettre une plus longue durée d'élaboration des altérites dans la région d'Ifrane permet aussi de comprendre leur tendance à la fersiallisation dans une zone où les températures moyennes actuelles (10,9°C) paraissent faibles pour ce type d'altération (DUCHAUFOR, 1983).

## **2 . Relations entre l'altération météorique et la morphologie du paysage basaltique**

Sur les plateaux du causse, le paysage basaltique est empâté. Il comprend des dépressions fermées décimétriques, peu profondes et à surface argilo-silteuse séparant de faibles reliefs (quelques mètres) couronnés de blocs (Pl., 1 et 2). L'opposition entre les "tors" et les dépressions périphériques est peu marquée, à la différence des morphologies sur granites (GODARD, 1977) ou des reliefs ruiniformes des calcaires. Le relief est plus chaotique sur les versants des vallées. Mais la faible densité du chevelu hydrographique montre l'importance des phénomènes de dissolution et d'évacuation verticale de la matière à travers le basalte, comme dans la dolomie sous-jacente.

Les études hydrogéologiques ont révélé de fortes variations spatiales de perméabilité dans une même formation basaltique. Les basaltes vacuolaires du Dekkan ont une porosité totale plus élevée (50%) que les basaltes altérés (34%) et fissurés (15%), les porosités efficaces étant cependant faibles (1 à 7%) (DEOLANKAR, 1980). Des résultats comparables ont été obtenus sur les basaltes altérés et fissurés du Maroc (BROWN *et al.*, 1977 in BOUCHET, 1987). D'autre part, les basaltes anciens altérés des Canaries

sont nettement moins perméables que les basaltes récents plus sains (CUSTODIO, 1985).

Si l'hydrolyse paraît facilitée dans les faciès vacuolaires et altérés plus poreux, l'ablation chimique par filtration n'y est pas plus élevée que dans les autres faciès. Au contraire, le colmatage progressif des vacuoles et fissures par l'abondante phase secondaire produite dans les zones déprimées, plus altérées, diminue la perméabilité et l'érosion chimique au profit des reliefs résiduels périphériques qui enregistrent alors une accélération de l'altération et de l'ablation. Ainsi, en raison du peu d'érosion par ruissellement et par une autorégulation du drainage interne, l'ensemble de la surface basaltique s'abaisse-t-elle progressivement.

La morphologie de la surface basaltique répercute aussi la dynamique karstique du substrat dolomitique. Dans le secteur d'Ifrane, à la base du basalte, on observe une argile brun rougeâtre (2,5 YR 4/6), épaisse de quelques décimètres, formant des poches irrégulières dans la dolomie sous-jacente. Cette argile, non carbonatée, est composée d'illite, de kaolinite, de vermiculite, d'un interstratifié illite-vermiculite et de quartz. La vermiculite peut provenir de la transformation de l'illite dominante dans la roche-mère dolomitique (PAQUET, 1970), les autres minéraux argileux étant identiques. L'argile rouge paraît donc dériver essentiellement du substrat par décarbonatation sous la couverture basaltique (karst couvert de BONTE, 1963).

La teneur des dolomies liasiques en fraction non carbonatée est d'environ 5% (BAALI, 1987). On peut estimer l'ablation du substrat sous le basalte à environ 10m, en supposant faibles les apports "*per descendum*", les néoformations minérales et les variations de densité des matériaux. Un tel affaissement du support des coulées a induit des irrégularités topographiques et un accroissement de la fissuration du basalte. Les dépressions topographiques fermées les plus profondes (jusqu'à 40m), découpées à l'emporte-pièce dans la surface basaltique, correspondent à des effondrements karstiques (MARTIN, 1981).

La dissolution moins rapide du basalte (versants raides) relativement à la dolomie (versant doux) se traduit aussi dans la dissymétrie des vallées souvent creusées à leur contact (Fig. 5).

### 3 . Contribution du basalte à la sédimentation fluviale

Dans ce contexte karstique, une faible part des altérites est évacuée sous forme non soluble par les cours d'eau. Sur le plateau près d'Ifrane, le transit superficiel de l'altérite basaltique engendre des colluvions localisées sur les versants des vallées (Fig. 2, zone D). Leur mélange aux éléments issus du substrat liasique se produit rapidement au fond des talwegs.

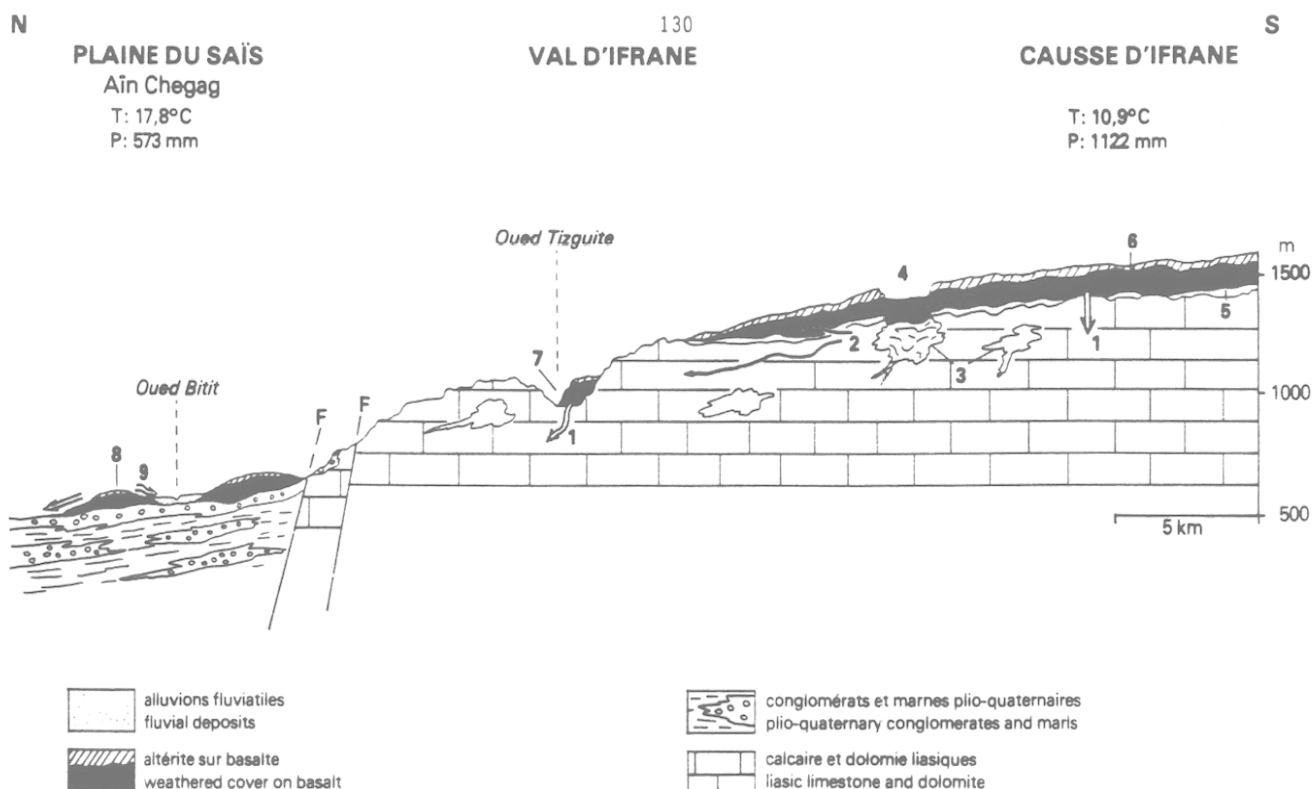
En aval d'Ifrane, les oueds Tizguitte et Bitit incisent le basalte au fond des vallées façonnées dans les formations liasiques (Fig. 1 et 5). Les alluvions sont peu abondantes et discontinues. Elles sont constituées de blocs arrachés sur place au basalte et d'un matériau sablo-argileux brun rougeâtre.

Le sédiment sablo-argileux prélevé en 3 points (Fig 4) contient de 56 à 65% de sable presque exclusivement carbonaté. L'infime fraction silicatée renferme seulement 10% de minéraux denses du basalte (augite surtout, olivine et opaques). La fraction <10 micromètres est composée d'illite et de kaolinite avec un peu de vermiculite, smectite et interstratifiés. Ces minéraux peuvent provenir soit de l'altérite basaltique, soit de la "terra rossa" formée aux dépens des calcaires et dolomies liasiques (BAALI, 1987).

Mis à part le remaniement sur place de blocs dans le lit de l'oued, la contribution du basalte à la sédimentation fluviale est faible, notamment dans la fraction sablo-graveleuse. Ceci reflète la texture argilo-silteuse de l'altérite ultime (faciès 4) du basalte. La faible importance des transferts solides du causse vers l'oued Sebou en aval (SNOUSSI, 1986) résulte non seulement de la dominance des affleurements carbonatés dans le bassin versant mais aussi de la forte solubilisation du basalte accélérée par la basicité générale des eaux (FRITZ et TARDY, 1973).

## CONCLUSION

Les facteurs essentiels de l'altération météorique des basaltes quaternaires de la région d'Ifrane sont (Fig. 5):

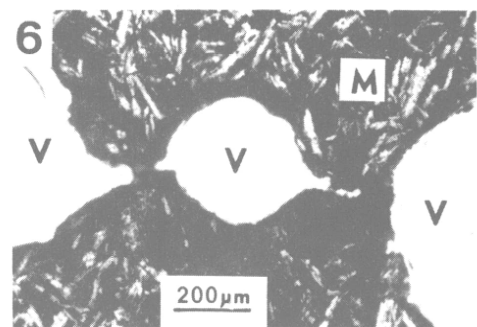
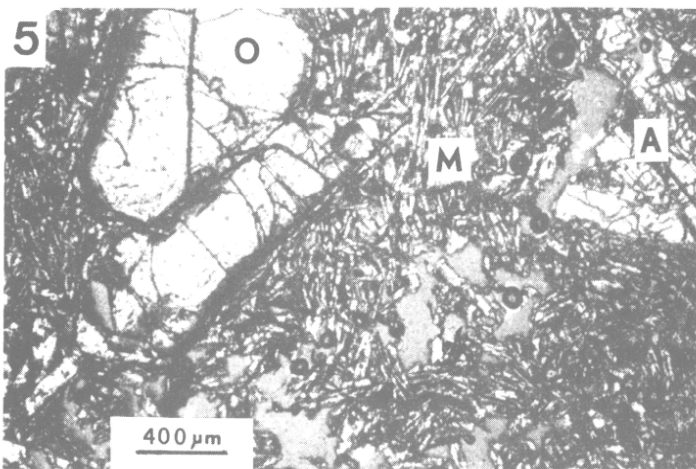
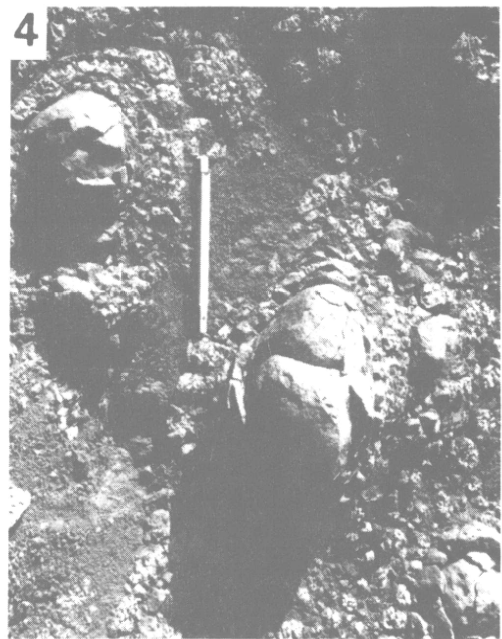


**Figure 5 - Représentation schématique des formations et des processus dynamiques régissant l'altération des basaltes de la région d'Ifrane.** 1: soutirage d'ions; 2: circulation d'eau carbonatée basique; 3: karst couvert; 4: effondrement karstique; 5: décarbonatation de la dolomie, couche d'argile résiduelle, abaissement et fissuration de la couverture basaltique; 6: relief assez régulier, altérite épaisse et polyphasée, tendance à la ferrallitisation, solubilisation dominante; 7: incision au contact dolomie-basalte; 8: altérite mince rajeunie par l'érosion holocène, ferrallitisation; 9: érosion mécanique.

**Figure 5 - Schematic representation of formations and dynamic processes governing the basalt weathering of Ifrane area.** 1: ion withdrawing; 2: circulation of alkaline carbonated water; 3: covered karst; 4: karstic collapse; 5: dolomite decarbonation, residual clay layer, lowering and fissuration of the basaltic cover; 6: steady relief, thick and polyphased weathered rock, ferrallitisation tendency, predominant solubilisation; 7: incision at the dolomite-basalt contact; 8: thin weathered rock rejuvenated by the Holocene erosion, ferrallitisation; 9: mechanical erosion.

**Légende de la planche - 1 - Aspect de la surface basaltique dans la région d'Ifrane.** En arrière plan, le cône pyroclastique du Jbel Koudiat. 2 - Vue rapprochée de la surface basaltique. Blocs de basalte épars dans la matrice argilo-silteuse. 3 - Morphologie de l'altérite dans la zone A de la coupe du camping d'Ifrane (longueur du marteau: 30 cm). Description dans le texte. 4 - Morphologie de l'altérite dans la zone B de la coupe du camping d'Ifrane (longueur de l'échelle: 25 cm). Description dans le texte. 5 - Vue en microscopie optique (LN) du basalte sain d'Ifrane (faciès 1). O : olivine à couronne d'iddingsite; A: augite; M: microlites serrés de labrador et grains noirs d'ilménite et de titanomagnétite. 6 - Vue en microscopie optique (LN) du basalte vacuolaire altéré (faciès 3). V: vacuoles communicantes tapissées de produits secondaires opaques; M: matrice de basalte altéré où ressortent les fantômes effrangés des microlites de plagioclases.

**Explanation of the plate - 1 - Aspect of the basaltic topography in the Ifrane area.** In background: pyroclastic cone of the Jbel Koudiat. 2 - Close view of the basaltic topography. Basaltic blocks dispersed in the clay-silty matrix. 3 - Morphology of the weathered rock in the "Camping of Ifrane" section, A zone (hammer length: 30 cm). See description in text. 4 - Morphology of the weathered rock in the "Camping of Ifrane" section, B zone (scale: 25 cm). See description in text. 5 - Photomicrograph of fresh basalt of Ifrane (facies 1). O: olivine with iddingsite ring; A: augite; M: labrador microlites and black grains of ilmenite and titanomagnetite. 6 - Photomicrograph of the weathered vesicular basalt (facies 3). V: communicating vesicles containing secondary opaque products; M: weathered basaltic matrix with ghosts of plagioclase microlites.





- la *texture de la roche-mère*. L'hydrolyse progresse plus vite dans les zones macrofissurées et vacuolaires. Dans l'ordre, olivine, labrador, augite et ferro-titanés sont progressivement affectés. Le système microfissural est peu dense. Le basalte se débite en boules, écailles et polyèdres centimétriques dans lesquels la texture initiale s'effondre directement en une altérite silto-argileuse meuble. Il ne se forme pas d'"arène basaltique" comme dans les basaltes contenant une phase vitreuse (MACAIRE *et al.*, 1988).

- les *climats des périodes pluviales et/ou post-pluviale*. Dans le causse, la tendance à la ferrallitisation montrée par les bilans chimiques et minéralogiques ne peut s'expliquer par le climat actuel. Elle est l'expression d'une évolution polyphasée de longue durée. Dans la plaine du Saïs, la fersiallisation reflète mieux le climat méditerranéen actuel et témoignerait d'un rajeunissement du profil lors de l'aridification post-pluviale.

- l'*environnement karstique*. Dans le causse il explique l'importance du soutirage des éléments solubilisés dans le basalte et donc l'épaississement et la bonne conservation des altérites en altitude. La fissuration et la circulation de l'eau dans le basalte sont accrues par la décarbonatation et le tassement de son support dolomitique. L'altération météorique des silicates du basalte est aussi favorisée par le pH basique des eaux karstiques. Dans le Saïs, le substrat moins perméable aide l'érosion par ruissellement.

Ces processus d'évolution ont des conséquences sur:

- la *morphologie du paysage basaltique*. La surface du basalte s'abaisse assez uniformément par une autorégulation du drainage interne. L'imperméabilisation relative des zones altérées provoque la réactivation de l'altération dans les aires périphériques. Les formes liées aux effondrements du karst sous-jacent sont les plus prononcées.

- la *nature des dépôts fluviaux*. Les alluvions des oueds Tizguite et Bitit sont peu abondantes et contiennent une faible partie d'éléments issus du basalte. Ceci traduit la faible importance des processus d'érosion par ruissellement et la dominance des transits de matière par voie soluble.

*Dans le causse, les facteurs d'évolution superficielle de la dolomie liasique et de sa couverture basaltique interfèrent étroitement, présentent des analogies et sont dominés par la solubilisation.*

**Remerciements** - Nous remercions vivement Monsieur P. TREMBLAY, du Laboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires de la Faculté des Sciences d'Orsay, pour son assistance à l'analyse des échantillons par MEB-EDS et Madame C. BRIGNON du Laboratoire de Cartographie de l'Université de Tours pour la réalisation des figures.

### Références bibliographiques

- BAALI A. (1987) - Premiers résultats de l'étude géologique des dayets Agoulmam et Afourgagh, Moyen Atlas, Maroc. *Mém. CEUS, Fac. Sc. Fès*, 78 p.
- BONTE A. (1963) - Les remplissages karstiques. *Sedimentology*, 2, p. 333-340.
- BOUCHET C. (1987) - Hydrogéologie du milieu volcanique. Le bassin de la Veyre (Chaîne des Puys-Massif central). Thèse Univ. d'Avignon, 359 p.
- CRAIG D.C. et LOUGHNAN F.C. (1964) - Chemical and mineralogical transformation accompanying the weathering of basic volcanic rocks from New South Wales. *Aust. J. Soil Res.*, 2, p. 218-234.
- CURTIN D. et SMILLIE G.W. (1981) - Composition and origin of smectite in soils derived from basalt in Northern Ireland. *Clays Clay Miner.*, 29, 4, p. 277-284.
- CUSTODIO E. (1985) - Low permeability volcanics in the Canary Islands (Spain). in *Hydrogeology of rocks of low permeability*. Int. Ass. Hydrologists, *Mém.* 17, 562-573.
- DELVIGNE J. (1965) - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mémoire ORSTOM* n°13, 178 p.
- DEOLANKAR S.B. (1980) - The Deccan basalts of Maharashtra, India. Their potential as aquifers. *Ground water*, 18, 5, p. 434-437.
- DUCHAUFOR P. (1983) - Pédologie. 1: Pédogenèse et classification. Masson éd. Paris, 491 p.
- EMBERGER L. et MAIRE R. (1934) - Tableau phytogéographique. *Mém. Soc. Sc. Nat. Maroc*, Rabat, n°38, 188 p.
- ESWARAN H. (1979) - The alteration of plagioclases and augites under differing pedo-environmental conditions. *Journ. Soil Sc.*, 30, 3, p.547-555.
- ESWARAN H. et de CONINCK F. (1971) - Clay mineral formation in basaltic soils in tropical environments. *Pédologie*, XXI, 2, p. 181-210.



- EVANS L. J. et CHESWORTH W. (1985) - The weathering of basalt in an Arctic environment. *in* Volcanic Soils, *Caena* suppl. 7, Braunschweig, p. 77-86.
- FIELDES M. et PERROT K.W. (1966) - The nature of allophane in soils. 3: Rapid field and laboratory test for allophane. *New Zeal. J. Sci.*, 9, p. 623-629.
- FRITZ B. et TARDY Y. (1973) - Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. *Bull. Sci. Géol.*, Strasbourg, 26, 339-367.
- GENSE C. (1970) - Altération du basalte dans une basse colline de la côte est de Madagascar (unité morphologique de cette région). *Cah. ORSTOM*, Sér. Géol., II, 2, p. 249-258.
- GLASMANN J.R. et SIMONSON G.H. (1985) - Alteration of basalt in soils of western Oregon. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1, p. 262-273.
- GODARD A. (1977) - Pays et paysages du granite. Presses Univ. Fr., 232 p.
- HARMAND C. et CANTAGREL J.M. (1984) - Le volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire du Moyen Atlas (Maroc): chronologie K/Ar et cadre géodynamique. *J. of African Earth Sc.*, 2, 1, p. 51-55.
- HETIER J.M. (1975) - Formation et évolution des andosols en climat tempéré. Thèse Univ. Nancy, 194p.
- ILDEFONSE P., PROUST D., MEUNIER A. et VELDE B. (1979) - Rôle de la structure dans l'altération des roches cristallines au sein des microsystèmes. *Bull. Ass. Fr. Et. Sol*, 2-3, p. 239-257.
- KLAGES M. G. (1978) - Clay minerals of Montana soils formed on volcanic parent materials. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42, 5, p. 830-833.
- KUNO H. (1965) - Fractionation trends of basalt magmas in lava flow. *J. Petrogr.*, 6, p. 302-321.
- LENEUF N. (1959) - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. *Mém. ORSTOM*, 210 p.
- MACAIRE J.J., PERRUCHOT A. et DEJOU J. (1988) - Transformations géochimiques au cours de l'altération météorique d'une basanite pliocène du Massif Central Français. *Geoderma*, 41, p. 287-314.
- MARTIN J. (1981) - Le Moyen Atlas central. Etude géomorphologique. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n°258 bis, 445 p.
- MEHRA O.P. et JACKSON M.L. (1960) - Iron oxyde removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and clay minerals*, 7, p. 317-327.
- MOINEREAU J. (1977a) - Altération des roches, formation et évolution des sols sur basalte, sous climat tempéré humide (Velay, Vivarais, Coirons). Thèse Univ. Montpellier, 139 p.
- MOINEREAU J. (1977b) - Altération des matériaux basaltiques et genèse des argiles en climat tempéré humide et milieu organique. *Cah. ORSTOM*, Sér. Pédol., XV, 2, p. 157-173.
- MUNSELL COLOR COMPANY (1954) - Munsell soil color charts. Baltimore, USA.
- PAQUET H. (1970) - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, n° 30, 212 p.
- PEDRO G. (1964) - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse Fac. Sc. Paris, 344 p.
- PEDRO G., CHAUVEL A. et MELFI A.J. (1976) - Recherches sur la constitution et la genèse des terra roxa estruturada du Brésil. Introduction à la pédogenèse ferrallitique. *Ann. Agron.*, 27, 3, p. 265-297.
- QUANTIN P. et TERCINIER G. (1968) - Influence de l'altération de cendres et ponces volcaniques d'âge récent sur la nature, les propriétés et la fertilité des sols aux Nouvelles-Hébrides. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VI, 2, p.203-224.
- ROUSTON R.C., WILDUNG R.E. et GARLAND T.R. (1977) - Mineral weathering in an arid watershed containing soil developed from mixed basaltic felsic parent materials. *Soil Sc.*, 124, 6, p. 303-308.
- RUELLAN A. (1971) - Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la basse Moulouya. *Mém. ORSTOM* n°54, 302 p.
- SIEFFERMANN G., JEHL G. et MILLOT G. (1968) - Allophanes et minéraux argileux des altérations récentes des basaltes du Mont Cameroun. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, XX, p. 109-129.
- SINGER A. (1978) - The nature of basalt weathering in Israel. *Soil Sc.*, 125, 4, p. 217-225.
- SNOUSSI M. (1986) - Nature, estimation et comparaison des flux de matières issus des bassins versants de l'Adour (France), du Sebou, de l'Oum-Er-Rbia et du Souss (Maroc). Impact du climat sur les apports fluviaux à l'Océan. Thèse doct. Etat Sc., Bordeaux I, 409 p.
- WHITE R. W. et SARCIA C. (1978) - Natural and artificial weathering of basalt, northwestern United States. *Bull. BRGM*, II, 1, p. 1-29.
- YODER H.S. et TILLEY C.E. (1962) - Origin of basalt magmas on experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3, p. 342-532.