



HAL
open science

Les altérites fossilisées par des coulées de lave : valeur paléoclimatique et implications géomorphologiques ; l'exemple de l'Auvergne, de l'Aubrac et du Velay.

Guillaume Pierre

► To cite this version:

Guillaume Pierre. Les altérites fossilisées par des coulées de lave : valeur paléoclimatique et implications géomorphologiques ; l'exemple de l'Auvergne, de l'Aubrac et du Velay.. Sciences de la Terre. Université Panthéon-Sorbonne - Paris I, 1989. Français. NNT: . tel-00950006

HAL Id: tel-00950006

<https://theses.hal.science/tel-00950006>

Submitted on 20 Feb 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Paris–1
Panthéon–Sorbonne

Laboratoire de Géographie Physique
URA DO141 CNRS–Meudon

**Les altérites fossilisées par des coulées de lave :
Valeur paléoclimatique et implications géomorphologiques ;
l'exemple de l'Auvergne, de l'Aubrac et du Velay**

Thèse (Nouveau Régime) présentée à
l'Université de Paris–1 Panthéon–Sorbonne
pour obtenir le titre de Docteur

SPÉCIALITE : GÉOGRAPHIE
OPTION : GÉOMORPHOLOGIE

par

Guillaume PIERRE

soutenue le 1^{er} décembre 1989 devant la commission d'examen composée de :

Madame Brigitte Coque, Université de Paris–1, examinateur
Messieurs Jean Dejou, INRA–Clermont-Ferrand, examinateur
 Alain Godard, Université de Paris–1, directeur
 Yannick Lageat, Université de Clermont–2, rapporteur
 Michel Robert, INRA–Versailles, rapporteur

PIERRE (G.). Les altérites fossilisées par des coulées de lave : valeur paléoclimatique et implications géomorphologiques ; l'exemple de l'Auvergne, de l'Aubrac et du Velay. France : Université de Paris-I. Thèse de Doctorat : Godard (A.), dir.1989/12/01. 173 p., 33 fig., 45 tabl., 18 pl. phot., bibliogr. (141 réf.) – *RESBGI*.

Résumé

La valeur paléoclimatique des altérites fossilisées par des coulées de lave est approchée par le biais d'analyses minéralogiques, géochimiques et micromorphologiques. Le thermométamorphisme syneffusif et l'évolution posteffusive ont des effets facilement isolables et ne dénaturent pas les profils fossilisés. La comparaison des différents profils permet de distinguer trois générations d'altérites dont l'âge est déterminé par l'âge des coulées fossilisantes. Les profils miocènes sont caractérisés par une altération de type fersiallitique à ferrugineux. Les profils plio-pléistocènes sont de type bisiallitiques (s. l.), et le Pléistocène supérieur ne livre que des arènes ménagées sans transformations notables. La présence, sur un même plan topographique, d'altérites diversement évoluées évoque une évolution ralentie du Massif Central du Miocène à nos jours. - (L'A.)

Mots-clés

Formation superficielle ; Météorisation ; Altérite granitique ; Paléogéographie ; Paléoclimatologie ; Géochimie ; Minéralogie ; Microstructure ; Néogène ; Volcanisme ; Coulée de lave ; France ; Massif Central ; Auvergne ; Aubrac ; Velay ; Géographie physique.

Avant propos

Cette thèse a été préparée au sein de l'équipe "Géomorphologie des Socles" du Laboratoire de Géographie Physique "Pierre Birot" du CNRS–Meudon, et sa réalisation, des premières missions de terrain à la mise en page finale, doit beaucoup à l'appui intellectuel, matériel et amical de toute l'équipe de l'URA D0141.

Monsieur Yannick Lageat a eu l'idée de cette étude et me l'a exposée en termes clairs et précis lors de notre première rencontre. De ce prologue j'ai tiré l'énergie nécessaire pour accomplir ce qui m'était demandé.

Monsieur Alain Godard s'est porté garant et a suivi avec efficacité et confiance l'élaboration de ce travail. Ses conseils et ses encouragements sont toujours venus à point nommé pour m'éviter des égarements scientifiques aussi bien que moraux.

Accueilli dans le laboratoire qu'il dirige, le laboratoire de Géographie Physique, j'ai pu bénéficier des compétences de Madame Ana Andrieu (chimie), de Madame Catherine Kuzuoglu (sédimentologie) et de Monsieur Claude Guez (minéralogie). Grâce à leur bienveillance, les premiers résultats analytiques ne se sont pas fait attendre.

J'ai en outre bénéficié de l'expérience et des méthodes de travail de trois laboratoires qui sont, dans l'ordre de mes investigations successives :

Le laboratoire de Géologie–Pédologie de l'INA–Grignon, où Monsieur Nicolas Fedoroff m'a fait profiter de ses connaissances en micromorphologie, au cours de plusieurs séances de travail. Monsieur Pierre Guilloché s'est chargé de la confection d'une part des lames minces.

Le Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen, où Monsieur Jean-Pierre Lautridou m'a plusieurs fois accueilli et où Messieurs Jean-Louis Dumont et Jacques Quillard ont pris en charge bon nombre d'analyses chimiques. Monsieur Jean-Louis Dumont s'est tout particulièrement intéressé aux résultats, et les discussions que nous avons eues ont été fructueuses. Avec le même intérêt, Madame Brigitte Van Vliet-Lanoë s'est impliquée dans l'étude des lames minces, préparées par Monsieur C. Blanchet.

Le laboratoire de Science du Sol de l'INRA–Versailles, où Monsieur Michel Robert m'a fait part de ses remarques avisées concernant les résultats des analyses prises en charge par Monsieur Michel Hervio (ATD et RX) et Madame Françoise Elsass (MET).

Parmi les nombreuses personnes qui, par leurs idées et leurs conseils ont contribué à ce travail, je tiens à citer Monsieur Jean Dejou et Monsieur Alain de Goër de Herve, ainsi que Madame Brigitte Coque qui a accepté de participer au jury.

Que chacun trouve ici l'expression de ma reconnaissance sincère.

Table des Matières

INTRODUCTION.....	6
PREMIÈRE PARTIE : L'INFLUENCE DE L'ENVIRONNEMENT VOLCANIQUE	8
I. LES MODIFICATIONS SYNCHRONES DE L'EFFUSION.....	9
1. LE CHOC THERMIQUE	9
1.1. TEMPÉRATURE DE LA COULÉE ET DIFFUSION DE LA CHALEUR : RAPPEL	9
1.2. EFFETS DU CHOC THERMIQUE SUR LE SUBSTRAT	10
1.2.1. LES ENSEIGNEMENTS DE L'INDUSTRIE CERAMIQUE	10
1.2.2. LA CUISSON	11
1.2.3. LA RUBÉFACTION	15
1.2.4. MANTEAU THERMIQUE	19
2. LE DEUTERISME	20
2.1. DÉFINITION ET RAPPEL DE LA THÉORIE	20
2.2. DISCUSSION	21
2.3. LE CAS DE THEIX.....	23
2.4. ARGILES FUMEROLLIENNES	26
II. L'ÉVOLUTION POSTÉRIEURE À LA MISE EN PLACE DE LA COULÉE	27
1. PERMÉABILITÉ EN GRAND DU BASALTE : RAPPEL	27
2. CONTAMINATIONS	27
2.1. LIXIVIATION	29
2.2. ILLUVIATION.....	34
2.3. ROLE PROTECTEUR DES PYROCLASTITES.....	35
2.4. LE GYPSE.....	36
CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE	38
DEUXIÈME PARTIE : ÉTUDE DES FORMATIONS FOSSILISÉES	39
I. PROBLÉMATIQUE.....	40
II. LA DIVERSITÉ D'ORIGINE DES FORMATIONS INTRABASALTIQUES	42
1. LES TUF INTRA- OU INFRABASALTIQUES	42
AULAC	42
2. VALEUR PALÉOCLIMATIQUE DES PÉDOGENÈSES (S.S.)	47
MACHABERT	47
PUY COURNY	48
3. LES "RED-PARTINGS"	51
MOUDEYRES	53
4. CONCLUSION	53
III. LES ALTÉRITES GRANITIQUES FOSSILISÉES	55
1. DATATION DES COULÉES	55
2. LES COUPES	57
2.1. LES ALTÉRITES ANTÉRIEURES À 8 Ma	58
LA BIÈRE	58
MÉZILHAC	61
OULHOU	64
ENGLES	67
2.2. LES ALTÉRITES D'ÂGE PLIOCÈNE À PLÉISTOCÈNE MOYEN	71
CHOMEILLES	71
RAVEL	72
SENÈZE	73
MONTAGNE PERCÉE	75
FAVARD, CHOMEILLES II, THEIX	75
2.3. LES PROFILS RAPPORTÉS AU QUATERNAIRE RÉCENT	76
AYDAT, MONTEILLES	76
IV. ENSEIGNEMENTS D'ORDRE PALÉOCLIMATIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE	80
1. SIGNIFICATION DES ALTÉRITES GRANITIQUES IN SITU	80
1.1. EXISTENCE D'ALTÉRITES <i>IN SITU</i> MIOCÈNES.....	80
1.2. MONOTONIE DE L'ALTÉRATION PLIO-PLÉISTOCÈNE.....	82

1.3. APPROCHE DU SYSTÈME MORPHOCLIMATIQUE NÉOGÈNE	83
2. ESSAI DE BILAN ALTÉRATION / ABLATION	84
2.1. SITE DE THEIX	84
2.2. SITE DE CHOMEILLES	86
3. QUELQUES CONTEXTES MORPHODYNAMIQUES	87
3.1. AU MIOCÈNE	87
OULHOU	87
ENGLES	88
3.2. AU PLIOCÈNE	89
3.3. AU QUATERNAIRE	90
MONTAGNE PERCÉE	90
AYDAT	93
CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE	94
CONCLUSION GÉNÉRALE	95
RÉSUMÉ	96
ABSTRACT	98
BIBLIOGRAPHIE	100
CARTES	108
TABLE DES FIGURES	109
TABLEAUX	109
TABLE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	110

INTRODUCTION

Le débat portant sur la nature, l'âge et la signification des manteaux d'altérites sur socle cristallin – paléoaltérites ou "vieilles altérites" – est abordé sous un angle nouveau : l'évaluation de la valeur paléoclimatique des altérites fossilisées par des coulées de lave d'âges variés. En effet, on sait que ces formations tendent à conserver la marque imprimée par les climats successifs sous lesquels elles ont évolué (marque qui doit parfois être relativisée). Mais il ne saurait être question pour autant d'exploiter le message que nous livrent les formations fossilisées sans s'assurer au préalable de la bonne conservation de leur identité d'origine.

Un thermométamorphisme au moment de la mise en place de la coulée, tout comme une cryptoévolution du profil fossilisé n'ont-ils pu entraîner des modifications d'ordre chimique, minéralogique et structural dans le substrat ?

Il convient donc d'évaluer ces modifications afin d'isoler ce qui est susceptible de relever spécifiquement d'une évolution météorique avant fossilisation, et ce qui peut être dû à une évolution influencée par l'environnement volcanique. Afin de serrer au plus près les interactions possibles entre une coulée et son substratum, cette étude portera sur deux types d'altérites fossilisées – basaltiques et granitiques.

Si le message que contiennent les altérites piégées n'a pas été brouillé, en tenant compte de la fourchette d'âge fournie par les coulées (de la fin du Miocène au Quaternaire récent) il devient possible :

- de s'interroger sur la nature – et même l'existence – des altérites *in situ* néogènes. En effet, le Massif Central n'ayant pas livré jusqu'ici de telles formations (l'attribution de certaines coupes au Pliocène reposant sur des critères discutables), le type d'altération et le type d'érosion pour cette période restent une énigme ;

- de comparer entre eux les profils sur une base chronologique solide, en espérant trouver des *générations* d'altérites au cours de la période allant du Miocène au Quaternaire récent.

Les formations intrabasaltiques, toujours considérées comme des paléosols fersiallitiques miocènes, font l'objet d'une étude qui relativise beaucoup leur valeur paléoclimatique, et montre les limites d'une comparaison avec les altérites granitiques fossilisées.

Cette étude s'appuie sur l'analyse détaillée de vingt quatre coupes appartenant à plusieurs régions volcanisées du Massif Central français. Si le nombre de ces coupes est suffisant pour que les résultats concernant l'influence de l'environnement volcanique et l'étude comparée des altérites soient significatifs, leur répartition géographique ne permet cependant pas de tirer des conclusions géomorphologiques de caractère régional.

Toutefois, dans la mesure où les questions soulevées trouvent une réponse, deux implications d'ordre géomorphologique et à valeur locale apparaissent au terme de ce travail :

- dans la mesure où l'on reconnaît plusieurs générations d'altérites et que les coulées fossilisantes sont précisément datées, un bilan altération/ablation peut être avancé.

- si des formations déplacées s'intercalent entre substratum et coulée, quelques contextes morphodynamiques de façonnement des versants à des périodes déterminées par l'âge des coulées sus-jacentes peuvent être restitués.

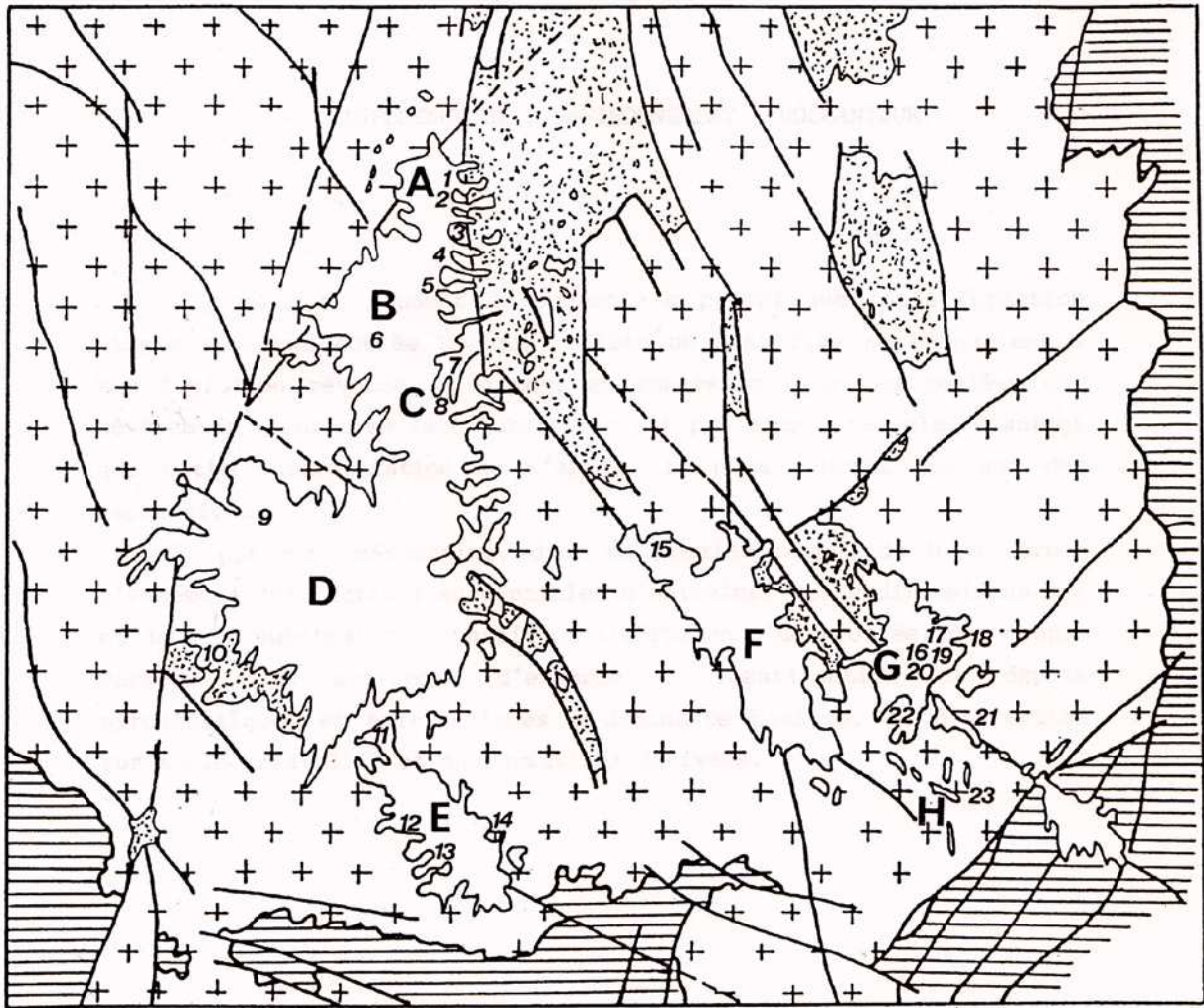
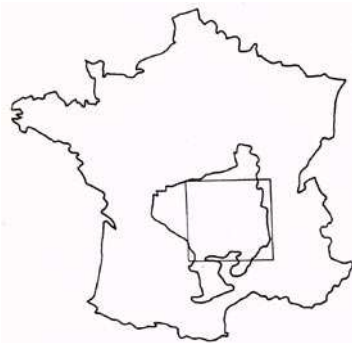


Figure 1. Carte de localisation. A : Chaîne des Puy. 1. Montagne Percée, 2. Montroudeix, 3. Theix, 4. Aydat. B : Mont Dore. 5. Chomeilles, 6. Ravel. C : Cézallier. 7. La Chavade, 8. Favard. D : Cantal. 9. Aulac, 10. Puy Courny. E : Aubrac. 11. Cantoin, 12. Englès, 13. Oulhou, 14. Saint-Urcize. F : Devès. 15. Senèze. G : Velay. 16. Bournac, 17. Machabert, 18. La Bière, 19. Moudeyres, 20. Beauregard, 21. Mézilhac, 22. Monteilles. H : Bas-Vivarais. 23. Ray-Pic. (Contours géologiques d'après A. de Goer, 1972).



Première partie :
L'INFLUENCE DE L'ENVIRONNEMENT VOLCANIQUE

Il n'est pas prudent de supposer *a priori* que toute formation piégée sous une coulée lavique reflète un état figé se rapportant à une évolution révolue. Affirmer, au contraire, que les coulées ont sévèrement transformé leur substrat n'est pas plus recevable, d'autant que cette interprétation ne s'appuie le plus souvent que sur des impressions.

Il est donc nécessaire, dans un premier temps, de bien cerner l'ensemble des facteurs susceptibles d'entraîner des modifications sur et dans un substratum, à partir de l'effusion d'une coulée. Des coupes variées nous serviront d'exemple : fossilisation de dépôts pyroclastiques et épicyclastiques à dominante basique, ou d'altérites sur socle cristallin et de formations dérivées.

I. LES MODIFICATIONS SYNCHRONES DE L'EFFUSION

Au moment de l'effusion, la chaleur émise par la coulée induit un thermométamorphisme (*s.l.*) qu'il convient d'évaluer.

1. LE CHOC THERMIQUE

1.1. TEMPÉRATURE DE LA COULÉE ET DIFFUSION DE LA CHALEUR : RAPPEL

Les données concernant la température des laves et des pyroclastites au moment de leur mise en place, ainsi que la diffusion de la chaleur vers le substratum ont été appréhendées de façon indirecte (Maury, 1976 ; Maury et Mervoyer, 1973). La méthode employée consiste à étudier les restes de matière organique carbonisée des formations fossilisées (bois et acides humiques) par spectrométrie infrarouge et analyse chimique globale. Les résultats sont comparés à ceux obtenus en laboratoire sur des échantillons similaires, dégradés expérimentalement, à des températures connues et en l'absence d'oxygène. Prenons l'exemple du bois (Maury) : les étapes de sa dégradation sont marquées par des modifications du spectre infrarouge, traduisant une déshydratation à partir de 200°C, une destruction des celluloses et lignines vers 275–300°C, et une évolution progressive amenant à la carbonisation totale jusqu'à 500°C. Les analyses chimiques globales mettent en valeur des variations de teneur en carbone, hydrogène et oxygène, elles-mêmes ramenées à des températures par le biais de l'expérimentation.

Comme le laissent supposer les principales étapes de dégradation thermique du bois, les valeurs obtenues sont très différentes des valeurs théoriques. En effet, si la température interne d'une coulée au moment de sa mise en place est correctement estimée à partir de l'étude des paragenèses minérales, les calculs théoriques de diffusion ne donnent pas une bonne image de la propagation de la chaleur dans le substrat. D'après Jaeger (1957 ; cité par Maury, 1975), en attribuant à un basalte une température de 1100°C, une diffusivité thermique de $0,01 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et une chaleur latente de $100 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1}$, la température devrait atteindre à la semelle de la coulée 550°C à 750°C, et l'isotherme 200°C se trouverait enfoui à une profondeur de 10 à 15 mètres dans le substrat. Les marges de température et de profondeur tiennent à la nature de ce dernier. L'étude des matières organiques carbonisées donne des températures bien moindres, de l'ordre de 400°C au contact, et rapidement inférieures à 200°C au delà de quelques dizaines de centimètres (Maury, 1975).

Si l'élévation de la température dans un substrat au contact d'une coulée est relativement modeste, il reste nécessaire – dans le but d'évaluer les effets d'un "choc thermique" – de prendre en compte la durée de l'action thermique, qui dépend de la masse de l'épanchement et de la vitesse de refroidissement. Faisons appel à des données théoriques et expérimentales (Maury et Mervoyer, 1973). Les calculs faits par ces deux auteurs, selon la méthode de Jaeger, appliqués à des intrusions basaltiques recoupant des pélites donnent les valeurs suivantes : Il faut, pour prendre un exemple, 500 heures pour atteindre 400°C à 50 cm d'un filon de 4 m d'épaisseur ; pour un même laps de temps et une même distance, la température sera de 350°C pour un filon épais d'un mètre, et 260°C pour une épaisseur de 0,7 mètre, toutes choses égales par ailleurs.

Il est probable que ces résultats, quand bien même nous en accepterions la valeur¹, ne sont pas directement applicables à l'exemple d'une coulée. Il est cependant raisonnable d'admettre que l'élévation de la température dans les substrats fossilisés est, en partie, fonction de la masse de l'épanchement et/ou de sa durée.

1.2. EFFETS DU CHOC THERMIQUE SUR LE SUBSTRAT

1.2.1. LES ENSEIGNEMENTS DE L'INDUSTRIE CÉRAMIQUE

L'aspect compacté de certaines formations, ainsi qu'une couleur rouge systématiquement rattachée par les auteurs à la présence de coulées, ont contribué à ancrer l'idée d'une cuisson et d'une "oxydation thermique" par les laves, comparables à celles qui se produisent dans un four de potier. Un bref rappel des usages de l'industrie céramique va nous permettre d'apprécier à leur juste valeur les effets du choc thermique dans des conditions naturelles.

Kaolinite

450–600°	déshydroxylation	DH croît jusqu'à 600°C	métakaolin (fixe H ₂ O)
600–900°C	-	DH se stabilise	cristallisation et diminution de la surface spécifique
900–1000°C	Recristallisation (spinelle Si, Al)	DH décroît	
1000–1100°C	mullite	DH s'annule à 1100°C	-

Illite

20–800°C	déshydratation	700° retrait 800° DH faible	minéraux micacés déshydratés + métakaolin
800–850°C	destruction des minéraux micacés, libération d'hématite	DH augmente beaucoup	phase amorphe
850–950°C	-	DH diminue rapidement	phase amorphe
950–1100°C	mullite et anorthite	DH diminue lentement	phases cristallines

Montmorillonite + 50 % quartz

20–650°C	déshydratation	DH non mesurée	minéral déshydraté
650–800°C	déshydroxylation	DH très faible	minéral totalement déshydraté
800–900°C	destruction + diopside, anorthite et hématite	DH augmente régulièrement	phase en cours de réorganisation
900–1000°C	cristobalite	DH régresse régulièrement	phase en cours de cristallisation

Tableau 1. Comportement de différentes argiles à la cuisson. DH = dilatation à l'humidité, fonction de la cristallinité de la phase argileuse (d'après Albenque, 1974). Noter que la cristallisation d'hématite n'intervient pas avant 800°C et demande une déshydroxylation. La mullite apparaît à 1000°C par recristallisation de la phase amorphe.

¹ Il est notoire que le refroidissement des coulées de lave est rapide, au moins aux épontes, l'écoulement pouvant continuer à l'intérieur d'une mince croûte à très faible conductibilité thermique.

Rappelons que les produits céramiques sont des produits *cuits*, et s'opposent aux produits *séchés* qui gardent une forte dilatation à l'humidité, donc une grande fragilité. La matière première est un mélange argileux – ou argilo-limoneux, ce qui assure une qualité optimale du produit final : une argile trop maigre donne un objet friable, et une argile trop grasse subit un fort retrait à la cuisson. Ce mélange passe d'abord au "séchoir" (étuve à 100°C) où il va se déshydrater lentement, puis au four, où la température atteint communément 1000°C. Après un début de cuisson sensible dès 400°C, il se produit une déshydroxylation qui entraîne une destruction des minéraux (phase amorphe). Le produit n'est achevé qu'au moment de la recristallisation de la phase amorphe entre 800°C et 1000°C. Selon la nature minéralogique du mélange, une rubéfaction plus ou moins vive accompagne la prise. Une poterie "prend" donc en trois temps : déshydratation (en atmosphère sèche), déshydroxylation, recristallisation. Le tableau 1 montre ces différentes étapes pour trois types d'argile.

À la lumière de ces données – propagation de la chaleur sous une coulée, modalités de cuisson d'un mélange argileux à argilo-limoneux – il devient facile de tracer les limites de la cuisson et de la rubéfaction d'un substrat. Compte tenu de la faible élévation de température sous la coulée, dans des conditions plus proches de l'autoclave que de l'étuve, et la plupart du temps pour des formations à teneur en argile granulométrique relativement faible, la cuisson et la rubéfaction semblent fortement compromises².

1.2.2. LA CUISSON

Certaines coupes cependant montrent une prismation calquée sur celle de la coulée, pour des formations d'ailleurs riches en sables : les sables feldspathiques fossilisés des Côtes de Clermont, ou la formation colluviale fossilisée par la coulée du volcan de Senèze (Brivadois). En ce qui concerne la coupe de Senèze, la formation de départ, bien aérée, donc relativement sèche, s'est échauffée dans les limites imposées par la présence d'une brèche, dont la température est évaluée aux alentours de 300–400°C (Maury, 1971). Comme nous avons vu que le réchauffement n'est pas brutal, il faut supposer que c'est au refroidissement – par retrait – que sont apparues les discontinuités. Ces dernières semblent être pour la plupart influencées dans leur localisation par la structure de la formation fossilisée, ce qui pose problème, car le mode de mise en place de cette formation, nous le verrons, efface normalement toute structuration. Le fait est, pourtant, que la prismation du substrat prolonge celle de la coulée – perpendiculaire à la surface de refroidissement – mais avec un angle de 135° environ (fig. 2 et photo a, planche 1).

Il nous semble raisonnable de supposer que la chaleur se propage mieux – par diffusion – dans un sol aéré et par voie gazeuse (l'air), que dans un sol compact, dans lequel par ailleurs la conduction est d'autant plus mauvaise que la phase solide (les minéraux) y est très discontinue. Si le sol n'est pas aéré pour cause de confinement en eau, la propagation sera d'autant plus mauvaise, puisque la vaporisation de l'eau est une des principales raisons de l'abaissement des températures. Il est clair qu'un substrat plus humide, moins perméable et de granulométrie plus fine, les trois aspects étant liés, n'aurait pas été propice au réchauffement, donc à la prismation. Et c'est un fait qu'on ne trouve pas dans le Massif Central de formations ayant ces trois qualités et présentant des figures de retrait. Dans les conditions naturelles, ce sont donc les formations relativement grossières, finalement les plus éloignées dans leur nature du mélange des céramistes, qui sont susceptibles d'enregistrer une cuisson, qui ne rappelle que modestement celle des potiers.

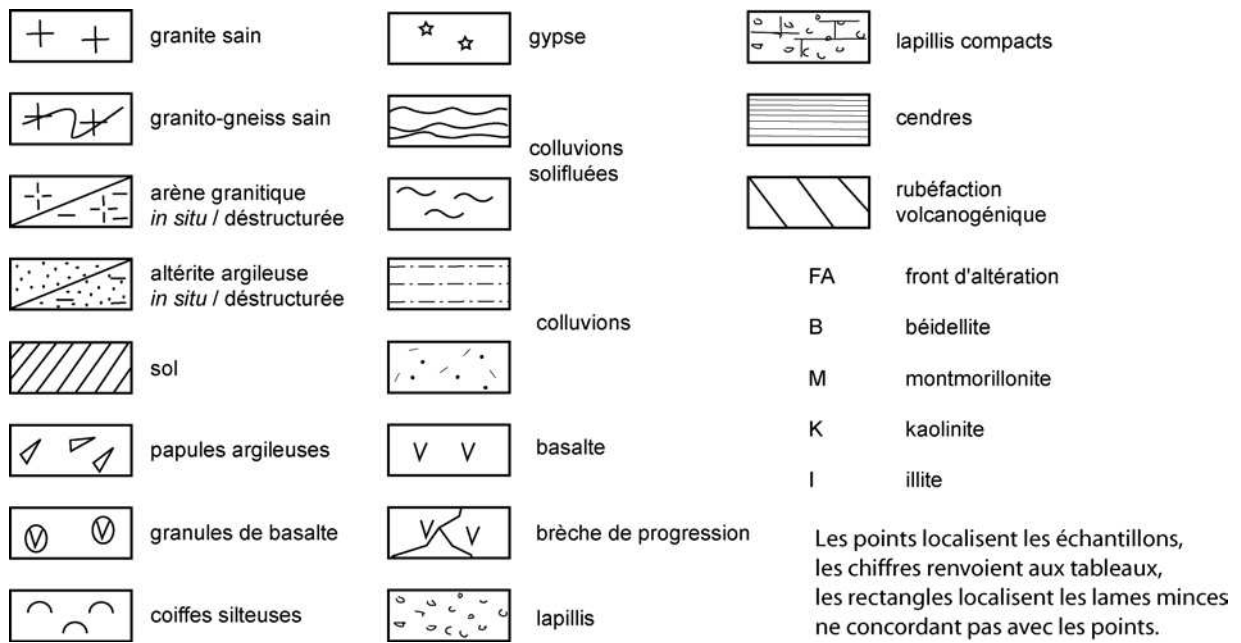
² En ce qui concerne nos échantillons, un maximum de 11 % d'argile pour des formations issues de l'altération de roches granitiques (tableau IV) ; la teneur en fines des "formations rouges" est impossible à déterminer, puisqu'il faudrait broyer la roche pour en faire une granulométrie.



Planche 1.

a) Coupe de Senèze (Brivadois, nord du Devès). La coulée du volcan de Senèze, âgée de 2,4 Ma, fossilise le versant par l'intermédiaire de deux formations colluviales grossières et d'égale épaisseur (50 cm chacune). La prismation volcanogénique ne s'est pas propagée au delà de la discontinuité qui sépare l'altérite du premier train de colluvions. Remarquer l'inflexion des fentes de retrait dans le substrat, et la rubéfaction d'origine météorique de l'altérite in situ.

b) Coupe de Chomeilles (versant oriental du Mont Dore). La coulée (âge probable : 0,6 Ma) vient recouvrir une arène de texture grossière et aérée par l'intermédiaire d'une brèche de progression très compacte, constituée de blocs basaltiques peu scoriacés : toutes les conditions sont réunies pour que le socle s'échauffe et s'assèche.



Légende commune à toutes les coupes.

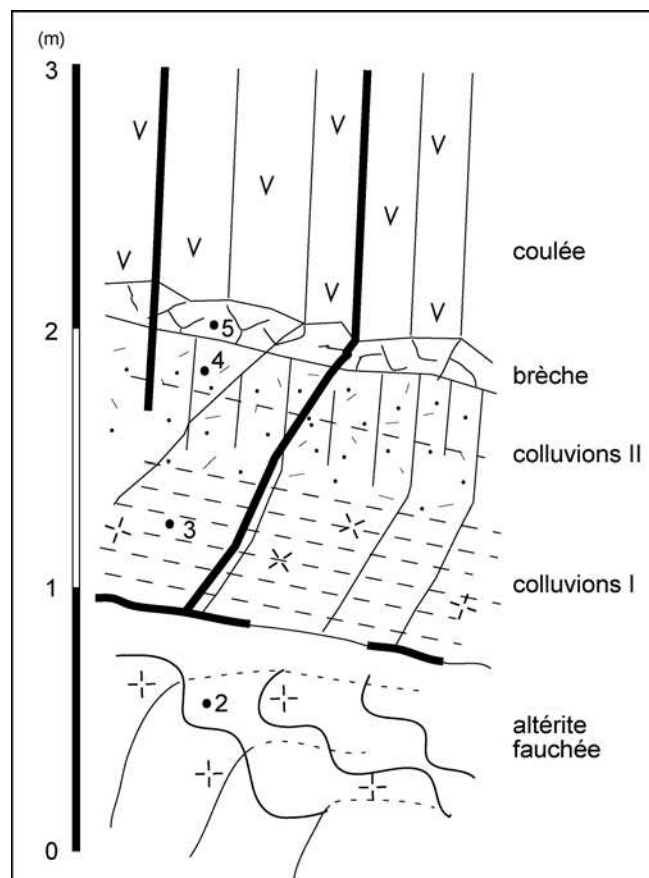


Figure 2. Senèze (Brivadois), coupe schématique. Noter l'inclinaison des fentes de retrait du substrat, et le remplissage argileux de ces fentes (noires), se suivant depuis la coulée jusqu'à la discordance altérite *in situ*-colluvions I. (N.B. : Sur l'ensemble des coupes schématiques, les numéros situent les échantillons analysés, et les rectangles les lames minces en cas de localisation particulière.)



Planche 2

a) Coupe du lac d'Aydat (Chaîne des Puys). Remarquer le manteau de lapillis sains qui a protégé le substrat de toute influence volcanique (épaisseur : 40 à 80 cm).

b) Coupe de La Chavade (Couze de Valbeix, Cézallier). La brèche de progression (scories enveloppées d'argile) a une limite supérieure diffuse et une limite inférieure nette. Entre le dépôt épiclastique rouge et la brèche s'intercale un mince lit de lapillis argilisés qui isole radicalement les deux unités (cf. photo b, planche 5).

1.2.3. LA RUBÉFACTION

La question de la rubéfaction d'un substrat par une coulée est très délicate et nécessite sans doute une étude expérimentale, dans laquelle serait reconstitué le milieu sous coulée. Or de ce milieu nous ne savons que peu de choses, si ce n'est que les températures n'y sont pas très élevées ($< 400^{\circ}\text{C}$), qu'il est autoclave, que l'eau y est vaporisée : pour connaître la pression de vapeur d'eau, il faudrait avoir une idée du degré d'humidité du substratum avant fossilisation.

La rubéfaction dans un contexte pédologique est mieux connue. L'oxydation du fer provoque le passage de la forme Fe^{2+} (fer ferreux, dit réduit, milieu hydromorphe), à la forme Fe^{3+} (fer ferrique, forme oxydée). Le fer oxydé libre peut être amorphe ou cristallisé, les deux formes cristallines les plus courantes dans les sols étant la goethite (hydroxyde $\alpha\text{FeO OH}$) et l'hématite (oxyde anhydre $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$). L'altération météorique de minéraux ferrifères s'accompagne quasi systématiquement d'une oxydation du fer en Fe^{3+} , sans pour autant qu'une rubéfaction apparaisse. La bauerisation de la biotite en est un bon exemple, comme nous le verrons plus loin. Toute analyse chimique d'une arène granitique même peu évoluée et blanche montrera cette oxydation du fer (passage de FeO à Fe_2O_3 sur les tableaux). C'est cette oxydation du fer, puis le passage des formes oxydées amorphes aux formes cryptocristallines (iddingsite, par exemple) puis cristallines anhydres (hématite) par déshydratation, qui engendre la rubéfaction. Ainsi dans les milieux chauds et secs, la cristallisation d'hématite est-elle fréquente (*cf.* sols fersiallitiques).

Les travaux les plus récents (Camus et Kieffer, 1980 ; Chesworth *et al.*, 1983) attribuent la rubéfaction des substratums fossilisés par des coulées à une "oxydation thermique". Kieffer et Camus, à partir d'observations de terrain, pensent qu'un substratum gorgé d'eau et argileux se prêtera à une rubéfaction intense par "oxydation thermique" : "...la rubéfaction est la conséquence visible de l'oxydation thermique très rapide par les coulées de niveaux présentant des caractères les rendant sensibles à cette oxydation. /.../ Les conditions idéales sont réalisées lorsque le niveau concerné est homogène, formé d'une proportion suffisante d'éléments très fins, et contient une certaine quantité d'eau. Le cas le plus favorable, dans les Coirons, est celui des niveaux pyroclastiques vitreux conservés dans des dépressions. Ils sont facilement altérés par l'action météorique qui, en amenuisant la taille des éléments, développe une fraction fine. Celle-ci, à son tour, peut mieux retenir l'eau infiltrée."

Les deux auteurs, s'appuyant sur les résultats analytiques de Person (1978), affirment par ailleurs que l'hématite qui colore le substrat trouve son origine dans ce processus thermique. Cependant :

1) L'oxydation (*s.s.*) est déjà réalisée, avant fossilisation, si l'on part du postulat que le substratum a subi une argilification intense par altération météorique : ce que font les auteurs. Le terme d'"oxydation thermique" pour désigner la cristallisation d'hématite est donc impropre : si l'hématite est liée à l'effusion et se forme comme dans un sol, il y a plutôt eu aération et dessiccation. D'ailleurs l' H_2O vaporisée, en l'absence d'ions oxydants intrus, n'a pas les propriétés oxydantes de O_2 , car la molécule H_2O reste stable jusqu'à 1500°C , température pas même atteinte dans la coulée. Si c'était le cas, on ne trouverait pas les précieux bois carbonisés, dont la non-combustion est liée à l'absence d'oxygène.

2) Dans un milieu subaérien, l'hématite se forme par déshydratation : cette déshydratation est-elle possible à l'autoclave sous une coulée ? Si oui, il faut supposer que le substrat n'est pas gorgé d'eau : le réchauffement dû à la coulée peut alors expliquer la cristallisation du Fe^{3+} amorphe en hématite, en milieu sec. Le processus a toute chance d'être rapide, puisque la cristallisation est accélérée par l'élévation de température.

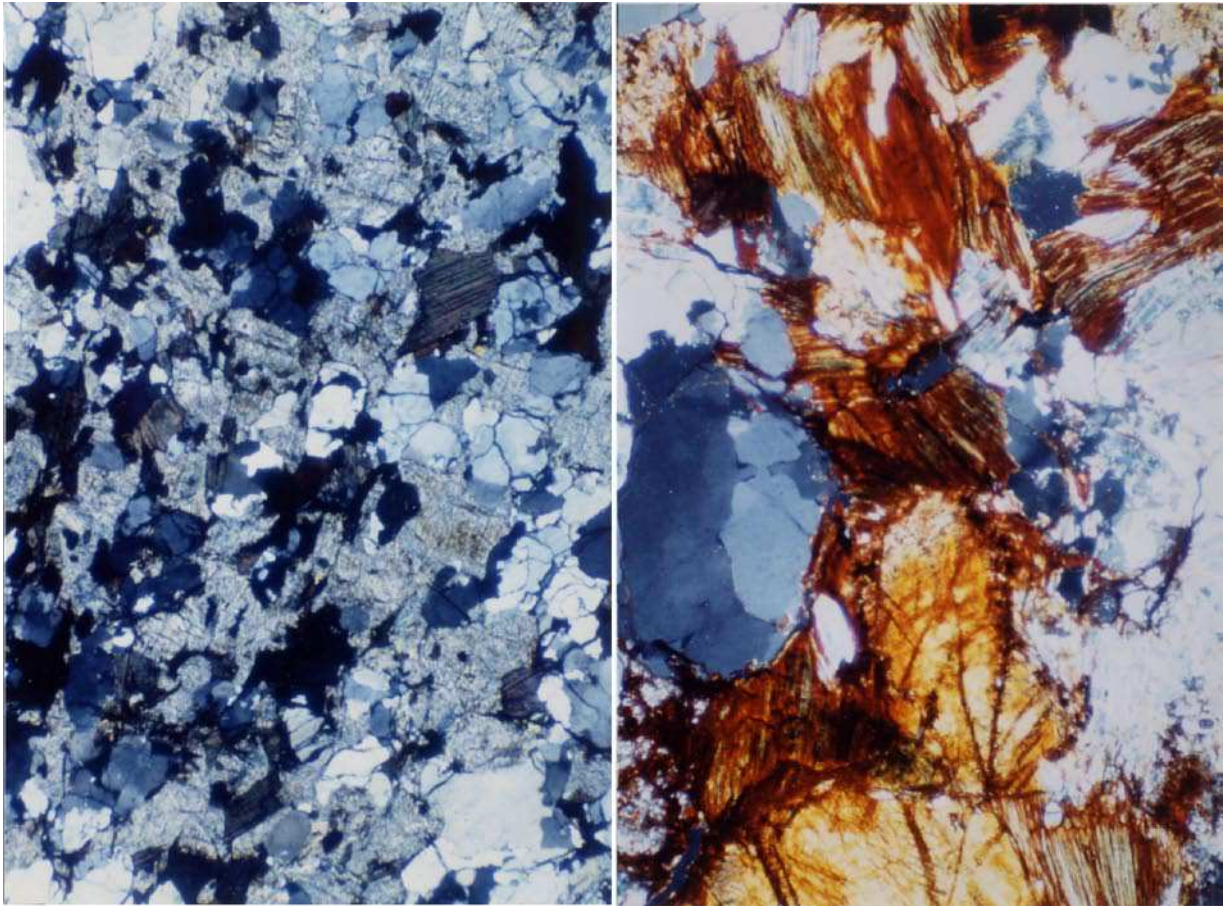


Planche 3

- a) Chomeilles 1, zone non rubéfiée, vue d'ensemble du complexe d'altération. Feldspaths, quartz, cordiérite pinitisée, biotite (x 1.6, LP).
- b) Chomeilles 2, zone rubéfiée. Cordiérite pinitisée et biotite bauerisée. La couleur rouge est due à la cristallisation du fer exsudé (x 4, LPC).

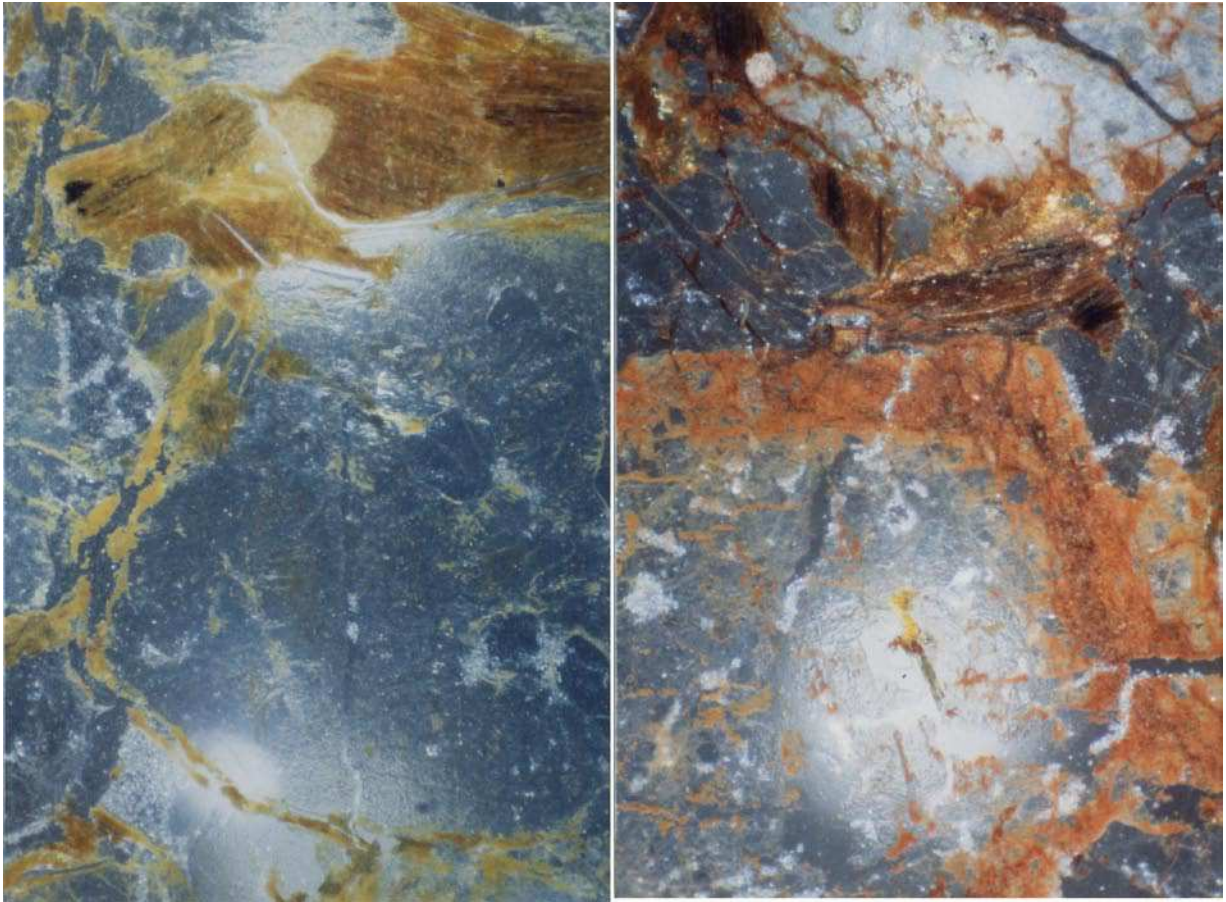


Planche 4

- a) Chomeilles 1, le fer exsudé des biotites a cristallisé en goethite (orangée) (x 10, LTr.).
b) Chomeilles 2, le même fer, en bordure d'un feldspath, a probablement la forme cristalline Fe_2O_3 .

Une coupe illustre ce processus probable : à Chomeilles (Mont Dore) une coulée repose sur une arène granitique (*s.l.*) grossière, par l'intermédiaire d'une brèche massive, donc relativement conductrice. Le substratum est rubéfié sur une frange d'un mètre d'épaisseur parallèle à la semelle de la coulée (photo b, planche 1). L'étude diffractométrique (poudre totale) et micromorphologique du matériel rubéfié permet de déceler la présence d'hématite, caractérisée par les raies 2.69 Å, 2.49 Å et 3.65 Å, qui envahit le réseau de vides de la roche altérée, à partir des cristaux de biotite exsudés (photo b, planche 3). Une lame mince dans un échantillon non rubéfié montre ces mêmes biotites bauerisées, c'est-à-dire affectées par une oxydation et une exsudation concomitantes de fer amorphe, n'entraînant pratiquement pas de rubéfaction (photo a, planche 3).

L'altération des plagioclases dans l'arène blanche se traduit entre autres par l'apparition, en bordure interne des minéraux, d'oxydes opaques mais orangés en lumière transmise. Dans l'arène rubéfiée, ce liseré, plus développé, prend une couleur rouge vif en lumière transmise : c'est la traduction optique du passage d'une phase amorphe comprenant un peu de goethite (orangée) à une phase hématitique (rouge) (photo a et b, planche 4). La transformation d'oxydes amorphes en hématite ne demande pratiquement qu'une dessiccation (contrairement au passage de la goethite à l'hématite qui nécessite une dissolution suivie d'une recristallisation ; Schwertmann, 1984).

L'oxydation préalable du fer, suivie d'un assèchement par recul du "front d'hydratation" de l'arène, dû à la mise en place de la coulée, est compatible avec une cristallisation d'hématite. Par conséquent, le milieu autoclave créé par l'effusion est compensé par la bonne aération de l'arène : l'eau peut reculer dans le profil, ce qui ne serait pas le cas pour un milieu engorgé. Si l'on juge qu'un tel processus n'est pas envisageable, on doit alors supposer que les conditions de pression de vapeur d'eau et de température qui règnent sous une coulée autorisent la formation d'hématite – ce que seule une expérimentation peut dire – ou encore que la présence de formes cristallines d'oxydes ferriques est antévolcanique. Nous en reparlerons.

Pour être complet, il faut encore évoquer l'origine volcanologique (*s.s.*) possible de l'hématite, à partir de sublimés tel que FeCl₃ (Rittmann, 1963). La précipitation de chlorure de fer sous l'action de la vapeur d'eau, a pour résultat la formation d'hématite (oligiste) : nous l'évoquerons à propos des "red-partings". Mais dans le cas qui nous intéresse ici, peut-on supposer que des fumerolles "sans racine" contenant de tels sublimés, puissent rubéfier un substrat en laissant indemnes coulées et brèches de progression ? Jamais en effet une rubéfaction, même diffuse, n'affecte les coulées fossilisantes.

Il faut cependant expliquer la rubéfaction des tufs intrabasaltiques. Pour ne prendre qu'un exemple, l'oxydation par altération météorique de l'olivine et sa pseudomorphose en iddingsite (mélange de goethite, d'oxydes amorphes et d'argiles 2/1), conféreront à la formation qui les contient une couleur rouge. La rubéfaction plus ou moins poussée des tufs, matériel altérable s'il en est, trouve là une explication simple. Quant à l'intensité du phénomène, dont la variabilité a incité les auteurs à se tourner vers "l'oxydation thermique", elle sera abordée en deuxième partie.

Il n'est donc pas prudent, en l'absence d'expérimentation, d'attribuer systématiquement la rubéfaction à la venue d'une coulée. Compte tenu de ce que l'on sait du domaine de stabilité de l'hématite, il paraît contradictoire de dire qu'un substrat riche en argile et en eau est propice à la rubéfaction volcanogénique. Selon nous, ce sont les conditions opposées (matériel ressué et grossier) qui définissent le milieu idéal. C'est du moins ce que montre la coupe de Chomeilles, dont la couleur n'est certainement pas antévolcanique, à l'inverse des tufs.

1.2.4. MANTEAU THERMIQUE

Il existe un facteur qui limite, voire élimine tout thermométamorphisme, même si le substrat s'y prête : la présence d'épaisses brèches de progression ou l'intercalation de manteaux téphriques. L'étude des bois fossilisés (Maury, 1976) a permis d'évaluer la température de chute des téphras à moins de 300°C, quelle que soit la distance au cratère. D'autre part, les unités pyroclastiques sont caractérisées par un fort gradient de refroidissement aux épontes. Dans ces conditions, non seulement les téphras restent sans effet sur le substrat, mais encore le protègent des effusions postérieures. Un bon exemple en est donné par la coupe de Aydat (Chaîne des Puys) où le substrat est resté hors de portée de tout métamorphisme thermique, grâce à la présence d'un épais manteau de lapillis (photo a, planche 2). Enfin, en règle générale, quand une épaisse brèche de progression s'intercale entre le substrat et la coulée, il ne se produit ni cuisson, ni rubéfaction (Chomeilles II, Englès, La Bière, Oulhou). Le cas de la coupe de La Chavade, sur lequel nous reviendrons, est différent, puisque selon nous, la rubéfaction du substrat existait avant la mise en place de l'ensemble brèche-coulée. Cependant, si la brèche est massive (indépendamment de son épaisseur), ou trop mince, son rôle protecteur en sera réduit : cela explique que les deux coupes de Chomeilles et de Senèze aient subi l'une une rubéfaction, l'autre une cuisson. En outre, une modification de la paragenèse argileuse héritée de l'altération météorique est sensible dans les deux profils.

À Chomeilles, l'ensemble *in situ* est recouvert d'un dépôt d'une dizaine de centimètres, qui remanie l'arène sous-jacente et du matériel basaltique (fig. 3). Il est surprenant, compte tenu de la nature du mélange, de n'y trouver que de l'illite dans la fraction fine (< 20 µm) : la kaolinite héritée de l'arène a-t-elle été détruite par une élévation de la température ? Ce n'est pas impossible, si l'on tient compte de la massivité de la brèche qui s'intercale entre coulée et substrat. Cette massivité – les éléments ne sont pas scoriacés et presque soudés – implique une meilleure conductibilité du matériel. La température a pu alors atteindre, dans les dix premiers centimètres, des valeurs proches de 500°C nécessaires à la destruction de la kaolinite. Que ce phénomène n'affecte que le mince dépôt n'est pas un hasard : outre sa texture propre, la discontinuité qui le sépare de l'arène a dû créer un palier dans le gradient thermique, limitant la hausse de température dans le reste du profil.

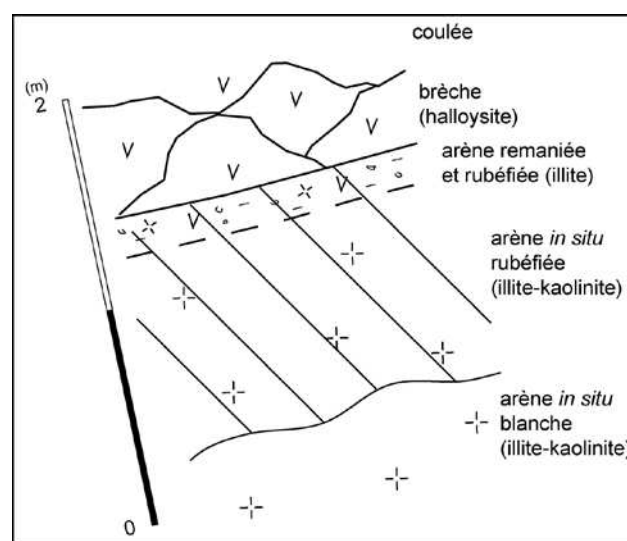


Figure 3. Chomeilles (Mont Dore), coupe schématique. Noter l'absence de kaolinite dans la partie remaniée du profil (arène + basalte + lapillis), et l'absence d'illuviation de l'argile basaltique (halloysite).

Quant à la coupe de Senèze, l'absence de kaolinite dans le niveau colluvial inférieur – pourtant très proche, par sa composition et son degré d'évolution, de l'altérite *in situ*, qui en contient – s'explique de la même façon. Ici, la zone de destruction de la kaolinite est limitée vers le bas par la discontinuité qui sépare l'altération *in situ* du premier train de colluvions (fig. 2). Il convient de remarquer que si la kaolinite, dans ces deux exemples, disparaît, aucun minéral de haute température ne la remplace. La présence de mullite (Campy et Macaire, 1989) signifierait une hausse de température d'au moins 1000°C (tableau 1), laquelle est improbable.

L'impact thermique d'une coulée sur son substrat dépend donc de la nature de ce dernier (aération et teneur en eau, granulométrie) mais aussi du type de dynamique volcanique : l'abondance de pyroclastites est un facteur limitant. Dans le meilleur des cas, les modifications structurales se limitent à une prismation si le matériel est aéré et pas trop humide. Cette structure est plus le fait d'une rétraction au refroidissement que d'une cuisson (*s.s.*). La phase amorphe ferrique peut subir un début de cristallisation entraînant une rubéfaction volcanogénique (Nous verrons dans la deuxième partie que la micromorphologie permet facilement de faire la part de ce qui revient à la rubéfaction pédogénétique et à celle volcanogénique). Une modification minéralogique de la paragenèse argileuse héritée de l'altération météorique antéeffusive accompagne ces deux phénomènes.

2. LE DEUTÉRISME

2.1. DÉFINITION ET RAPPEL DE LA THÉORIE

Une recherche sur les néoformations argileuses dans l'environnement volcanique a amené Person (Mélières et Person, 1978) à définir un modèle d'altération deutérique de la base des coulées au moment de leur mise en place, entraînant sous l'action de l'eau vaporisée du substrat, la formation de minéraux hydroxylés. Le terme "deutérique" est ici détourné de son sens originel, puisque selon Raoult et Foucault (1980) il se définit ainsi : "Modification de roches magmatiques avec genèse de minéraux hydroxylés, sous l'action de fluides hydrothermaux (eaux deutériques) provenant du magma lui-même dans sa dernière phase d'évolution et de consolidation". Il convient donc de préciser qu'ici, l'eau est fournie par le substratum.

La coupe type qui a permis de définir ce modèle est celle de La Chavade (Couze de Valbeileix, Cézallier). Elle présente, du haut vers le bas : la coulée franche (téphrite à analcime), la semelle scoriacée (basalte plus ou moins frais et scoriacé enrobé dans une matrice argileuse). La limite supérieure de cette brèche est diffuse, la limite inférieure, rectiligne. Un liseré de trois centimètres de lapillis argilisés s'intercale entre l'ensemble brèche-coulée et le substrat. Ce dernier semble être plus compact dans sa partie supérieure, mais reste homogène dans l'ensemble. Il s'agit d'un épais dépôt épicyclastique (photo b, planche 2).

La question que pose Person est celle de la genèse des minéraux argileux constitutifs de la brèche sous coulée. Selon cet auteur, l'épanchement d'une coulée sur un substratum détrempé entraîne une hydrolyse intense du matériel éruptif, l'eau du substratum étant rapidement vaporisée tout en restant emprisonnée sous la lave (condition d'autoclave). Les ions libérés rentrent dans la constitution de néoformations argileuses de basse température (smectites ferriques) "dès que les conditions thermodynamiques le permettent". Des injections d'hydrolysats dues à des explosions de type "volcan sans racine" se résolvent vers le bas – direction

qui offre une résistance moindre – donnant naissance à des filonnets de smectite qui recourent les structures du substratum.

2.2. DISCUSSION

Compte tenu de ce qui a été dit dans le chapitre précédent, et des résultats analytiques obtenus sur d'autres coupes présentant des faciès similaires, nous sommes tentés d'émettre quelques critiques concernant ce modèle. Tout d'abord, il est difficile de ne pas admettre qu'il existe une convergence frappante de faciès entre "brèche deutérique" (type La Chavade) et brèche de progression altérée (La Bière, Chomeilles II). Deux hypothèses découlent de cette remarque : les brèches qui présentent ce faciès sont soit deutériques, soit de progression. Si elles sont deutériques, elles doivent répondre à un même modèle de néoformation argileuse – conditionné par le milieu autoclave – qui aboutit à la formation de "smectites ferrifères de la série beidellite-nontronite" (Person, 1978). Or les analyses minéralogiques de la fraction < 20 µm donnent :

- Chomeilles II : Halloysite 10 Å dominante, trace d'illite dioctaédrique.
- La Bière : Montmorillonite (smectite dioctaédrique à substitutions octaédriques), trace d'halloysite.
- La Chavade : Beidellite ferrifère.

Le modèle de néoformation qu'a proposé Person (1978) devient donc caduc : "Néoformations liées aux émissions hydrothermales en milieu aqueux /.../ À partir d'hydrolysats formés au moment même de la mise en place éruptive, les néoformations se déposent selon la séquence suivante : beidellite ferrifère, hématite, todorokite /.../ Les hydrolysats injectés à travers le substratum sont analogues à des sources hydrothermales minéralisantes temporaires : la précipitation des éléments métalliques volcanogéniques est régie par un mécanisme comparable à l'hypothèse émise par Bonatti et coll. pour le domaine océanique". Il faut reconnaître qu'il est difficile d'imaginer la teneur en eau des différents substrats et les conséquences que cela peut avoir. Les données actuelles ne sont d'aucun secours : l'inversion du relief aidant, la plupart des coupes sont en position élevée, hors de portée des nappes permanentes. L'allure des contacts brèche ou coulée-substrat – calme – n'est pas plus parlante.

Un exemple, cependant, illustre une dynamique liée à l'eau : la coulée du Ray-Pic (Bas Vivarais) qui a emprunté le lit rocheux d'un torrent. La base de la coulée, qui repose à même le socle, a par endroits le faciès de "pillow lavas" sains. La photographie a (planche 5) montre une cheminée inclinée dans le sens de l'écoulement, qui traverse l'épanchement de bas en haut, elle aussi jalonnée de "pillow lavas" sains : certainement un exutoire pour l'eau du torrent piégée. Nous constatons donc que :

- 1) La coulée du Ray-Pic ne subit aucune hydrolyse au contact de l'eau.
- 2) En cas de forte pression, l'eau vaporisée parvient à s'échapper vers le haut, en traversant la coulée.

Jamais l'eau vaporisée d'un substrat ne trouve d'exutoire au travers d'une coulée, par conséquent le milieu que nous avons qualifié d'autoclave n'a pas une forte pression de vapeur d'eau, ce qui relativise la notion de substrat "gorgé" d'eau. Trois points nous font encore douter du bien-fondé de l'altération deutérique :

- 1) Comment concilier bouillonnement à l'autoclave, injections minéralisantes vers un substrat meuble, et limite nette et rectiligne du contact substratum-coulée ? La recherche en micromorphologie des filonnets de smectite injectés s'est d'ailleurs révélée infructueuse. Une lame mince faite au contact substrat-coulée (coupe de La Chavade) ne montre aucun mélange entre les fonds argileux des deux unités (photo b, planche 5).

2) D'autre part, donner à la coulée le rôle de masse résistante – impliquant la direction descendante des hydrolysats – et affirmer que l'altération deutérique se fait aux dépens de la semelle de la coulée et de façon ascendante est contradictoire.

3) Pour finir, Person attribue la couleur rouge du substratum à "l'oxydation thermique", or nous avons vu que cela ne désigne rien de concret en milieu autoclave, pour des formations fines et plus ou moins aqueuses. Du reste, si c'était le cas, la brèche dont l'argilification est censée être syneffusive aurait aussi subi l'"oxydation thermique", or elle est jaune vif.

Nous interprétons donc les brèches sous coulée de La Chavade, de Chomeilles II et de La Bière comme des brèches de progression très altérées, ce qui est fréquent, pour peu que les coulées ne soient pas très récentes. Dans ces trois cas, l'étude des interrelations substrat-coulée synchrones de l'effusion n'a pas livré d'indices de contamination.

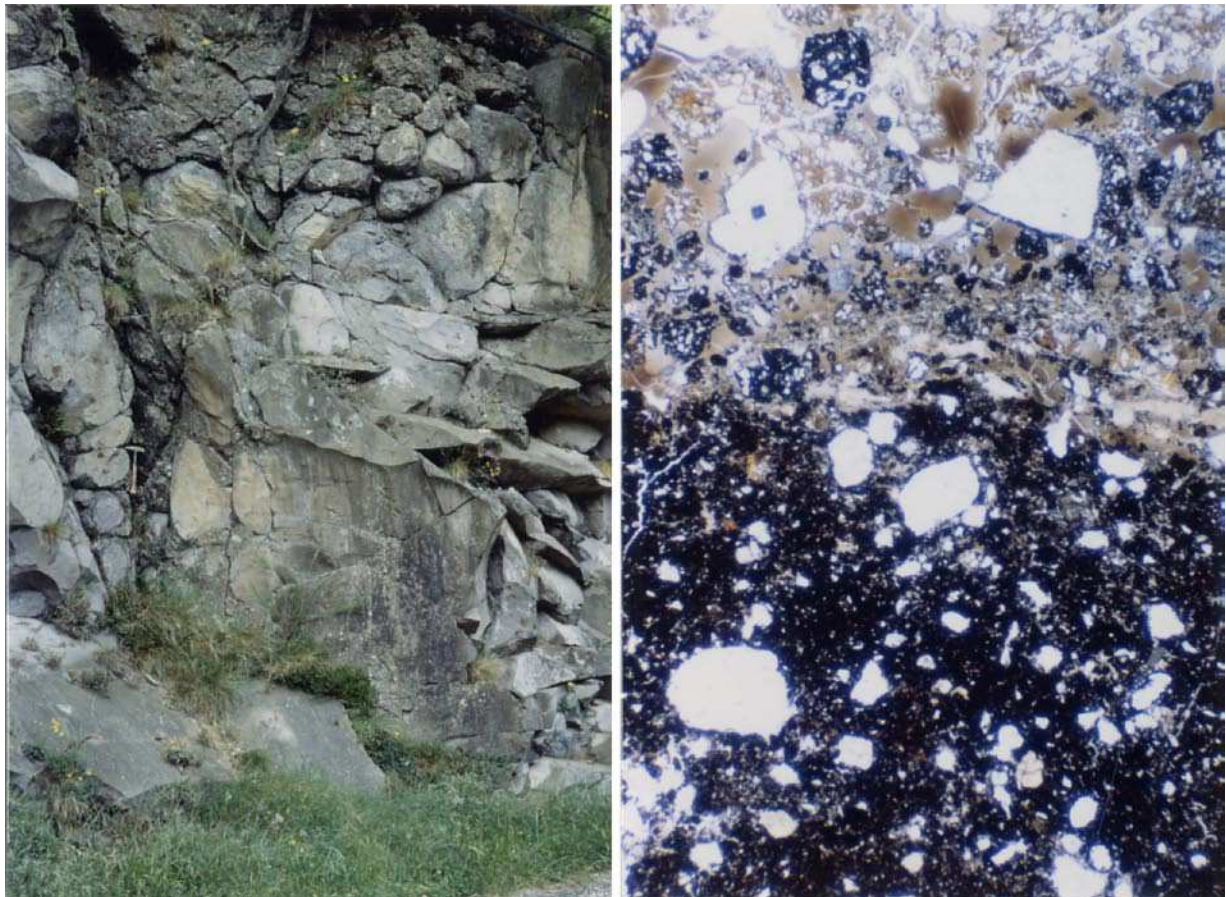


Planche 5

a) Coulée du Ray-Pic (Bas-Vivarais). La coulée (77 000 ans ; Guérin, 1983) a emprunté le lit rocheux de la Bourges. La cheminée oblique jalonnée de "pillow-lavas" marque l'emplacement d'un exutoire pour l'eau du torrent piégé par la lave.

b) La Chavade, contact neutre entre deux lits pyroclastiques. L'argile du lit supérieur (blanc crème) n'est pas illuvié dans le lit inférieur (noir) (x 1.6, LN).

2.3. LE CAS DE THEIX

Le cas de Theix est différent, puisqu'il s'agit ici de la mise en place, en profondeur, d'un filon le long d'une fracture aux parois légèrement altérées. La coupe présente la succession suivante (fig. 4) :

1) Le basalte sain, un filon semblable à ceux qui lardent le plateau des Dômes, rattachés au volcanisme basaltique miocène prémondorien, soit 16 Ma environ.

2) Une frange altérée – la salbande – dont la structure litée est soulignée par des liserés rouges parallèles à l'éponte. Des minéraux issus du granite et digérés par le basalte lors de l'intrusion y sont visibles à l'oeil nu (biotite, quartz). Son épaisseur est d'une quinzaine de centimètres.

3) Le granite altéré, déstructuré et violacé sur 30 centimètres.

4) L'arène *in situ*, postérieure à la mise en place du filon et, nous le verrons, à l'ablation de la tranche de terrain qui a mis à jour ce niveau d'intrusion.

Les différents gradients qui illustrent la contamination affectent une épaisseur de 30 centimètres environ, qui correspond à la tranche de granite altérée au moment de l'intrusion. La phase argileuse de cette zone thermométamorphisée comprend une smectite (montmorillonite) qu'il est difficile de considérer comme le produit de l'hydrolyse des minéraux primaires du granite : ces derniers, dont l'état de fraîcheur est remarquable, ont seulement été divisés sous la pression de l'intrusion. Les quartz et les feldspaths ont roulé les uns sur les autres, en enserrant les biotites dont l'allure étirée ne se retrouve pas dans la roche saine et non déstructurée. Les quartz cassés et les biotites digérées par le filon ne sont pas moins sains. Par contre, l'augite et le labrador, dans la salbande, ont déserté leur habitus, remplacés parfois par des zéolites (photo a, planche 6). Le produit de cette hydrolyse a nourri les injections minéralisantes, dont la précipitation dans l'encaissant est à l'origine de la cristallisation de la montmorillonite (photo b, planche 7). Il est difficile de suivre le parcours de ces hydrolysats en lame mince, car leurs racines sont masquées par des oxydes de fer. Cependant, diverses analyses rendent bien cette dynamique :

- le basalte de la salbande a perdu dans de fortes proportions les trois bases CaO, MgO et Na₂O, traduction chimique de la disparition de l'augite et des plagioclases, dans le même temps, le fer a été oxydé (tableau 2) ;

- ces éléments, notamment CaO et MgO, sont venus enrichir le granite – dont on peut imaginer le bilan chimique d'alors à partir d'une analyse faite sur l'arène actuelle, dans laquelle seul CaO est faiblement mobile ;

- la teneur en montmorillonite, maximale dans la salbande, décroît graduellement et rapidement dans l'encaissant, jusqu'à disparition totale au delà de 30 centimètres (fig. 20 et 21, annexe) ;

- l'illite qui l'accompagne et qui est le fruit de l'arénisation actuelle de l'encaissant, voit sa teneur croître en raison inverse ;

- enfin, les analyses granulométriques rendent compte de la comminution du granite sous la pression du filon (gain en sable fin et limon), et de l'apport argileux (alors que l'arénisation actuelle du granite ne livre que 1,54 % de fines, les teneurs en limon et argile de la zone thermométamorphisée atteignent respectivement 8,06 % et 2,34 % ; tableau 3).

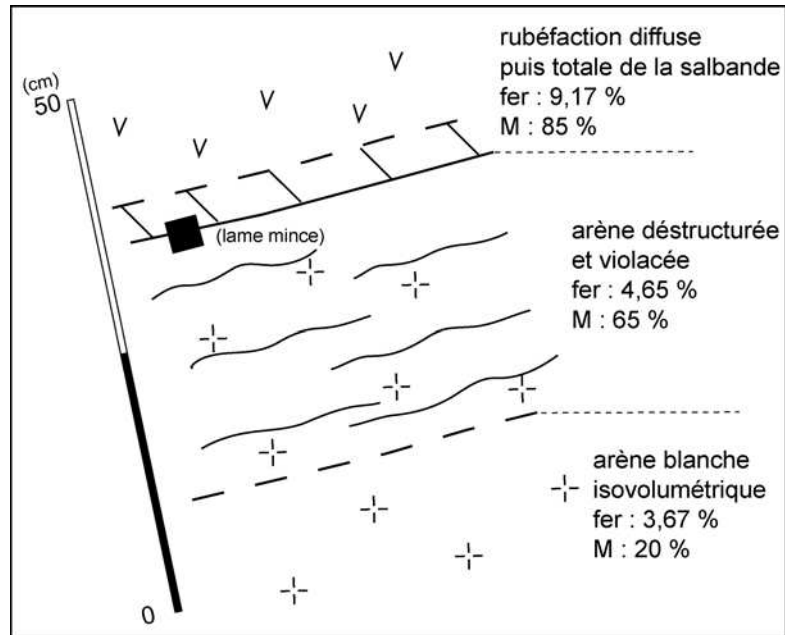


Figure 4. Theix (Chaîne des Puys), coupe schématique. Noter la faible épaisseur contaminée, correspondant à la tranche de granite altéré au moment de l'intrusion (30 cm environ). L'échantillon 0 a été prélevé dans la masse arénisée à 2 m du contact.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Tot.
1	43.94	14.69	9.17	0.56	1.74	0.26	2.43	1.62	0.82	1.84	6.85	-	
2	63.84	13.39	4.50	0.90	0.69	0.25	1.44	1.10	2.32	2.43	2.55		
3	64.65	15.05	3.67	1.36	0.53	0.16	1.30	0.92	2.85	4.76	2.23		
4	64.20	17.07	3.04	0.77	0.55	0.19	1.66	0.80	3.13	4.56	1.58		
γ	64.45	19.35	0.40	3.15	0.55	0.06	2.65	0.85	3.20	4.00	0.70	0.40	99.80

Tableau 2. Theix, analyses chimiques totales (%). (Echantillons séchés à 110°C, An. : A. Andrieu, Meudon ; analyse du granite (γ) sain in de Peyronnet, 1956).

Theix	0	2
gravier	63,77	24,32
sable	34,68	65,27
limon	non calculé	8,06
argile	non calculé	2,34
fines	1,54	10,40

Tableau 3. Theix, analyses granulométriques (%). (An. : C. Kuzucuoglu, Meudon).

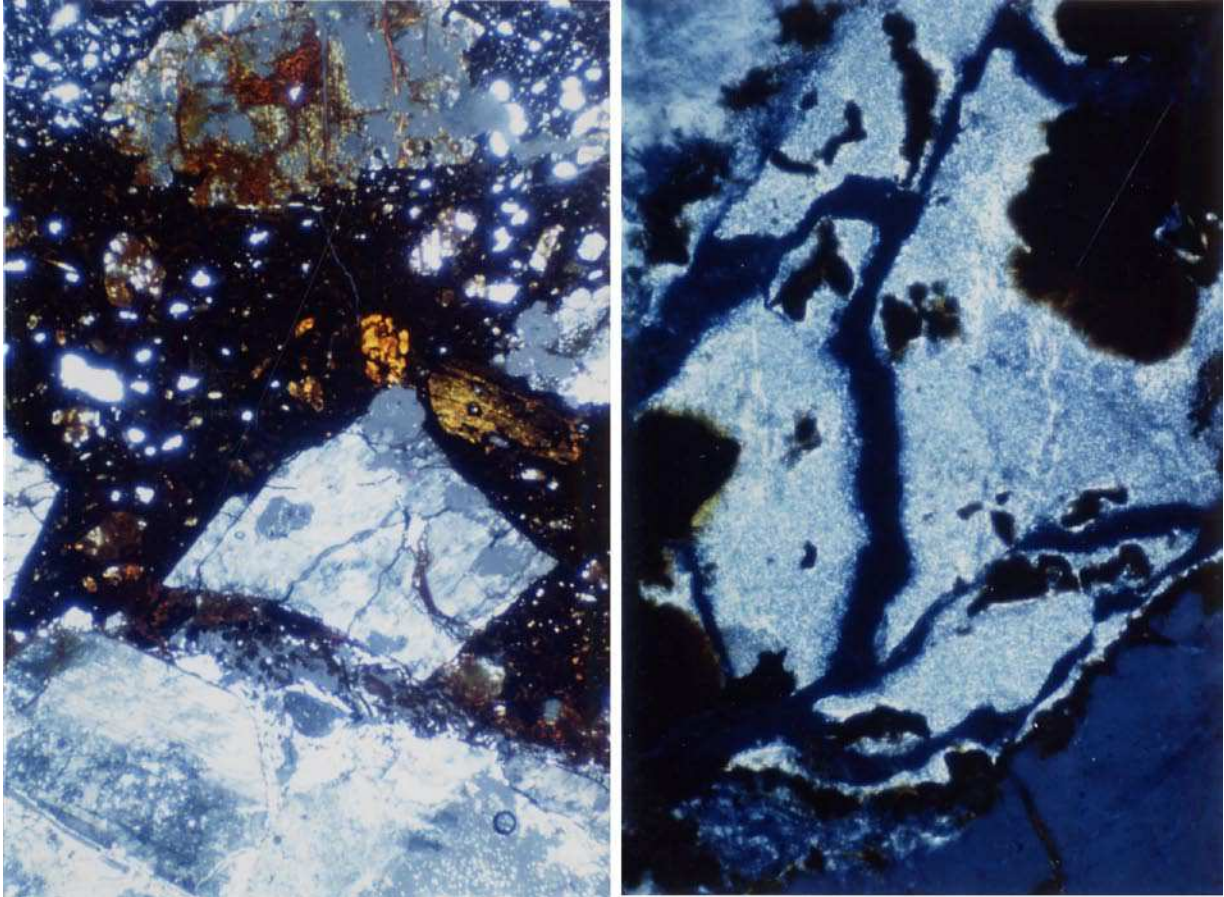


Planche 6

a) Theix, détail de la montmorillonite injectée dans l'encaissant. Remarquer le faciès microcristallin du remplissage, et les imprégnations de fer ferrique (qui, sur la photo précédente, masquent la racine des injections de montmorillonite) (x 10, LPC).

b) Theix, contact granite-basalte. À droite, on devine dans le basalte l'habitus déserté d'une augite, et le fond microlitique criblé de zéolites (taches blanches). Au centre de la photo, le basalte rubéfié du contact, où se rencontrent des minéraux arrachés à l'encaissant : ici, un quartz. À droite, le granite. L'espace entre les deux feldspaths est rempli par de la montmorillonite (x 1.6, LP).

Dans ce cas précis, il nous semble possible de parler d'altération deutérique. Les fluides hydrothermaux provenant du filon dans sa dernière phase d'évolution sont à l'origine de l'hydrolyse poussée des minéraux du basalte. Le produit de cette hydrolyse, injecté dans l'encaissant, a entraîné, en précipitant, la néoformation de montmorillonite (tableaux 4 et 5, d'après ce dernier tableau, la montmorillonite n'est sans doute pas pure). Contrairement à une simple illuviation, l'injection d'hydrolysats donne aux remplissages un faciès microcristallin (jamais observé à La Chavade). La rubéfaction en liseré dans la salbande et la couleur violacée de l'encaissant au contact, trahissent la présence d'oxydes de fer libres (goethite), dont la genèse en milieu anaérobie n'est pas impossible en présence de gaz oxydants volcanogéniques.

Par conséquent, les modifications induites par le deutérisme (*s.s.*) sont minimales : l'argile néoformée ne dépasse pas 2,34 % de la roche totale, et sa propagation dans l'encaissant est limitée à une trentaine de centimètres (dans ce cas précis). De plus, les conditions nécessaires à la réalisation de ce mécanisme sont loin d'être celles obtenues lors de la fossilisation d'un substrat par une coulée.

Theix (20 µm)	0	1	2	3
Illite	++++	+++	++	+
Smectite			+++	++++
Interstratifiés		++IS		
Quartz		=		
Feldspath		=	tr.	

Theix (2 µm)	2	3
Illite	+	+
Smectite	++++ M	++++ M
Feldspath		tr.

Tableau 4. Theix, analyses diffractométriques, fractions < 2 µm et < 20 µm. (An. : G. Pierre, Meudon). Légende commune aux tableaux : +, ++, +++, +++++ : abondance croissante ; tr. : traces ; = : présence ; B : beidellite ; M : montmorillonite ; H : hématite ; Ma : magnétite ; Goe : goethite ; Gi : gibbsite ; Boe : boehmite ; IC, IV, IS : illite-chlorite, illite-vermiculite, illite-smectite.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO	MnO
Theix 1	57,03	17,81	6,63	4,22	10,80	-	-	2,26	-
Theix 2	61,57	21,69	3,14	4,90	5,90	-	1,88	0,82	-

Tableau 5. Theix, analyses chimiques de la fraction < 2 µm (% MET). (An. : F. Elsass, Versailles).

2.4. ARGILES FUMEROLLIENNES

Pour mémoire, rappelons que Brousse et Thonon (1967) expliquent la présence d'halloysite sur les parois des vacuoles de la partie supérieure d'une coulée scoriacée, par une "synthèse hydrothermale". Ces dépôts ne sont pas liés à une altération hydrothermale ou météorique de l'ensemble de la roche, mais à une précipitation à partir de gaz tardimagmatiques piégés dans la coulée. Pour notre part, nous n'avons pas rencontré de telles néoformations – en place ou illuviées – en dehors de l'halloysite d'altération météorique de brèche de progression (Chomeilles II), dont l'habitus n'évoque en rien les argiles fumerolliennes.

II. L'EVOLUTION POSTERIEURE À LA MISE EN PLACE DE LA COULEE

Une fois la coulée refroidie, le profil fossilisé n'est pas nécessairement à l'abri des aléas de la météorisation. La perméabilité en grand du basalte favorise la percolation d'eau, et éventuellement l'illuviation d'argiles ou la lixiviation de solutions issues de la météorisation du matériel basaltique. C'est donc la question de la cryptoévolution qui va être soulevée ici.

1. PERMEABILITE EN GRAND DU BASALTE : RAPPEL

La structure des coulées basaltiques, en prismes perpendiculaires à la surface de refroidissement, crée des discontinuités verticales ou subverticales – selon la topographie fossilisée – qui favorisent largement la pénétration de l'eau. Notons que si la coulée ne présente pas de colonnades, elle n'en est pas moins affectée par des fissures de retrait que révélera l'altération. De fait, l'âge de la coulée joue à plus d'un titre dans l'acquisition de la perméabilité : les aléas d'ordre pédogénétique, voire tectonique, que subira la roche, contribueront à agrandir ou à créer de nouvelles discontinuités. À l'inverse, l'épaisseur croissante d'une coulée, et plus encore la succession de plusieurs coulées, atténueront globalement la perméabilité en grand.

2. CONTAMINATIONS

Le fait que les brèches sous coulée soient souvent intensément argilisées – et ce d'autant plus que la coulée est plus ancienne – implique nécessairement une percolation d'eau à travers le matériel basaltique. L'état de la brèche de progression de la coupe de La Chavade en est un bon exemple. Cependant, cette véritable cryptoaltération ne doit pas nous induire en erreur : le phénomène ne concerne pas le substratum. À cet égard, la coupe de Saint-Urcize (versant est du massif volcanique de l'Aubrac) est caricaturale (photo a, planche 7). La brèche sous coulée, à peu près méconnaissable, repose sur le granite de la Margeride qui est parfaitement sain. Ce n'est pourtant pas le temps qui aurait manqué à la cryptoaltération du granite, puisque la coulée, elle-même très délabrée, est âgée de huit à neuf millions d'années (âge des premières venues de l'Aubrac).

L'altérabilité du matériel basaltique discontinu et scoriacé (brèche de progression) est sans commune mesure avec celle d'un granite sain, et le produit argileux qui résulte de son altération ne doit pas contribuer à la bonne circulation *per descensum* de l'eau. Dans le cas où un substrat granitique déjà altéré est fossilisé par une coulée, quelle est l'influence de l'environnement volcanique ?



Planche 7

a) Coupe de Saint-Urcize (Aubrac). De gauche à droite, le granite sain, un dépôt pyroclastique totalement argilisé et la coulée (8 à 9 Ma) réduite à l'état de boules friables. Une moraine glaciaire est plaquée sur l'ensemble.

b) Coupe de La Bière (Cirque des Boutières, Velay). Comme à La Chavade, la brèche de progression a une limite supérieure diffuse et inférieure nette. Le contact brèche-substrat argileux est onduleux. L'argilisation du granite s'est développée en poche au profit d'une enclave basique, encore cohérente dans la partie gauche de la coupe. L'encaissant leucocrate n'est pas visible sur la photo.



Planche 7 (suite).

c) Coupe de La Montagne Percée (Chaîne des Puys). Remarquer la présence du dépôt de débouillage lité qui contribue au drainage latéral, protégeant le substrat des eaux météoriques. Avant fossilisation, l'argène fauchée a évolué en milieu hydromorphe, d'où sa couleur crème alors que le profil in situ est légèrement rubéfié.

2.1. LIXIVIATION

À cet égard, la coupe de La Bière (Cirque des Boutières, Velay) est la plus caractéristique. Le substratum – granite du Velay – est altéré sur une épaisseur visible de trois mètres. La partie supérieure de l'altérite est fauchée ; l'ensemble est fossilisé par une coulée issue des premiers épanchements basiques qui constituent le substrat du volcanisme phonolitique du massif du Mézenc. Une brèche de progression très argileuse s'intercale entre substratum et coulée. La coulée, peu épaisse dans son état actuel, est elle-même altérée dans sa partie supérieure (pédogenèse) et étroitement diaclasée dans sa masse, perpendiculairement au contact (photo b, planche 7 ; figure 5).

La Bière	0	1	2	3	4
gravier	71	73	74	72	73
sable	21.87	23.59	22.47	18.13	14.64
limon	0.46	0.58	0.52	1.45	1.07
argile	0.93	3.12	3.01	8.46	11.29
fines	1.39	3.70	3.53	9.91	12.49

Tableau 6. La Bière, analyses granulométriques, % (An. : C. Kuzucuoglu, Meudon).

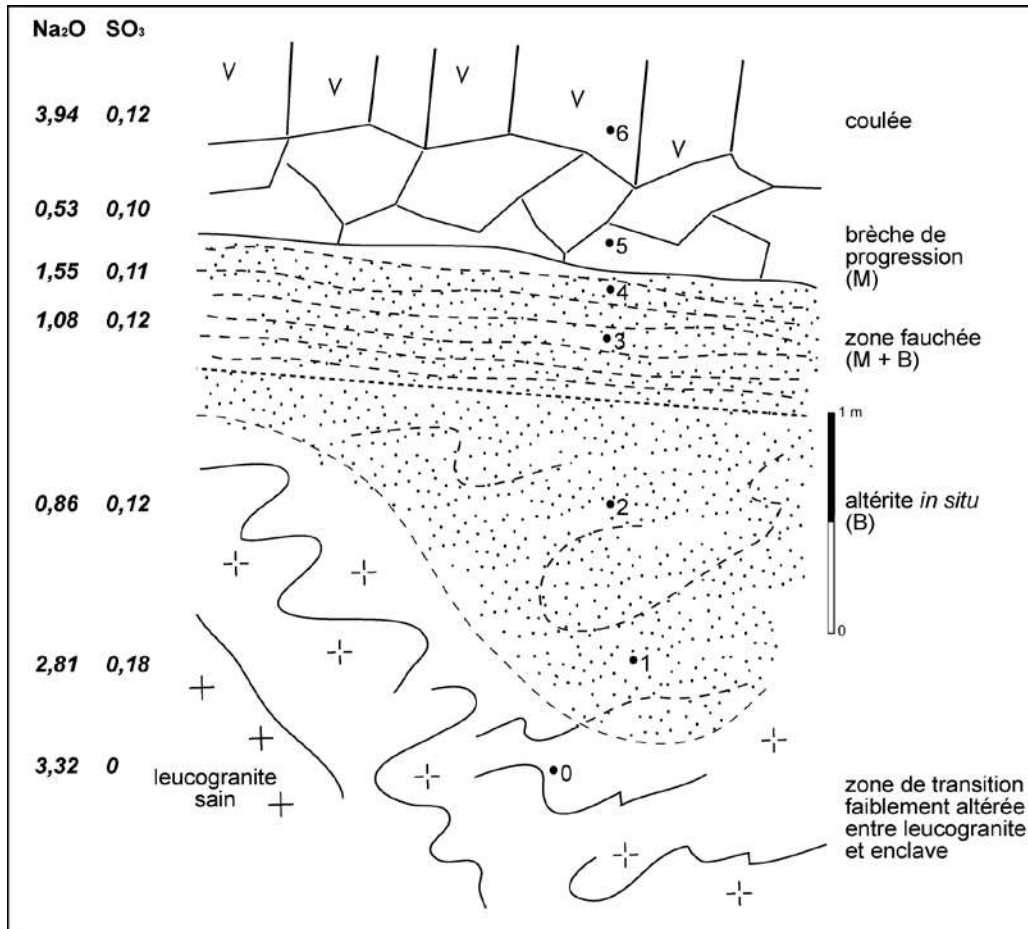


Figure 5. La Bière (Velay), coupe schématique. Remarquer l'apport en sodium (dans le premier mètre sous la coulée) qui masque le gradient d'altération météorique du substrat. Le sulfate, issu de l'oxydation de la pyrite de la coulée, contamine l'ensemble du profil altéré en vertu de sa plus grande solubilité.

Une argilisation croissante du substrat est sensible en observation directe, particulièrement vers le haut du profil, à proximité du contact, où des filonnets verdâtres envahissent le matériau fauché. Une analyse granulométrique depuis le front d'altération jusqu'au contact de la coulée confirme cette première impression. La teneur en fines passe de 1,39 % à 12,49 %, celle en argile de 0,93 % à 11,29 % (tableau 6). Les analyses diffractométriques de la fraction < 20 µm, trahissent la présence d'un mélange illite–smectite quelle que soit la hauteur dans le profil, mais avec une inversion graduelle des proportions du bas vers le haut en faveur de la smectite (fig. 22, annexe et tableau 7).

L'analyse micromorphologique de deux échantillons pris dans la partie fauchée – proche du contact – permet de déceler la présence de deux types d'argilanes : le premier, sous forme de revêtements cutaniques microlaminés à biréfringence moyenne, qui nappent les parois des chenaux ; le second, sous forme de remplissages microcristallins à biréfringence faible, comblant les vides entre les revêtements (photo a, planche 8). La quantité des revêtements est constante dans les deux échantillons (soit à dix et trente centimètres du contact), en revanche, la part des remplissages diminue sensiblement vers le bas, ce qui aboutit logiquement à une baisse de la teneur en argile, en accord avec les résultats obtenus en diffractométrie et en granulométrie.

Une enquête plus poussée, sur la fraction < 2 µm cette fois, éclaire les premières observations. Tout d'abord, la part de la smectite devient écrasante (aux dépens de l'illite) quel que soit le niveau de prélèvement dans le substrat, ce qui simplifie le spectre minéralogique (figure 23, annexe). Mais cette simplicité n'est qu'apparente : un traitement au lithium et une ATD (fig. 24, annexe) montrent que la smectite de l'altérite *in situ* – à la base du profil – est une beidellite, tandis que la partie fauchée, proche du contact, renferme un mélange beidellite–montmorillonite. La fraction argileuse de la brèche sous coulée, traitée au lithium, ne livre qu'une montmorillonite.

La Bière (20 µm)	0	1	2	3	4	5
Métahalloysite	tr.	tr.	. tr.			tr.
Smectite	+	++	+++	++++	++++	++++
Illite	++++	+++	++	+	+	
Gypse	=	=	=	=	=	=
Quartz	=	=	=	=	=	=
Feldspath						=

La Bière (2 µm)	0	1	2	3	4
Kaolinite		+	+		
Smectite	+++	++++B	++++B	++++BM	++++BM
Illite	+++	+	+	+	+

La Bière (poudre)	0	1	3	4	5
1/1	+		+		+
Smectite	+	++	+++	+++	++++
Illite	++	+	+	+	
Quartz	=		=	=	
Feldspath	=	=	=	=	=
Oxyde Fe			=G	=G	

Tableau 7. La Bière, analyses diffractométriques, fractions < 2 µm et < 20 µm, et poudre totale. (An. : G. Pierre, Meudon).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO	MnO
LB 1a	46.03	28.11	0.93	5.04	13.92	1.10	3.97	0.81	-
LB 1b	51.63	28.23	-	-	12.62	-	1.35	1.88	-
LB 4a	48.98	22.73	2.48	2.52	14.54	1.26	5.16	1.60	0.73
LB 4b	60.01	19.14	2.60	3.20	13.02	-	0.51	1.39	-

Tableau 8. La Bière, analyses chimiques de la fraction < 2 µm (MET). (An. : F. Elsass, Versailles).

L'altérite s'est constituée aux dépens d'un substratum rubané quartzo-feldspathique riche en ferromagnésiens, épargné par la montée du granite leucocrate voisin. La beidellite est issue de l'altération poussée de la biotite, comme le montrent les analyses diffractométriques faites sur ce minéral, prélevé dans les échantillons totaux. Le diagramme RX de poudre des biotites de la base du profil ne présentent que les trois pics 9,86 Å, 5,00 Å et 3,32 Å très intenses, tandis que celui obtenu à partir des biotites du sommet de l'altérite *in situ* ne montre plus que les pics 9,86 Å et 3,30 Å peu intenses, et un pic à 15,08 Å (smectite). Après granulométrie, il ne reste plus trace de minéraux ferromagnésiens dans la fraction > 50 µm du sommet de l'altérite. Une analyse diffractométrique faite selon les mêmes modalités sur les

feldspaths (principalement potassiques) du sommet de l'altérite atteste l'absence de néoformations à partir de ces minéraux, si ce n'est un peu d'illite (9,86 Å).

Les microanalyses chimiques obtenues au MET (tableau 8) ne donnent qu'une idée approchée de la formule structurale de ces deux smectites, en raison notamment de la présence d'un nappage ferrique. Il est cependant possible de dire que la beidellite est alumineuse ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 28\%$). La teneur en fer, anormalement haute, ne saurait traduire la présence d'une nontronite, qui doit avoir un rapport $\text{Al/Fe} < 1$. Ici, jamais ce rapport ne descend au dessous de 1,47 en moyenne (il gravite autour de 2 pour les beidellites), mais surtout, les teneurs en alumine sont sans commune mesure avec celles de nontronites (pour lesquelles $\text{Al}_2\text{O}_3 < 5\%$).

La teneur en Na_2O est un bon marqueur : elle est généralement supérieure à 2 % pour la montmorillonite³, et inférieure à 1 % pour la beidellite, ce qui nous rappelle la montmorillonite sodique d'origine deutérique de Theix. Cette variation de la quantité de sodium n'est pas négligeable, puisqu'elle apparaît aussi dans les analyses totales⁴. Les deux échantillons LB3 et LB4 enregistrent une augmentation de Na_2O , alors que cet élément subit un départ dans l'altérite *in situ* (fig. 5). Une énigme subsiste à ce stade du raisonnement : pourquoi la brèche sous coulée, qui renferme 100 % de montmorillonite – dont nous ne connaissons pas la formule structurale, il est vrai – a-t-elle une si faible teneur en Na_2O (0,53 % contre 3,93 % dans le basalte sain) ?

Toutes ces données nous paraissent s'expliquer par une contamination du substratum par une argile issue de l'altération météorique de l'ensemble brèche–coulée : la montmorillonite Na. Cette contamination n'est sensible que sur un mètre environ et se traduit par le mélange de la beidellite héritée de l'altération météorique du granite, et de la montmorillonite Na. L'envahissement du haut du profil par la montmorillonite est le fruit d'une lixiviation aux dépens de la brèche sous coulée, la précipitation des solutions dans le substrat aboutissant à un faciès microcristallin (photo a, planche 8). Un simple lessivage de particules en suspension aurait donné aux remplissages une texture laminée.

D'autre part, la lixiviation explique la faible teneur en alcalino-terreux et alcalins de la brèche sous coulée, et dans le même élan, la part réduite de Na_2O qui nous intriguait. Un calcul de la formule structurale de la montmorillonite de la brèche donnerait certainement des valeurs relativement basses pour ces quatre éléments. La circulation d'eau nécessaire à cette lixiviation tient à la perméabilité du basalte.

Le schéma de contamination argileuse postérieure à la mise en place de la coulée – parfaitement illustré par la coupe de La Bière – n'est pas exceptionnel. La coupe de Englès (versant ouest de l'Aubrac) révèle la même dynamique (fig. 6). L'altération météorique du substrat entraîne la néoformation de smectite, kaolinite et illite (en abondance décroissante), tandis que la smectite apparaît seule dans la brèche sous coulée altérée. La smectite du substratum est une beidellite, celle de la brèche sous coulée une montmorillonite. Les deux se mélangent dans les vingt premiers centimètres sous le contact. Ici comme à La Bière, la brèche a subi une très forte lixiviation (tableau 27), et le sodium ainsi que le magnésium se maintiennent dans le haut du profil, probablement engagés dans la montmorillonite.

Dans les deux cas, on remarque donc que les cations basiques libérés par l'altération de la brèche sous coulée restent dans la partie supérieure du profil fossilisé s'ils rentrent dans la constitution de l'argile issue du basalte ; dans le cas contraire, ils sont exportés en dehors du profil par drainage latéral (et non drainage profond). La contamination est donc systématiquement limitée aux premiers décimètres sous le contact⁵.

³ D'après Weaver et Pollard (1973), la teneur moyenne en sodium d'une montmorillonite est de 0,60 % (sur 17 échantillons), notre montmorillonite est donc sodique.

⁴ Il est vrai que les résultats des analyses faites sur les échantillons prélevés dans la formation déplacée (LB3 et LB4) sont susceptibles d'être pondérés par un raisonnement isovolume.

⁵ Pour être tout à fait précis, il convient de remarquer que "argile issue du basalte" signifie en l'occurrence : argile due à la cristallisation, après une courte percolation, de solutions résultant de l'hydrolyse du basalte (et/ou de la brèche).

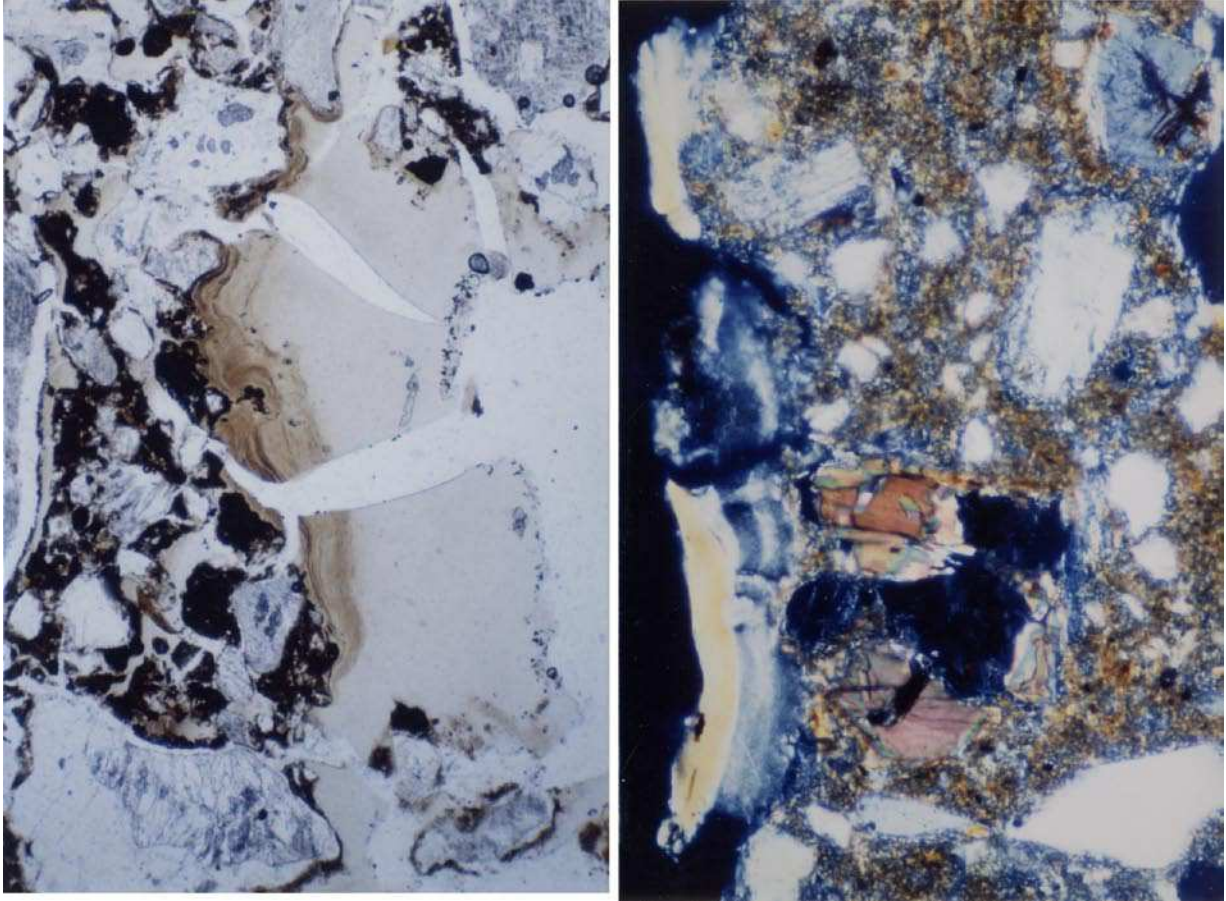


Planche 8

a) La Bière, lame mince faite dans l'échantillon LB4 (10 cm sous la semelle de la coulée). Nappant un premier revêtement microlaminé et teinté par des oxydes ferriques (phase illuviale post-fauchage), le remplissage microcristallin clair est le fruit du processus de lixiviation posteffusive (x 4, LN).

b) Senèze, lame mince faite dans l'échantillon S4 (deuxième train de colluvions). Double revêtement microlaminé (montmorillonite pure, mais sans doute d'inégale teneur en fer). Ces deux microlits sont les premiers d'une série qui peut atteindre 1 cm d'épaisseur, et que l'on trouve dans les discontinuités volcanogéniques de la coulée et du substrat (x 10, LP).

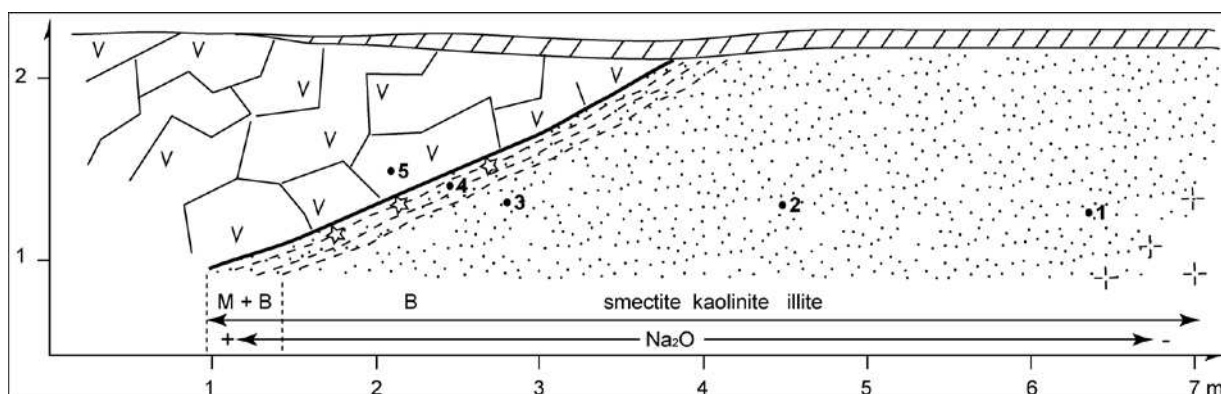


Figure 6. Englès (Aubrac), coupe schématique. Remarquer le changement dans la paragenèse minérale du substrat concernant la nature de la smectite (B = beidellite, M = montmorillonite, test au lithium). La teneur en sodium croît vers la coulée. Le profil n'étant plus fossilisé actuellement, le gypse ne se rencontre qu'à proximité de la brèche de progression.

2.2. ILLUVIATION

Cette contamination par lixiviation, la plus fréquente, ne doit pas éclipser le processus plus simple de lessivage. La coupe de Senèze, dont nous avons déjà fait la description (fig. 2), présente d'épais remplissages microlaminés (1 cm) le long des fentes de retrait du substrat qui prolongent celles de la coulée, ainsi que le long de la discontinuité qui sépare l'altérite *in situ* et le niveau déplacé inférieur. Comme nous avons admis que la prismation du substrat est le résultat d'un choc thermique, le remplissage des fentes de retrait est nécessairement postérieur à la fossilisation.

Les mêmes remplissages se suivent dans les diaclases verticales qui délimitent les prismes de la coulée, jusque dans la partie supérieure de l'épanchement, qui est pédogénéalisée. Leur origine est donc à rechercher dans les percolations d'eau de pluie, qui entraînent en grande quantité la fraction argileuse du sol qui s'est développé sur la coulée, et la déposent le long des diaclases.

Ce type de remplissage n'a été que très partiellement saisi en lame mince, où il prend la forme d'un double revêtement microlaminé qui nappe les limites "naturelles" des échantillons (c'est-à-dire les parties non sciées ; photo b, planche 8). Les deux microlits, qui n'ont pas la même biréfringence, sont les premiers d'une longue série au terme de laquelle les diaclases seront entièrement colmatées. Cela ne veut pas dire pour autant que toute circulation sera rendue impossible : à la moindre dessiccation, l'argile se rétracte et se décolle des parois.

Les analyses RX de ces remplissages révèlent une montmorillonite pure, quel que soit le niveau de prélèvement. Par conséquent, les argiles de la brèche sous coulée (smectite dominante et halloysite) ne semblent pas prendre part à cette dynamique. D'autre part, la masse du matériel fossilisé (c'est-à-dire ce qui est compris entre les discontinuités) paraît être restée hors de portée de l'illuviation, à moins que la smectite qui rentre dans la constitution d'interstratifiés que l'on trouve dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ des deux niveaux déplacés trouve là son origine. Cela n'est pas impossible, car les lames minces montrent des revêtements et remplissages dans les vides de la masse basale qui ont les mêmes caractères optiques que les doubles revêtements des discontinuités majeures. Une analyse à la microsonde lèverait le doute.

Au total, le mode de gisement de ces argiles implique une contamination limitée aux grandes discontinuités ainsi qu'aux galeries d'origine biologique qui perforent le niveau déplacé supérieur. L'apport est donc sinon faible, du moins très localisé spatialement.

2.3. ROLE PROTECTEUR DES PYROCLASTITES

La coupe de la Montagne Percée permet de mettre en valeur le rôle protecteur du matériel pyroclastique intercalé entre substrat et coulée. Le substrat est une arène granitique dont la partie supérieure est déplacée sur une épaisseur d'un mètre environ. Le dépôt pyroclastique (un produit de débouillage) n'excède pas 15 centimètres, et la brèche sous coulée – argilisée – 10 centimètres. La coulée franche recouvre le tout (photo c, planche 7 ; fig. 7).

Dans le substrat, aucune trace de mélange argileux (type La Bière) ou d'illuviation (qui se suit depuis la coulée, type Senèze) n'est discernable. Les analyses RX d'échantillons traités au lithium ont permis de différencier les smectites qui rentrent dans la paragenèse argileuse des trois niveaux : celle de la brèche sous coulée est une montmorillonite, celle du dépôt de débouillage et du substrat une beidellite. Nous avons déjà vu que l'origine basaltique de la montmorillonite et granitique de la beidellite est un cas de figure possible (*cf.* La Bière). Le fait que le dépôt de débouillage ne renferme que de la beidellite est un peu surprenant, compte tenu de la quantité de cendres volcaniques qui s'y trouve. Il ne faut pas oublier cependant que des éléments de socle rentrent aussi dans sa constitution. Quoi qu'il en soit, la montmorillonite de la brèche sous coulée ne subit aucun mouvement *per descensum*, comme bloquée au-dessus du dépôt de débouillage, que l'argilification a sans doute imperméabilisé.

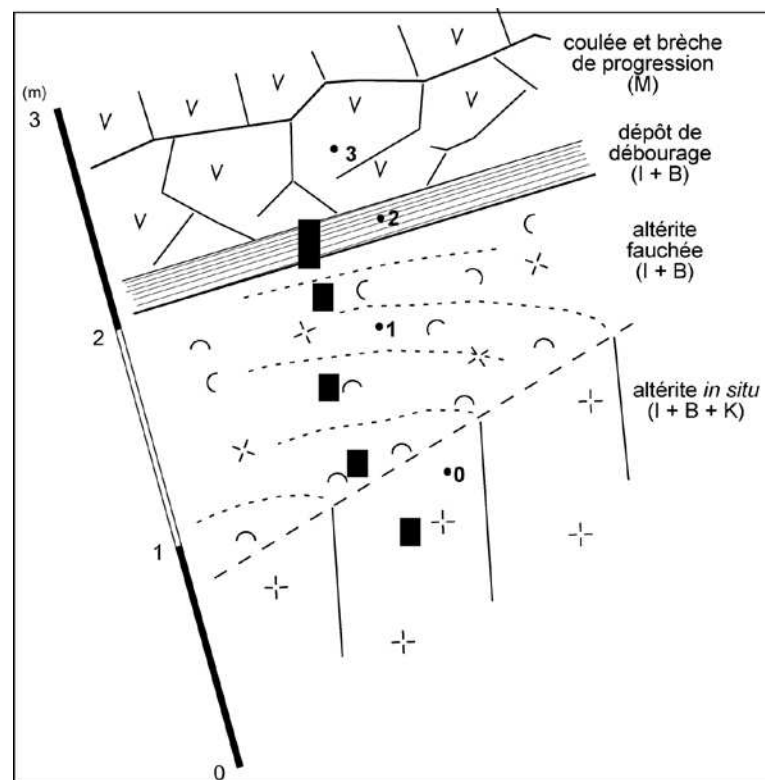


Figure 7. Montagne Percée (Chaîne des Puys), coupe schématique. La montmorillonite de la coulée ne vient pas contaminer le substrat. La kaolinite disparaît dans l'altérite fauchée, dont le caractère hydromorphe est souligné par la couleur des remplissages argileux, de plus en plus clair en profondeur (flèches). Les coiffes silteuses, postérieures au fauchage, ont été basculées au sommet du profil, avant fossilisation.

Nous verrons plus loin, en traitant des tufs intrabasaltiques (deuxième partie), que ce type de dépôt en lit ne favorise généralement pas les circulations verticales et a, au contraire, tendance à évoluer indépendamment du reste du profil, sous le coup d'un drainage latéral. Du reste, en règle générale, les dépôts lités et inclinés, quels qu'ils soient, atténuent la pénétration en profondeur des solutions, donc la cryptoévolution et, à plus forte raison, la cryptoaltération (*cf.* drainage oblique du sodium dans la zone fauchée à La Bière).

2.4. LE GYPSE

La présence de gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) dans de nombreuses altérations de roches granitiques fossilisées fournit un exemple original de contamination liée à l'environnement volcanique. Les substrats granitiques n'ont d'ailleurs pas l'exclusivité de cette présence, insolite en l'occurrence ; certaines formations intrabasaltiques à dominante basique et brèches de progression en ont leur part.

Détermination : les diagrammes RX d'agrégats orientés $< 20 \mu\text{m}$ comprennent pour la plupart la raie à $7,56 \text{ \AA}$ (première raie du gypse) qui disparaît au chauffage ($150^\circ\text{C}/30 \text{ mn}$) en même temps que le gypse se transforme en anhydrite (CaSO_4). Il est vrai que la première raie de l'anhydrite ($3,50 \text{ \AA}$) n'apparaît pas après ce traitement, mais il est probable que le court temps de chauffe n'a pas permis la recristallisation d'anhydrite (fig. 22, annexe).

La fraction $< 2 \mu\text{m}$, d'après les RX, ne recèle pas de gypse. Deux raisons à cela : d'une part la croissance des cristaux de gypse est rapide et atteint couramment $20 \mu\text{m}$, d'autre part la préparation des agrégats orientés $< 2 \mu\text{m}$ comprend un passage à la centrifugeuse après lequel le culot est conservé et le liquide évacué. Par conséquent, les cristaux fins de gypse trop rapidement dissous n'ont pas été conservés.

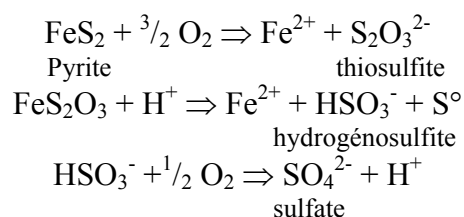
Au départ, la recherche du sulfate en analyse chimique totale n'a été faite que dans les cas où la somme des éléments n'atteignait pas 98 %. Déjà la présence de SO_3 concordait avec celle de la raie à $7,56 \text{ \AA}$ en diffractométrie. SO_3 a systématiquement été dosé pour la coupe de La Bière, prise comme exemple (fig. 5). Les teneurs enregistrées, toujours faibles (0,13 % en moyenne), croissent légèrement vers le bas du profil (0,18 %). Le minimum est atteint dans la brèche sous coulée (0,10 %). Nous en tirerons les conclusions plus loin.

Les microanalyses chimiques réalisées au MET sur la fraction $< 2 \mu\text{m}$ permettent de déceler la présence de soufre (qui grimpe conjointement au calcium, à l'analyse ; fig. 24, annexe). Remarquons tout de suite que si le soufre révèle la présence de cristaux de gypse, ceux-ci ne sont pas pour autant adsorbés par les particules argileuses ; l'observation au MEB d'agrégats argile-gypse montre au contraire un espace libre entre les deux constituants (Haltim et Robert, 1987).

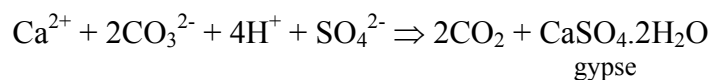
En lame mince, dans deux échantillons pris dans la partie fauchée, proche du contact, le gypse est resté introuvable, ou du moins il n'a pas pu être différencié de petits cristaux de quartz en forme de losange, faute de microsonde. Cependant, comme le gypse ne peut représenter dans ces lames que 0,11 à 0,12 % des minéraux observés (= teneur en SO_3), son absence n'est pas étonnante.

Dans le contexte d'une altération granitique fossilisée par une coulée de lave, comme à La Bière, le soufre a de fortes chances de trouver son origine dans la coulée sous forme de sulfure. Le diagramme RX du basalte sain broyé montre en effet les trois pics de la pyrite FeS_2 (peu intenses : $2,40 \text{ \AA}$, $2,21 \text{ \AA}$ et $3,12 \text{ \AA}$) (fig. 25, annexe). Nous ne connaissons pas la teneur en S^{2-} mais le dosage de SO_3 (0,13 % dans la coulée) laisse supposer une faible teneur en pyrite. Les raies caractéristiques de ce minéral sont absentes du diagramme obtenu à partir d'un échantillon de la brèche sous coulée.

L'oxydation de la pyrite libère des oxydes de fer hydratés et de l'acide sulfurique qui permet la formation de sulfates. La réaction décrite ci-dessous (Sévère, 1986), suit l'évolution du soufre.



La percolation à partir de la coulée de la solution aqueuse de SO_3 (*i.e.* H_2SO_4) dans le profil déjà altéré, entraîne l'attaque locale des minéraux primaires et la libération d'ions Ca^{2+} , qui neutralisent immédiatement l'acide sulfurique en formant du gypse, selon la formule



Le processus d'acidolyse reste modeste, ce qui ne saurait nous étonner pour des teneurs aussi faibles en SO_3 . Nous dirons donc que le cycle du soufre traduit une cryptoévolution, mais ne provoque pas de cryptoaltération.

La présence d'une montmorillonite Na dans le substrat, limitée au premier mètre sous le contact, révélait une contamination par lixiviation et cristallisation d'hydrolysats issus du basalte. La présence de gypse sur toute l'épaisseur du profil s'explique par le même processus, à cela près que SO_3 , plus soluble que les bases alcalines et alcalino-terreuses, a un parcours plus long. Son évacuation se fait par la base du profil, au niveau du front d'altération, où l'on observe d'ailleurs une accumulation relative de sulfate (0,18 % contre 0,10 % dans la brèche sous coulée – zone de départ). Comme il est raisonnable de penser que la production de SO_3 est quasi continue, cette accumulation ne peut être que relative, et le drainage et l'évacuation quasi permanents. De sorte que le gypse lui-même est instable dans ce milieu, et se forme et disparaît au gré des saisons, voire des pluies. Les échantillons que nous avons analysés ont été prélevés au début de l'automne et à la fin du printemps, et contiennent dans les deux cas du gypse⁶.

⁶ Si les variations de SO_3 , sur de faibles teneurs, sont significatives, c'est que la répartition de cet élément est censée être plus homogène que celle des autres dont les teneurs varient selon la répartition aléatoire des minéraux primaires.

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

L'étude fine des interrelations entre coulée et substratum permet, dans les formations altérées et fossilisées, d'isoler les traits volcanogéniques, de les caractériser et même de les quantifier. Les modifications sont d'ordre structural, minéralogique et chimique. Mais leur importance est loin d'avoir l'ampleur qu'on leur a souvent prêtée jusqu'ici, en s'appuyant sur des idées préconçues, plus inspirées par la "puissance" des volcans que par une étude systématique.

En l'absence de facteurs limitant tels que la nature du substrat (aération, teneur en fines et en eau : capacité à s'échauffer), ou la nature du volcanisme (intercalation de tephres, épaisseur des brèches de progression qui atténuent le choc thermique), et compte tenu du milieu créé (autoclave), les modifications d'origine thermique sont ténues et limitées à la proximité du contact :

- la cuisson se limite à une prismation du substrat sur un mètre dans le meilleur des cas ;
- la rubéfaction, pour un substrat suffisamment aéré et sec, ne dépasse pas le mètre ;
- la hausse de température qui accompagne ces deux phénomènes modifie le spectre argileux antévolcanique, mais dans les mêmes limites ;
- l'injection d'hydrolysats – à l'éponte d'un filon – n'enrichit que peu le substratum ;
- enfin, contrairement à ce que laissait penser le modèle d'altération deutérique de la base de coulées, une effusion implique un changement, mais ne le subit pas : les mouvements se font tous *per descensum*.

Pour ce qui est de l'évolution posteffusive, si elle n'est pas compromise par des niveaux favorisant un drainage latéral, elle se caractérise par :

- l'apport argileux, par illuviation ou lixiviation de solutions venant cristalliser dans le substrat, apport qui ne dépasse pas le mètre ;
- la cristallisation de gypse, dont la présence sur toute l'épaisseur des profils traduit une pénétration profonde d'eau météorique, sans que le substrat en soit affecté.

On remarque donc que, contre toute attente, les modifications posteffusives sont à la fois plus importantes et plus trompeuses que les modifications syneffusives. La question de la rubéfaction n'est sans doute pas close, mais nous verrons qu'il est facile de distinguer une rubéfaction accompagnée de traits pédogénétiques d'une rubéfaction volcanogénique.

Ainsi, la perméabilité du basalte autorise une cryptoévolution ménagée, mais n'implique pas de cryptoaltération. On imagine donc mal qu'un substrat sain fossilisé puisse subir une altération poussée à travers une coulée, même sur une longue période. Ce serait d'ailleurs nier le rôle des végétaux dans l'initialisation de l'altération.

Concernant l'antériorité de l'altération sur la fossilisation, un argument de terrain reste fondamental, comme le rappelle Godard (1989), à propos d'altérites recouvertes par des moraines, dans les Hautes Latitudes : "Un contact brutal témoignant d'un profilage des saprolites, d'une troncature du profil d'altération, permet de lever le doute".

Par ailleurs, il convient de noter qu'en aucun cas une coulée fluide ne peut tronquer un profil. Les contacts coulée–substrat sont toujours calmes, et rares sont les éléments de socle qui se retrouvent dans les brèches de progression, en dehors de ceux arrachés à la cheminée, sous des pressions autrement plus fortes.

Il est donc possible de conclure au rôle protecteur du basalte : il stoppe l'altération et conserve le profil fossilisé en l'état. De fait, les altérations de roches granitiques et basaltiques fossilisées par des coulées de lave sont antérieures aux effusions qui les conservent, et ont gardé intacts leurs caractères antévolcaniques.

Deuxième partie : **ÉTUDE DES FORMATIONS FOSSILISÉES**

La signification paléoclimatique des altérations de roches granitiques, voire basaltiques, a été soulignée de nombreuses fois, et il est maintenant démontré que, fossilisées par des coulées de lave, ces altérations ont gardé intacts les caractères de leur évolution antévolcanique. En couplant le message qu'elles vont nous livrer et les données géochronologiques apportées par les coulées, il devrait donc être possible de caler dans le temps ces altérations héritées et de les comparer entre elles.

Afin d'apprécier pleinement le profit qu'il y a à étudier de telles coupes, il convient de rappeler l'état des connaissances – et les questions restées en suspens – concernant les altérations néogènes et quaternaires dans le Massif Central français : période sur laquelle portent nos investigations, puisque nos profils altérés sont piégés par des coulées d'âges compris entre 10 Ma et 30 000 ans.

Nous interrogerons ensuite ces profils : altérations de roches basaltiques puis granitiques, pour finalement évoquer les enseignements d'ordre paléoclimatique et géomorphologique qui se dégagent de cette étude.

I. PROBLÉMATIQUE

La nature des altérites du socle du Massif Central pour la période néogène (en fait, miocène pour les uns et mio-pliocène pour d'autres, selon l'attribution au Pliocène ou au Quaternaire des "vieilles altérites"), reste une énigme pour la simple raison que nulle part on ne trouve de telles formations en place, pas plus que de dépôts conservés dans les creux de la topographie.

Ce hiatus dans les altérites conduit à se poser deux questions :

- quel était le climat au Néogène, question que la découverte d'altérites *in situ* permettrait d'élucider (Derruau, 1960) ?

- quels étaient les systèmes morphoclimatiques : décapage d'épais manteaux d'altération évolués mio-pliocènes, alimentant des dépôts alluviaux du Pliocène supérieur et du Pléistocène ancien (Macaire, 1985) ? "Équilibre entre météorisation et transport" lors d'un calme tectonique prolongé (Coque-Delhuille, 1979) ?

À défaut de témoignages, et selon les besoins, le climat néogène est interprété de deux façons : très dégradé s'il est comparé aux climats du Paléogène, mais encore "chaud et humide" lorsqu'il est comparé à celui du Quaternaire.

Brossons rapidement un tableau de la succession des climats du milieu du Paléogène au Pléistocène, d'après différents travaux.

Les climats éo-oligocènes et les altérations qui en dérivent ont fait l'objet de plusieurs études, sur le pourtour et dans le Massif Central. Il apparaît que les paléoaltérations ferrugineuses à kaolinite (ou smectite, selon le site) du bassin de Montluçon-Domérat se sont élaborées sous des climats tropicaux contrastés de l'Éocène inférieur et moyen, et ont été suivies de silicifications sous des climats chauds et à tendance sèche de l'Éocène supérieur (Thiry et Turland, 1985). Nous évoquerons la nature de ces altérations dans le cadre d'une comparaison avec nos propres coupes.

Le début de l'Oligocène livre des altérations rubéfiantes à kaolinite, de type fersiallitique : base du Stampien du Velay (Larqué, 1983), Rouergue cristallin (Simon-Coinçon, 1983), ce qui signifie que la tendance sèche de l'Éocène supérieur ne se poursuit pas.

La question de l'altération néogène a été abordée par défaut ; nous ne citerons que quelques exemples :

Coque-Delhuille (1979) retrouve en Margeride des altérations de l'Éocène et de l'Oligocène inférieur comparables à celles décrites plus haut. Puis constate, de l'Oligocène moyen au Pliocène, l'épandage sur un même plan de diverses formations corrélatives. L'auteur note : "L'absence de formations miocènes dans les bassins témoigne d'un calme tectonique prolongé, tandis que sur les plateaux s'établit un équilibre entre météorisation et transport". Dès la fin du Tertiaire, vers 3,8 Ma, débiterait l'arénisation, caractérisée par une évolution ménagée et uniforme du manteau d'altération (association kaolinite + illite + montmorillonite + vermiculite).

Dans le Forez, selon Etlicher (1983), le couloir du Lignon, fossilisé par une coulée âgée de 19 Ma, existait déjà au Miocène moyen. Il aurait été déblayé dans une ambiance climatique aride, comme l'atteste le dépôt corrélatif burdigalien de la plaine du Forez, le premier après un long répit dans la sédimentation (depuis la fin de l'Oligocène). La fraîcheur de cette forme "témoigne de la lenteur de l'évolution du relief depuis cet épisode".

Ces deux exemples nous placent au coeur de la question de la part respective de la tectonique et de l'érosion différentielle dans l'élaboration des formes (Godard, 1977). En effet, on peut s'étonner que l'histoire des formes soit si différente dans ces deux secteurs pourtant proches spatialement. Nos investigations ne nous permettent cependant pas d'aborder le problème.

Par contre, il nous importe de remarquer que dans les deux cas : rémission dans la glyptogenèse ou phase primordiale dans l'évolution des formes, le Miocène ne livre jamais d'altérites *in situ*.

Quant à l'arénisation, Flageollet, dans le Limousin (1977), considère que toutes les arènes sont tempérées et formées du Pliocène à l'Actuel, tandis que Lagasquie (Pyrénées, 1984) n'engage que le Quaternaire, en expliquant surtout les différences mineures de nature par la durée d'évolution. Par conséquent, autant dire que la question de la différenciation de *générations* d'altération pour la période plio-quaternaire reste entière. Des possibilités de datation absolue ramèneraient sans doute à leur juste place les critères d'ordre géomorphologique, minéralogique et granulométrique habituellement utilisés et devraient nous permettre de prendre position dans le débat opposant les notions de "vieille altérite" et de "paléoaltérite".

Nous rappelons ici que l'idée de paléoaltérite s'appuie sur la présence, dans les profils, de minéraux tels que kaolinite ou gibbsite rapportés à des phases d'altération sous des climats révolus et plus agressifs que le climat actuel. L'idée de vieille altérite ne fait intervenir que le facteur temps, la néoformation de kaolinite et/ou de gibbsite étant alors liée à un *pédoclimat* favorable et non à un climat hydrolysant (Dejou, 1967).

II. LA DIVERSITÉ D'ORIGINE DES FORMATIONS INTRABASALTIQUES

La plupart, si ce n'est toutes les données concernant les paléoaaltérations *in situ* – donc les paléoclimats – miocènes, proviennent de l'étude des "formations rouges" intra- ou infrabasaltiques. L'interprétation courante de ces formations nous serait d'un grand secours (nous venons d'évoquer le "hiatus miocène"), si l'étude que nous en avons faite ne nous laissait pas sceptique quant à leur valeur paléoclimatique.

1. LES TUFFS INTRA- OU INFRABASALTIQUES

Nous prendrons comme exemple les coupes du col d'Aulac (Cantal ; photo a, planche 9), qui ont été interprétées comme des paléosols fersiallitiques miocènes (Chesworth *et al.*, 1983). Les données sur lesquelles les auteurs appuient leur diagnostic se résument ainsi :

- les profils sont généralement subdivisés en trois parties, sur la base de la nature des néoformations argileuses : halloysite au sommet, halloysite + gibbsite en position intermédiaire, et smectite à la base ;
- les analyses chimiques mettent en valeur une oxydation du fer, une désilicification variable (jusqu'à 44 %), la concentration relative des éléments Al, Fe, Ti, et l'évacuation de Ca, Na, Mg et K selon un ordre décroissant.

Pour mémoire, citons l'argilisation du matériel (10 % en moyenne), mais comme il faut casser et broyer les échantillons pour les tamiser, ce taux n'a pas grand sens. Enfin, les valeurs de pH (entre 6,1 et 7,0) et la CEC ne font que traduire une ambiance actuelle – ou composite – puisqu'il est entendu que la fossilisation par une coulée ne stoppe pas radicalement la percolation. Et les auteurs de conclure : "On peut imaginer que la partie inférieure du paléosol, plus riche en smectite, s'est développée directement aux dépens de la coulée basaltique dans un environnement de faible drainage ; la partie médiane correspondrait à l'altération de produits pyroclastiques où le drainage est plus accusé ; quant à la partie supérieure elle peut être un remaniement plus ou moins marqué de l'ensemble du paléosol."

AULAC

Nous avons repris l'étude de trois coupes au col d'Aulac : l'une d'elles semble avoir été spécifiquement étudiée par les auteurs cités plus haut – il s'agit de la coupe "Aulac bas", mais il est toujours difficile de localiser de façon certaine les sites de prélèvement. Pour notre part, nous avons vu trois formations intrabasaltiques dans le premier kilomètre qui descend du col d'Aulac, que nous appelons Aulac haut, Aulac moyen et Aulac bas. Les subdivisions de chaque profil sont calquées sur le nombre de lits, ou de groupes de lits pyroclastiques visibles sur le terrain : 5 à Aulac bas, 3 à Aulac moyen, 8 à Aulac haut. L'épaisseur des formations intrabasaltiques est fonction du nombre de lits.

Les échantillons de la coupe "Aulac bas" ont subi trois types d'analyse – micromorphologique, minéralogique et chimique – la convergence de ces approches permettant de caractériser le matériel d'origine et son évolution. Pour les deux autres coupes, seules la diffractométrie et, bien entendu, la description de terrain ont été menées.

Dans les trois cas, les coupes présentent des lits pyroclastiques plus ou moins nombreux dont l'épaisseur cumulée traduit l'ampleur des phases explosives. Le matériel n'est pas exclusivement volcanique : aux monominéraux d'augite et d'olivine et aux matériaux vitreux, scoriacés et argilisés – qui constituent la matrice – s'ajoutent des éléments de socle arrachés à la cheminée (agrégats polyminéraux). Les lits, décimétriques, sont jaunâtres ou rougeâtres, indépendamment de leur distance aux coulées sous- et sus-jacentes et de leur granulométrie, qui varie assez peu (cendres – *s.s.*). Seule la partie inférieure des formations intrabasaltiques montre des scories de la taille des blocs, noyées dans une matrice fine et compacte : il s'agit du toit scoriacé et altéré de la coulée inférieure.

Aucun schéma type ne se dégage de la comparaison des spectres argileux des trois coupes ; aucune des coupes ne rentre dans le modèle décrit par Chesworth *et al.*, enfin aucune ne s'approche d'un modèle de néoformation propre aux pédogenèses tropicales (*s.l.*) – autant pour la nature des minéraux néoformés que pour leur succession dans le profil (la nature de la phase argileuse de chaque lit a été reportée dans la figure 8). Cette impossibilité de modéliser s'explique par la diversité des coupes, du matériel et de son évolution. Détaillons ces différents aspects dans la coupe "Aulac bas".

Si l'on s'en tient aux minéraux argileux dominants, le profil se subdivise en trois ensembles : la partie supérieure regroupe deux lits pyroclastiques dans lesquels l'halloysite est dominante. Les deux lits suivants contiennent de l'illite en majorité ; puis on retrouve l'halloysite dans le premier lit pyroclastique qui repose sur le toit scoriacé de la coulée inférieure, qui n'enregistre pas de néoformation argileuse (tableau 9).

L'analyse chimique totale des lits 2 à 6 traduit une altération souvent très poussée (lessivage des bases alcalines et alcalino-terreuses, désilicification) mais qui ne répond pas à une logique pédogénétique : brusques sautes des teneurs en K_2O et CaO (échantillon Ab3), ou en SiO_2 et Fe_2O_3 (Ab3 et Ab4), absence de gradient vertical dans le départ des éléments (teneur en alcalins étonnamment forte à la base et au sommet du profil). Ces données ne sont pas illogiques pour autant (tableau 10) :

- le lit Ab1, c'est-à-dire le toit scoriacé de la coulée inférieure, a subi une faible altération : oxydation imparfaite du fer, pertes faibles en alcalins et alcalino-terreux. Ce bilan ne s'accompagne d'aucune néoformation claire (traces d'halloysite 10 Å) ;

- les lits pyroclastiques, par contre, ont subi une évolution plus poussée : oxydation totale du fer, perte très accusée des éléments CaO , Na_2O , MgO et K_2O . Cette altération poussée est liée à l'abondance de verre dont on devine encore l'aspect bulleux en lame mince ;

- par ailleurs, les deux lits qui ont en commun une illite dominante recèlent – les lames minces et les analyses diffractométriques de poudres le montrent – la plus forte part des minéraux de socle (polyminéraux regroupant biotite, plagioclases et quartz), donc de formes cristallines. C'est cette présence même qui explique le regain de silice dans les échantillons Ab3 et Ab4. En effet, l'élimination de la silice est plus intense sur matériel amorphe qu'à partir de minéraux cristallisés (Pedro, 1968). Les variations aléatoires des teneurs en K_2O et CaO sont autant de signes de la présence de minéraux intrus.

Par conséquent, il n'y a pas dans ce profil de gradient chimique et minéralogique vertical, qui, même pour un basalte – dont on connaît l'aptitude à s'altérer intensément et sur une faible épaisseur, avec un front d'altération marqué – reste un critère incontournable de pédogenèse (*cf.* pour comparaison les tableaux d'analyses chimiques n° 11, 13 et 15).

Trois minéraux se rencontrent encore de façon aléatoire et en faible quantité dans le profil : le gypse, la kaolinite et les oxydes de fer et d'alumine (fig. 26 et 27, annexe). Le gypse, dont nous avons vu le mode de formation, révèle à la fois la différence de nature des lits – tous ne réunissent pas les conditions de sa formation – et une déficience du drainage vertical, qui n'aurait pas manqué de s'accompagner d'une équirépartition du gypse, comme c'est le cas dans les arènes granitiques fossilisées. Finalement, tout se passe comme si chaque

lit, ou chaque groupe de lits, avait évolué pour son compte et pas dans un système regroupant l'ensemble des lits. La kaolinite, censée traduire un stade avancé de la pédogenèse (compte non tenu du drainage), a ici une toute autre signification : elle dérive de l'altération des minéraux de socle, nombreux dans certains lits, tels que des biotites ouvertes à vermicules de kaolinite ou des plagioclases kaolinisés. Le matériel basique ne libère probablement que de l'halloysite, qui se forme très vite par altération des verres volcaniques. Là encore, la présence de minéraux 1/1 ne doit pas être interprétée comme l'effet de climats agressifs. Enfin, les oxydes de fer et d'alumine, mal représentés, sont plus fonction de la texture et de la composition minéralogique des lits que d'un quelconque enrichissement relatif de tel ou tel niveau du profil au cours d'une évolution pédologique. Ainsi, les lits riches en olivines iddingsitisées et à texture poreuse contiennent des oxydes ferriques en plus grande abondance et prennent une teinte rouge.

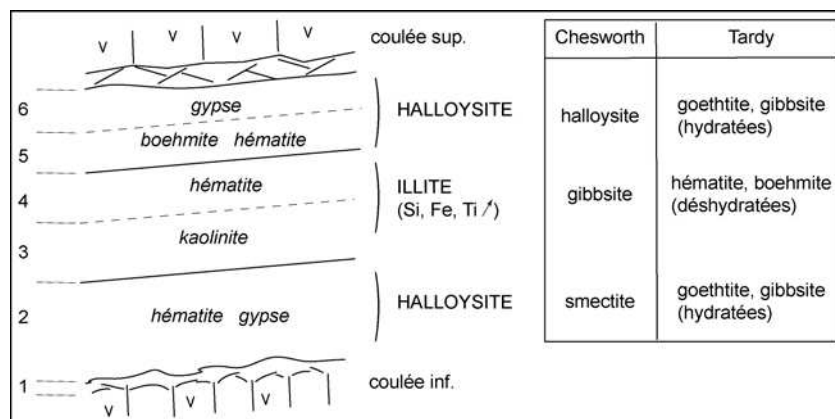


Figure 8. Coupe schématique, Aulac bas (Cantal). Sont reportés sur ce schéma : les minéraux dominants et accessoires par lit (fraction <math> < 20 \mu\text{m}</math> et poudre totale confondues) ; la répartition des minéraux dominants selon Chesworth (pour la même coupe) ; celle des oxydes de fer et d'alumine dans des profils latéritiques ferrugineux tropicaux (Tardy).

Aulac bas 20 μm	1	2	3	4	5	6
Kaolinite		tr.	++			tr.
Halloysite	+	++			++++	++
Métahalloysite				+		
Illite			+++	++++		tr.
Interstratifiés		tr. IV	tr. IC		tr. IC	tr. IC
Chlorite	+			+		
Feldspath		=	=	=	=	=
Oxyde Fe		=H				
Gypse		=				=

Aulac bas p.	2	3	4	5
1/1	+	+		+
Illite		++	++	
Gypse			=	=
Quartz	=		=	
Feldspath		=	=	
Oxyde Fe	=H		=H	=H
Oxyde Al				=B

Tableau 9. Aulac, analyses diffractométriques, fraction <math> < 20 \mu\text{m}</math> et poudre totale. (An. : G. Pierre, Meudon).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
A6	37.04	15.38	13.31	1.15	3.03	0.17	4.29	8.04	0.44	1.12	0.30	-	9.75	5.81	98.68
A5	31.65	19.84	16.98	0.02	3.84	0.28	0.77	3.35	0.16	0.20	0.24	-	12.77	9.26	99.34
A4	44.30	22.70	8.33	0	1.55	0.18	0.68	0.64	0.37	0.88	0.13	0.18	10.01	9.20	99.15
A3	44.62	25.26	3.88	0.04	0.54	0.22	1.09	0.67	0.58	1.28	0.35	0.20	9.67	10.38	98.78
A2	32.98	23.27	16.53	0	3.94	0.32	0.56	1.11	0.10	0.32	0.41	-	9.32	10.17	99.03
A1	33.42	14.00	14.15	3.18	3.19	0.18	7.84	9.30	0.51	0.24	1.41	-	9.04	5.25	98.53
c.i.	42.46	12.93	12.19	6.95	2.71	0.16	10.2	10.25	2.12	2.12	0.66	-	1.30	3.95	100.09

Tableau 10. Aulac bas, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen ; analyse de la coulée inf. – c.i. – in Chesworth, 1983).

La question se pose toujours de savoir si la météorisation est seule responsable de la rubéfaction, ou si la circulation de fluides hydrothermaux a contribué à ce phénomène. Cette seconde hypothèse a été retenue par Godard *et al.* (1961), et rejetée par Camus et Kieffer (1980). Il est pourtant tentant de faire appel à ces fluides hydrothermaux, qui circuleraient dans les empilements basaltiques, car jamais une altération poussée de tufs à l'air libre n'aboutit à une rubéfaction aussi marquée. Il n'est donc pas impossible que des eaux thermales aient circulé dans certains lits pyroclastiques, en fonction de leur texture, sans déborder sur les lits voisins (nous n'avons aucune idée *a priori* de la pression de ces circulations). Camus et Kieffer jugent inévitable que des fluides hydrothermaux aient une action globale sur un ensemble intrabasaltique ; mais pour notre part nous avons admis que les lits de tufs peuvent évoluer indépendamment les uns des autres, dans le cadre d'un drainage latéral : ce que révèle l'absence de traits recoupant l'ensemble des lits (voir la photo b, planche 6, montrant un contact neutre entre deux unités), et encore la présence d'épais ferri-argilanes microlaminés et onduleux, parallèles aux discontinuités qui séparent certains lits pyroclastiques. Ces ferri-argilanes trahissent-ils le passage de fluides hydrothermaux ? La question du rôle de tels fluides gagnerait à être illustrée par une coupe montrant un point d'émission d'eaux thermales.

Les effets structuraux de la fossilisation sont infimes : une légère prismation sur moins de 10 centimètres. L'absence de cristallisation d'hématite au contact indique qu'il n'y a pas eu surimposition d'une rubéfaction par la coulée au moment de l'effusion. Par contre, il n'est pas impossible que l'enrichissement en CaO et MgO dans le haut du profil relève d'une évolution posteffusive ; toutefois, il n'existe pas d'autre indice (minéralogique notamment).

On est donc fondé à interpréter ces niveaux intrabasaltiques comme autant de phases explosives du volcanisme, durant lesquelles se sont étalés des manteaux de pyroclastites de la taille des cendres, voire des lapillis fins. Les lits, ou les ensembles de lits, ont subi chacun à leur tour une phase d'altération météorique, rapide et efficace sur ce type de matériel (Pedro, 1968) : l'absence de relation entre les lits permet d'écarter l'hypothèse d'une pédogenèse antévolcanique tout comme celle d'une cryptoaltération, qui auraient nécessairement homogénéisé l'ensemble des projections. Nous avons vu que la cryptoaltération était possible et fréquente pour les brèches sous coulée : nous savons maintenant que le phénomène ne doit pas être étendu à l'ensemble des pyroclastites. L'épaisseur des niveaux intrabasaltiques tient au nombre de lits qui les composent, et pas à l'ampleur de la pédogenèse – qui serait fonction d'une durée de rémission. À ce titre, il convient de remarquer que les datations des coulées qui encadrent ces niveaux ne doivent pas nous tromper sur le laps de temps qui sépare deux effusions : la période comprise entre 7,2 et 6,8 Ma (âge des deux coulées de Aulac bas, Chesworth, 1982) correspond à la marge d'erreur propre à la méthode K/Ar.

Les pyroclastites du col d'Aulac, altérées puis fossilisées, n'ont donc aucune valeur paléoclimatique. Elles ne diffèrent en rien, sinon par des variations de composition et d'épaisseur du matériel de départ, des tufs de maar des Coirons, ou de ce que Colin (1966) appelle "horizon rouge compact" – parmi les formations pyroclastiques situées entre les coulées – dans l'Aubrac.



Planche 9

a) Coupe du col d'Aulac (Cantal). La formation intrabasaltique de "Aulac haut" est la plus épaisse (8 lits pyroclastiques). Les limites entre lits sont nettes, la coupe ne montre pas trace d'homogénéisation verticale, qui serait le propre d'une pédogenèse.

b) Coupe de Machabert (Velay). La coulée inférieure a subi une altération météorique dont il reste la racine (i.e. zone de décomposition) ainsi qu'une poche argileuse jaune dans sa partie inférieure et rouge au sommet. L'ensemble est recouvert, après troncature du profil, par un lit de lapillis altérés et compactés, rouge vif. La coupe est donc composite (coulée altérée + pyroclastites altérées).

2. VALEUR PALÉOCLIMATIQUE DES PÉDOGENÈSES (S.S.)

Nous avons vu que l'étude des tufs altérés ne permet pas de juger du climat sous lequel ils ont évolué : la différenciation verticale des profils tient toujours à la nature composite des lits pyroclastiques qu'aucune pédogenèse globale et poussée n'a effacée. Les coulées franches, à l'inverse, nous assurent de l'homogénéité du matériel de départ. Aussi l'altération météorique d'une lave, quelle qu'en soit l'intensité, doit pouvoir être rattachée à un type de pédogenèse, et éventuellement à un type de climat. Deux coupes mettent à jour de telles altérations. L'une dans le massif du Mézenc, près de Machabert (Velay), l'autre sur la bordure sud-ouest du Cantal (Puy Courny, Aurillac).

MACHABERT

La coupe de Machabert présente un épais front d'altération, où le basalte décoloré se décompose en boules. Une poche argileuse jaunâtre d'un mètre s'y enracine, surmontée d'un horizon rubéfié. Ces trois unités apparaissent en continuité. Un saupoudrage de lapillis totalement argilisés, compactés et rubéfiés recouvre l'ensemble, suivi par la coulée supérieure (brèche de progression + coulée) (photo b, planche 9 ; fig. 9).

Les analyses chimiques totales ont été faites sur quatre échantillons pris sur une verticale : 1) dans la poche jaune 2) dans l'horizon rouge 3) dans les lapillis altérés 4) dans la brèche de progression de la coulée supérieure (tableau 11). En 1, 2, 3, SiO₂ est stable (léger enrichissement relatif), ainsi qu'Al₂O₃ et TiO₂. Le fer, totalement oxydé, subit une perte entre 1 et 2, puis réaugmente dans les lapillis. Les alcalins sont graduellement et incomplètement éliminés du bas vers le haut. Les alcalino-terreux au contraire, après une perte prononcée dans la poche jaune, voient leur teneur croître, ce qui n'est pas sans nous rappeler la contamination du granite altéré de La Bière par ces mêmes éléments.

L'analyse diffractométrique de la fraction < 20 µm atteste la présence d'une smectite dominante, bien cristallisée en 1 et 2, moins belle mais toujours dominante en 3 (lapillis), et mal individualisée en 4 (brèche de progression). Des traces d'halloysite 10 Å hantent le profil. Un minéral primaire (feldspath) subsiste en 1, disparaît en 2, et reparait en 3. Compte tenu de la vitesse d'évolution des lapillis, il est probable que, malgré les apparences, la pédogenèse se soit d'abord développée sur la coulée inférieure, et qu'elle ait été recouverte après troncature par les lapillis, qui à leur tour se sont altérés (tableau 12).

La brèche sous coulée n'est pas très affectée par l'altération : les alcalino-terreux n'ont pas bougé, le fer est incomplètement oxydé, seuls CaO et MgO ont été entraînés (à 50 % pour CaO et 77 % pour MgO, sur la base de 10 % dans le basalte sain).

Comme nous serions bien en peine de qualifier dans l'absolu une telle altération, tournons-nous vers la coupe du Puy Courny, en espérant tirer quelque enseignement de la confrontation des deux.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
M4	47.12	16.70	12.08	1.50	3.37	0.11	4.99	2.01	2.30	2.08	0.59	0.14	4.75	3.24	99.48
M3	44.18	17.96	12.70	0.05	3.05	0.07	0.87	1.21	0.27	0.60	0.07	-	11.04	7.26	99.28
M2	44.04	18.15	8.10	0.05	3.40	0.04	1.29	1.58	0.27	0.45	0.14	-	13.68	7.99	99.13
M1	41.41	17.11	9.41	0	3.41	0.08	2.24	1.95	0.09	0.22	0.08	-	15.02	8.31	99.33
β alc.	45.80	14.60	11.90	8.70	2.60	0.20	10.70	9.40	2.60	0.90	-	-	0	0.80	99.50

Tableau 11. Machabert, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen ; analyse du basalte alcalin in Girod, 1984).

Machabert	1	2	3	4
Halloysite	<i>Tr.</i>		<i>Tr.</i>	<i>Tr.</i>
Smectite	++++	++++	+++	++
Feldspath	=		=	=

Tableau 12. Machabert, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm. (An. : G. Pierre, Meudon).

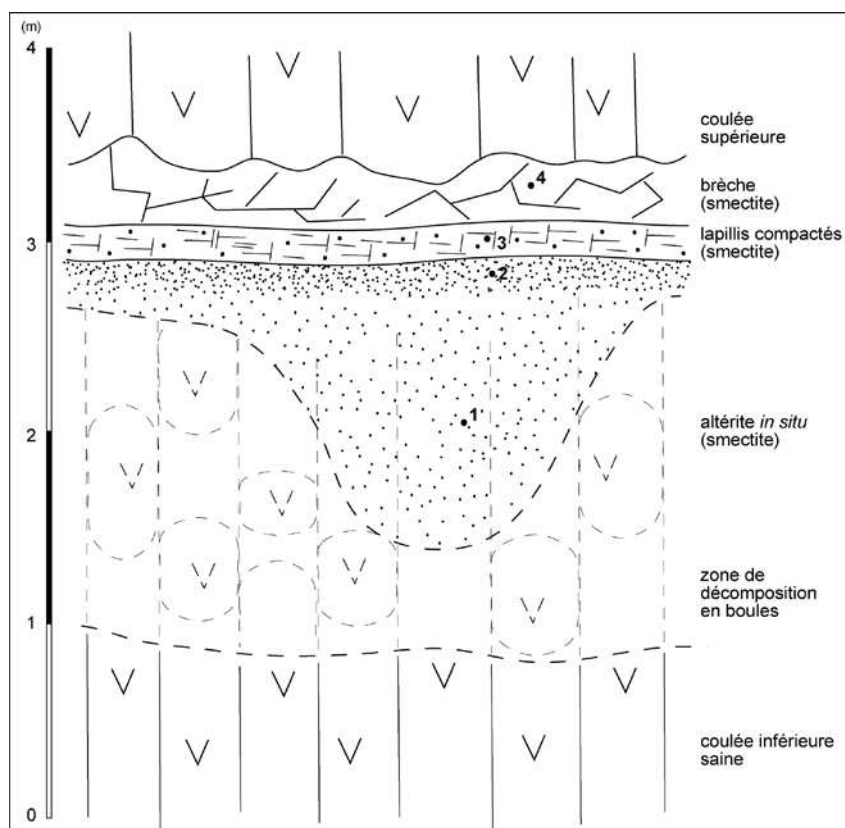


Figure 9. Machabert (Velay), coupe schématique. Exemple d'altération météorique d'une coulée massive.

PUY COURNY

Sur le terrain, le passage du basalte sain à la zone de cimentation, où la roche est totalement décomposée et rubéfiée, est très rapide : une dizaine de centimètres. De là, l'aspect macroscopique ne change pratiquement plus jusqu'au sommet du profil altéré, que recouvrent des sédiments miocènes (photo a, planche 10). Dans cette masse altérée et rubéfiée de quatre mètres d'épaisseur, les analyses chimiques et minéralogiques permettent d'identifier trois niveaux d'altération (tableaux 13 et 14 ; figure 28, annexe). Le premier niveau (analyse 2) enregistre une très forte perte de Na₂O et MgO, tandis que CaO se maintient encore à 2,70 % et que K₂O reste stable. Le fer s'oxyde et sa teneur augmente (+27,27 %), ainsi que celle du titane ; la perte en silice n'est que relative, elle accompagne le gain en alumine. La néoformation argileuse est celle d'une smectite, qu'accompagne un peu de gypse – qui disparaît progressivement vers le haut. L'hématite apparaît sur les diagrammes de poudre : c'est au front

d'altération, le plus riche en fer, qu'elle s'individualise le mieux. La part de la smectite décroît fortement dans les deux niveaux supérieurs (3 et 4), au profit d'un minéral 1/1 intermédiaire entre kaolinite et métahalloysite (7,18 Å), tandis que les pertes en alcalins et alcalino-terreux s'accroissent (> 90 %). La teneur en fer décroît, tout en restant supérieure à celle de la roche-mère, et la part de silice croît en raison inverse, l'alumine se stabilisant.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
PC4	51.32	19.81	9.34	0.04	3.51	0.04	0.61	0.55	0.04	0.28	0.10	-	4.66	8.53	98.79
PC3	42.87	21.19	15.64	0.02	3.30	0.05	0.58	0.38	0.04	0.24	0.29	-	4.18	9.28	98.04
PC2	36.43	19.50	16.65	0.95	4.25	0.09	2.70	0.68	0.41	1.19	1.41	0.20	6.70	7.98	98.19
PC1	42.93	13.01	12.11	6.06	2.78	0.17	10.65	9.12	2.40	1.76	0.85	-	1.19	2.03	99.00

Tableau 13. Puy Courny, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen).

Puy Courny 20µm & p.	2	3	4	2	3	4
Kaolinite		+++	+++	+	++	++
Halloysite			Tr.			
Smectite	+++	+	+	+++		
Feldspath	=		=	=		
Oxyde Fe				=H	=H	=H
Gypse	=	=				

Tableau 14. Puy Courny, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm et poudres (An. : G. Pierre, Meudon).

Mises côte à côte, les deux altérations de Machabert et du Puy Courny ne se ressemblent pas. Les gradients qui les caractérisent ne sont pas du même ordre, le bilan géochimique et les néoformations argileuses traduisent une évolution plus poussée au Puy Courny, proche d'un type subtropical, sans désilicification. L'augmentation en Al₂O₃ et Fe³⁺, et une désilicification, amènent Gibert (1973) à parler d'altération ferrallitique, sur la base des analyses de Erhart (1940), dans lesquelles la teneur en silice passe de 43,73 % dans la roche saine à 34,74 % au sommet du profil. Nos analyses ne nous permettent pas d'en dire autant : la silice reste intégralement dans le profil. D'autre part, comme le "sol complètement formé" n'a pas été conservé, le diagnostic concernant l'altération doit être prudent. Compte tenu de la basicité du matériel, la kaolinite ne traduit pas un stade d'évolution poussé, qui n'aurait pas manqué de laisser quelques oxydes d'alumine. Il paraît plus prudent de penser qu'il s'agit de la racine d'un profil fersiallitique, dont la teneur relativement élevée en silice serait le résultat d'un drainage profond de cet élément. La rubéfaction intense va dans le même sens, même si le matériel d'origine s'y prête particulièrement bien.

De Machabert, on peut juste dire que l'évolution y est plus poussée que celle d'une altérite basaltique de type tempéré (*cf.* Cantoin, tableaux 15 et 16 ; fig. 10), dont le bilan géochimique est à la fois moins contrasté et plus graduel – le front d'altération est plus développé – et les néoformations réduites (à Cantoin, minéral 1/1 type halloysite mal cristallisé, feldspaths hérités). La présence de smectite, à Machabert, traduit soit un stade intermédiaire entre kaolinisation (Courny) et néoformation débutante (halloysite et smectite, comme c'est le cas dans les altérations tempérées de basalte ; Moinereau, 1977), soit un milieu confiné, auquel cas la néoformation n'a pas de valeur climatique.

Un problème demeure, dans le cas de l'altération de coulées fossilisées par d'autres coulées : celui de la durée d'évolution subaérienne. Quel laps de temps s'est écoulé entre les deux effusions ? Autrement dit, la coulée inférieure de Machabert a peut-être été attaquée par

un climat agressif, mais sur une période très courte. Rappelons que les méthodes actuelles de datation (pour les périodes anciennes) n'ont pas une précision suffisante pour situer chronologiquement deux venues basaltiques dans un intervalle de temps inférieur à 0,6 Ma environ. Donc, il n'y a pas d'espoir pour le moment d'évaluer le temps de pédogenèse. En toute rigueur, il est donc difficile d'attribuer une valeur paléoclimatique à des altérations de coulées au sein d'empilements basaltiques, même si le résultat de la météorisation évoque un contexte climatique. L'incertitude quant au temps de rémission entre chaque coulée est trop grande.

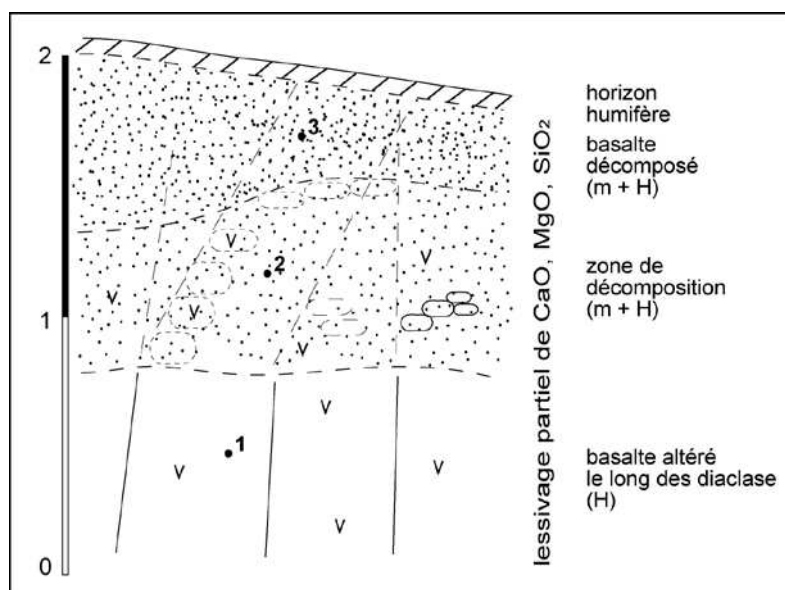


Figure 10. Cantoin (Aubrac), coupe schématique. Profil et gradient typiques d'une altération ménagée de basalte sous climat tempéré (Moinereau, 1977) : lessivage partiel des bases alcalines mais aussi de la silice, néoformation d'halloysite plus ou moins hydratée.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
C1	28.35	21.67	18.68	4.44	4.91	0.26	1.20	3.51	0.27	0.38	1.05	8.84	9.21	98.33
C2	31.46	17.38	17.87	4.78	4.28	0.24	4.67	5.55	0.56	0.54	1.23	7.43	6.96	98.17
C3	36.18	14.88	14.99	5.76	3.92	0.21	9.34	7.94	0.78	0.56	0.88	3.25	5.94	98.87

Tableau 15. Cantoin, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen).

Cantoin	1	2	3
Halloysite	+		
Métahalloysite		++	++
Illite		tr.	tr.
Feldspath	=	=	=

Tableau 16. Cantoin, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm. (An. : G. Pierre, Meudon).



Planche 10

a) Coupe du Puy Courny (Aurillac, Cantal). Sommet de l'altération argileuse rubéfiante à kaolinite de la coulée inférieure miocène (7,44 Ma ; Brousse et al., 1975). Le profil est fossilisé par des sables miocènes (jaunes), puis par un lahar ponceux (gris), et un lambeau de coulée entraîné par le lahar donc sans valeur stratigraphique.

b) Coupe de Moudeyres (Velay). Ce profil répond à la description des "red-partings" faite par Bout ; de bas en haut : 1. le basalte bulleux (basalte scoriacé pris dans une gangue argileuse rouge), 2. le niveau rouge épais de 40 cm ("red-parting"), 3. le basalte diaclasé horizontalement, violacé à proximité du niveau rouge. La coulée supérieure prismée a disparu.

3. LES "RED-PARTINGS"

Un troisième type de "formation rouge" a déjà été décrit dans les empilements basaltiques : les "red-partings", pour prendre le terme utilisé par Barth (1950). Ce terme ne doit être appliqué qu'à un seul type de formation rouge, qui ne relève ni de la météorisation de tufs intrabasaltiques – quel que soit le résultat obtenu⁷ ni de la météorisation d'une coulée massive. De fait, l'origine des "red-partings" est purement volcanologique, et leur gisement est typique.

Longtemps trois hypothèses se sont disputées la faveur des auteurs pour élucider l'origine des formations intrabasaltiques (*s.l.*) :

1) rubéfaction d'un sol argileux et humide au contact d'une coulée chaude,

⁷ À ce titre, nous nous démarquons de Colin (1966) qui attache plus d'importance au faciès qu'au gisement, c'est-à-dire au résultat de l'altération d'un dépôt pyroclastique plus qu'à la nature volcanogénique de ce dépôt. Cela, nous le verrons, l'amène à différencier, à tort, tufs altérés et "horizon rouge compact".

- 2) altération climatique de type subtropical,
- 3) actions hydrothermales.

Mais en réalité, l'amalgame de différentes formations, dont certaines peuvent relever des hypothèses 2 et 3 (nous avons vu que l'hypothèse 1 n'est pas fondée), est à l'origine de ces divergences : Colin (1966) donne une appellation spécifique à un faciès de tufs altérés parmi d'autres ("horizon rouge compact") ; dans le massif des Coirons, Grangeon (1959) parle de paléosols miocènes pour les altérations de tufs, Moinereau *et al.* (1972) de "couches rouges" pour ces mêmes formations qui auraient subi un hydrothermalisme au moment de leur fossilisation, et Camus et Kieffer (1980) préfèrent restreindre l'appellation de "couche rouge" pour ne l'appliquer qu'à la partie supérieure de la nappe de tufs des Avias⁸, en invoquant une origine dite volcanologique (qui répond en fait à l'hypothèse 1).

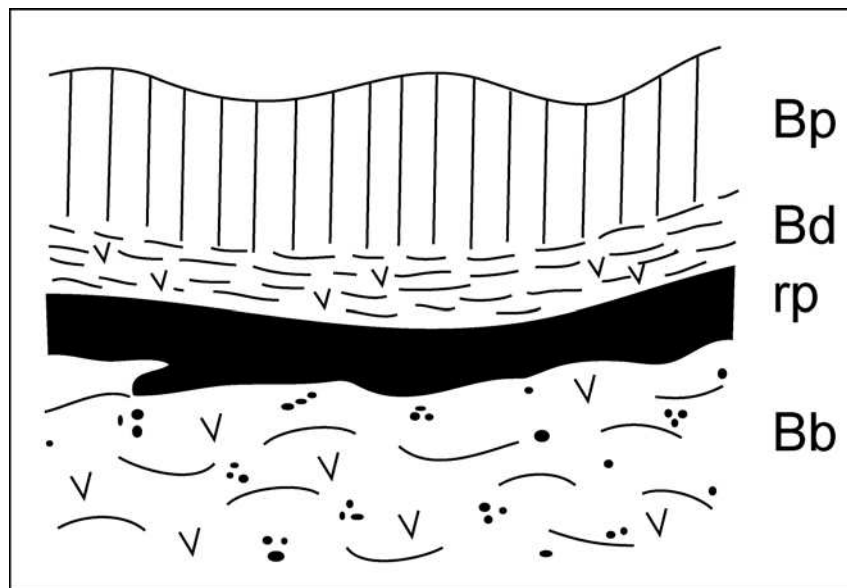


Figure 11. Coupe schématique d'un "red-parting" (d'après Bout). Bp : basalte prismé, Bd : basalte diaclasé horizontalement, rp : "red-parting", Bb : basalte bulleux. Comparer avec la photo b, planche 10 (Moudeyres).

Les "red-partings" (s.s.) ne s'expliquent que par des actions hydrothermales, c'est-à-dire strictement volcanologiques (nous avons vu qu'il n'existe pas d'hydrothermalisme – ou deutérisme – qui ne soit d'origine volcanique). Barth (1950), et plus tard Bout (1953, 1978), ont proposé un schéma pour la formation des "red-partings". Selon Bout (1978) : "Les red-partings affectent le plus souvent des zones de basalte d'aspect feuilleté, diaclasées horizontalement. La rubéfaction n'est intense que sur une épaisseur limitée – 0,10 à 0,60 m – et, dans ce cas, se localise soit à la partie haute de la zone diaclasée, soit à leur partie basse, soit encore et assez fréquemment dans leur milieu /.../ Là où se manifeste l'intense rubéfaction, la transformation du basalte est complète. La roche prend les caractères d'une argile compacte ou friable /.../ De part et d'autre de ces horizons profondément transformés, le basalte demeure reconnaissable mais il est toutefois affecté d'une rubéfaction diffuse étendue à toute l'épaisseur des bancs feuilletés. Parallèlement, des zéolites envahissent ces mêmes bancs et débordent même sur les basaltes compacts ou bulleux contigus."

⁸ Les auteurs donnent au terme "couche" un sens stratigraphique.

"Lors de la consolidation du basalte, les horizons plus riches en eau, en vertu de leur température de solidification plus basse sont demeurés pâteux plus longtemps. Du fait des pressions exercées sur eux, par les masses déjà solidifiées qui les recouvraient, ces niveaux ont acquis l'état feuilleté ou schisteux (l'écoulement continuant dans les niveaux plus riches en eau, n.d.r.). Puis lors de leur consolidation tardive, l'eau qui les imprégnait à l'état de vapeur sous pression a pu se libérer, se rassembler dans leurs diaclases, et opérer les actions modificatrices que l'on sait : la transformation argileuse et oxydante des basaltes d'une part, la zéolitisation d'autre part." (*ibidem*) Il s'agit ni plus ni moins d'une forme de deutérisme.

MOUDEYRES

La coupe de Moudeyres (Velay), la seule du Massif Central à notre connaissance, présente exactement ce gisement : rien dans ce profil ne rappelle un niveau pyroclastique altéré ou non (photo b, planche 10 ; fig. 11). La fraction argileuse, analysée aux RX, recèle une smectite dominante (Bout trouve de la kaolinite en Islande, mais Godard *et al.* en Écosse (1961) – au sujet de "red-partings" semble-t-il – ne parlent que de smectite). La présence de smectite, ici accompagnée de traces d'halloysite (tableau 17 ; fig. 29, annexe), n'est pas étonnante dans quelque altération que ce soit aux dépens de basalte : une altération météorique peu poussée entraîne ce type de néoformation (Moinereau, 1977), aussi bien que les altérations fumerolliennes décrites par Brousse et Thonon (1967).

Moudeyres	1	2	3
Halloysite	tr.	tr.	tr.
Smectite	++	++	
Interstratifiés			+
Gypse		=	
Feldspath	=		

Tableau 17. Moudeyres, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm. (An. : G. Pierre, Meudon).

Par conséquent, la rubéfaction en milieu anaérobie existe, mais elle est le fait de vapeurs oxydantes juvéniles, et non de la vaporisation de l'eau d'un substrat quel qu'il soit, et à l'autoclave. En effet, l'eau d'un substrat n'a aucune raison d'être chargée en gaz oxydants. Est-il possible que de tels gaz, contenus dans une lave, viennent rubéfier un substratum ? Cette hypothèse a déjà été envisagée sous un autre angle (*cf.* le deutérisme, 1^{ère} partie) et se heurte à une observation de terrain : les brèches de progression ne sont jamais rubéfiées.

4. CONCLUSION

Trois types de formations intrabasaltiques doivent être distingués, répondant à deux dynamiques : Tufs altérés et coulées altérées sont le fruit d'une altération météorique (en outre, l'action de fluides hydrothermaux peut se surimposer à la météorisation, pour les tufs). Les "red-partings" ne procèdent que de l'altération hydrothermale.

Parmi les altérations météoriques, seules celles qui se développent sur des coulées franches sont susceptibles d'avoir une valeur paléoclimatique. D'autre part, la multitude de faciès que peuvent avoir les tufs altérés, dont certains sont trompeurs, ne doit pas inciter à

multiplier les types de formations intrabasaltiques. Cette multitude s'explique très bien par le degré d'altération, lui-même fonction de la diversité du matériel pyroclastique. Il suffit de calculer le nombre de combinaisons possibles des facteurs granulométriques et minéralogiques (proportion de verre et d'éléments de socle) pour se persuader de l'hétérogénéité des altérations de tufs intrabasaltiques.

III. LES ALTÉRITES GRANITIQUES FOSSILISÉES

Les réserves que nous avons émises quant à la valeur paléoclimatique des formations rouges (*s.l.*) ne sont plus de mises dès qu'il s'agit d'altérations de roches granitiques fossilisées. Pour elles, ne se pose plus dans les mêmes termes la question délicate de l'intensité et de la durée d'évolution. Les profils ont une histoire antévolcanique d'une durée pour le moment indéterminée, mais dont on doit pouvoir retrouver le contexte, puisque la fossilisation ne les a pas dénaturés. Les données radiochronologiques obtenues à partir des coulées sus-jacentes permettent en outre d'attribuer un âge limite supérieur aux profils piégés. Il est donc possible de ramener ces héritages à des périodes géologiques, du Néogène au Quaternaire.

1. DATATION DES COULÉES

Il ne s'agit pas ici de reprendre massif par massif l'évolution d'ensemble du volcanisme centralien (*cf.* Autran et Peterlongo, 1980), mais d'utiliser des données radiométriques ponctuelles : celles concernant nos coupes. Il est nécessaire, cependant, de connaître la chronologie de chaque massif, car si celle-ci est toujours utile pour appuyer les résultats radiométriques, elle devient indispensable quand on ne dispose pas de datations absolues sur les sites retenus. Ainsi, l'âge que nous donnons de certaines coulées non datées est un âge moyen probable, fondé sur la stratigraphie. Nous discuterons rapidement quelques-uns de ces âges probables (tableau 18).

Le filon de Theix I (sous le centre INRA) est contemporain de la phase basaltique miocène prémondorienne (autour de 16 Ma). L'affleurement présente donc probablement un niveau d'érosion assez profond.

Le volcanisme basaltique de l'Aubrac a de nouveau été vieilli par les datations absolues : celles-ci nous ramènent aux âges proposés par Boule (1906, feuille de Mende au 1/80 000^e). La phase principale couvre la période 8–7,5 Ma, précédée et suivie de deux courts épisodes vers 9,2 et 5,8 Ma. Les coulées de Englès, Oulhou et Saint-Urcize reposent à même le socle, il semble donc raisonnable de leur attribuer un âge reculé.

Les coulées de la base de l'empilement basaltique formant le substratum des phonolites du Mézenc, sont âgées de 10 à 11 Ma (11,4 Ma au ruisseau des Merles entre Meygal et Mézenc, 10,2 Ma pour la coulée de base à Saint Clément). Les coulées de La Bière, Mézilhac et Bournac sont peut-être plus tardives, mais antérieures à 8 Ma, puisque l'ensemble de l'empilement basaltique se met en place jusqu'à 8 Ma ; d'où l'âge limite supposé à Beauregard et Machabert (profils intrabasaltiques). La coulée de Moudeyres, par contre, doit être vieille de 7,9 à 7,2 Ma, contemporaine de la phase trachytique succédant à la phase basaltique (*s.s.*).

Les coulées de La Chavade et Ravel (confins du Cézallier et du Mont Dore) sont probablement pliocènes (contemporaines du volcanisme précaldéra du Mont Dore : limite supérieure, 3 Ma environ). Favard (Cézallier) est sur le flanc oriental de Leiranoux, dans un secteur où les laves sont rattachées à la deuxième période des "inondations" du Miocène et du Pliocène supérieur, postérieure au volcanisme différencié du Haut Cézallier. Une datation sur une coulée proche donne 3,5 Ma.

La coulée de la Montagne Percée, rapportée au Pliocène sur la carte géologique au 1/50 000^e de Clermont-Ferrand, est certainement plus jeune : la datation à 1,8 Ma sur la coulée supérieure des Côtes de Clermont – qui continuerait peut-être celle de la Montagne Percée –, mais aussi le type de formations fossilisées (périglaciaires, comme nous le verrons), le laissent penser.

Lieu	Profil fossilisé	Âge	Référence
Theix (Chaîne des Puys)	altérite granitique	16 Ma	de Goer (oralement, carte de Veyre-Monton, à paraître)
Englès Oulhou Saint-Urcize (Aubrac)	altérite granitique	env. 10 Ma	Baubron et Demange, 1982
Bournac Mézilhac La Bière (Velay)	altérite granitique	env. 11 Ma	Cantagrel et Mergoïl, 1970
Machabert Beauregard Moudeyres (Velay)	altérite granitique pyroclastites altérées "red-parting"	> 8 Ma > 8 Ma 7,9–7,2 Ma	Mergoïl, <i>in</i> Autran et Peterlongo, 1980
Aulac (Cantal)	pyroclastites altérées	7,2 ± 0,4 Ma 6,8 ± 0,5 Ma	Chesworth <i>et al.</i> , 1983
Courny (Cantal)	altérite basaltique	7,3 ± 0,4 Ma	Bellon <i>et al.</i> , 1972
Favard (Cézallier) La Chavade Ravel (Mont Dore)	altérite granitique pyroclastites altérées altérite granitique	env. 3,5 Ma Pliocène ? Pliocène ?	<i>cf.</i> Cantagrel <i>et al.</i> , 1987
Theix II (Chaîne des Puys)	altérite granitique	3,4 Ma (= La Serre)	de Goer (oralement, carte de Veyre-Monton)
Senèze (Devès)	altérite granitique	2,15–2,3–2,52 Ma	Prévot et Dalrymple, 1970 ; Pastre et Couthures, 1983
Montradeix (Chaîne des Puys)	altérite granitique	Pliocène	carte Clermont-Ferrand, BRGM 1/50 000
Montagne Percée (Chaîne des Puys)	altérite granitique	1,8 Ma	vérification en cours (Lageat, oralement)
Chomeilles I Chomeilles II (Mont Dore)	altérite granitique	0,6 Ma 0,25 Ma ?	<i>cf.</i> Cantagrel et Baubron, 1983
Ray-Pic (Bas-Vivarais) Theix (talweg ; Chaîne des Puys) Aydat (Chaîne des Puys)	granite granite altérite granitique	77 000 ans ± 9 900 59 900 ans ± 4 400 29 900 ans ± 2 600	Guérin, 1983
Monteilles (Velay)	altérite granitique	Pléistocène sup.	

Tableau 18. Récapitulatif de l'âge des coulées fossilisantes.

La coulée de Chomeilles I, d'après le croquis de Cantagrel et Baubron (1983), serait de 0,6 Ma environ ; la coulée de Chomeilles II, nécessairement plus récente, est caractérisée par la présence d'une épaisse formation pyroclastique précédant l'effusion : peut-être est-il possible de mettre cet ensemble en relation avec le dernier épisode trachyandésitique montdorien, soit vers 0,25 Ma. Le secteur de Chomeilles mériterait quelques datations absolues, car le raisonnement stratigraphique est particulièrement délicat dans l'enchevêtrement des produits montdoriens.

Le lambeau basaltique de Montradeix est placé au Pliocène sur la carte de Clermont, mais peut être postérieur au même titre que la coulée de la Montagne Percée.

La coulée du Monteilles (Velay oriental) nappe à mi-hauteur le versant rive gauche de la Veyredeyre. Sa grande fraîcheur et sa situation suggèrent un âge récent (pléistocène supérieur).

2. LES COUPES

La comparaison des différents caractères minéralogiques, chimiques et micromorphologiques des altérites granitiques fossilisées, amène à retenir trois degrés d'évolution. Les données radiométriques placent ces trois familles dans la période allant du Miocène supérieur au Pléistocène supérieur, mais surtout situent exactement chaque famille dans un intervalle de temps précis. Les profils les plus altérés ont tous évolué avant 8 Ma au plus tard ; la période allant du Pliocène au Pléistocène moyen livre des altérites très semblables les unes aux autres, et nettement moins évoluées. Enfin, le Pléistocène supérieur est caractérisé par une arénisation ménagée. Bien entendu, aucun critère n'est infaillible à lui seul, c'est toujours la convergence des résultats de chaque analyse qui permet le classement.

D'autre part, deux altérites fossilisées par des coulées miocènes (Bournac, Velay) et pliocènes (Montrodeix, Chaîne des Puys), ont un caractère hydrothermal qui compromet radicalement leur utilisation à des fins paléoclimatologiques. À Montrodeix, le caractère hydrothermal ne fait pas de doute. Le granite est altéré en pans verticaux : certains rubéfiés et cohérents, d'autres rubéfiés et meubles, ou encore blancs et meubles... Ces changements latéraux de faciès s'accompagnent de variations du spectre argileux et du bilan chimique. Les quatre principales associations argileuses sont : kaolinite + illite + smectite en quantité égale ; chlorite + smectite + illite et un peu de kaolinite ; ou encore smectite dominante + illite et kaolinite, voire illite dominante et traces de métahalloysite. La smectite est tantôt une beidellite, tantôt une montmorillonite (tableau 19). Les départs d'ions sont tout aussi aléatoires, comme le montrent les quatre analyses du tableau 20. La présence de gypse, relativement irrégulière, peut être le fait de la coulée (*cf.* première partie) autant que de l'hydrothermalisme. À Bournac, l'altérite présente aussi la succession latérale de pans sains et altérés typique de l'hydrothermalisme, par conséquent la composition chimique et minéralogique de l'altérite que nous avons prélevée à proximité du contact avec la coulée ne saurait être interprétée comme le résultat de la météorisation du granite (tableaux 21 et 22).

Montrodeix	5	13	20	24	25
Kaolinite	+++	+	+	+	+
Métahalloysite				+	
Smectite	+++	+ B	++++	++++ M	++
Chlorite					++
Interstratifiés		+ IC	tr. IC	+ IC	
Illite	+++	++	+	+	++
Gypse		=	=	=	=
Quartz	=				
Feldspath		=	=		
Oxyde Al				= G	= G

Tableau 19. Montrodeix, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm. (An. : G. Pierre, Meudon).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
M25	61.34	16.32	4.06	0.16	0.70	0.05	1.11	2.13	1.68	4.53	0.24	-	3.06	3.33	98.55
M20	59.86	17.47	5.21	0.09	0.90	0.06	0.71	1.77	5.47	3.41	0.27	-	1.80	2.32	99.25
M5	57.40	18.29	5.84	0.02	1.27	0.02	0.38	1.08	1.20	3.73	0.06	-	3.43	5.13	98.00
M4	59.51	17.37	5.36	0.04	0.93	0.05	0.70	2.33	0.82	4.73	0.20	-	2.80	3.96	98.76
γmonz.	64.00	17.60	4.85	4.30	1.20	0.06	2.90	2.40	2.30	2.50	-	-	0.72	0.16	98.69
γmonz.	61.60	17.70	5.10	3.90	1.20	0.08	3.40	2.60	3.10	3.60	-	-	0.05	0.65	99.08

Tableau 20. Montroudeix, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen ; analyse du granite monzonitique in de Peyronnet, 1956).

Bournac	1	2	3	4
Kaolinite	++	++	++	tr.
Smectite	+++	+++	++	++++
Illite	+	+	++	tr.
Quartz		=	=	
Feldspath		=	=	=

(Même chose en 2 μm, échantillons 2 et 3).

Tableau 21. Bournac, analyses diffractométriques, fraction < 20 μm. Une ATD a montré que la smectite est une beidellite en 2 (granite, pic endo à 520°C) et une montmorillonite en 3 (granite au contact de la brèche, pics endo 500°, 630°, 850°C) (An. : G. Pierre, Meudon et M. Hervio, Versailles).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
B4	47.28	13.40	9.98	0	2.58	0.23	1.81	2.51	0.44	0.93	0.30	12.19	6.80	98.45
B3	67.03	12.92	5.67	0	0.22	0.79	0.27	0.36	2.53	4.83	0.13	1.42	2.32	98.49
B2	64.97	12.81	7.17	0	0.32	0.81	0.36	0.43	2.42	4.90	0.18	1.62	2.55	98.54
B1	70.69	13.90	1.93	0.04	0.36	0.03	0.25	0.46	2.68	5.22	0.03	1.32	1.80	98.67
γ	69.37	15.40	3.25	2.72	0.44	0.03	1.56	1.51	3.32	4.01	-	0.14	0.64	99.95

Tableau 22. Bournac, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen ; analyse du granite sain in Didier, 1963).

2.1. LES ALTÉRITES ANTÉRIEURES À 8 Ma

Ces altérites sont caractérisées par une mobilité quasi constante des bases alcalines et alcalino-terreuses, et fréquente de la silice, des néoformations toujours abondantes d'argiles kaoliniques ou d'argiles gonflantes (selon le milieu), et des traits ferrugineux.

LA BIÈRE

Le profil montre une altération en poche, la roche saine n'apparaissant pas à la verticale de la coupe, mais sur le côté : il s'agit du granite du Velay, qui a ici une tendance leuconate. La poche argileuse *in situ* s'enracine sur une profondeur de deux mètres dans un ensemble moins altéré et encore assez cohérent, qui s'appuie sur les contours d'une enclave rubanée, le tout étant recouvert par un matériau fauché dont le litage est souligné par des alignements de graviers de roche saine. On ne distingue plus l'enracinement de cette formation dans l'altérite *in situ*, mais la similitude minéralogique de ces deux niveaux, ainsi que la continuité des divers gradients d'altération qui les affectent, laissent supposer une parenté entre les deux matériaux. La coulée, une andésite, fossilise l'ensemble par l'intermédiaire d'une brèche de progression (photo b, planche 7 ; fig. 5).

L'ensemble du profil – c'est-à-dire les parties *in situ* et fauchée – enregistre une série de gradients verticaux éloquentes. L'analyse granulométrique, qui a ici un sens puisque le passage roche cohérente – roche ameublie est visible, atteste une division croissante du matériel, caractérisée par l'apparition et l'augmentation d'une fraction fine (tableau 6). Ainsi, la phase limoneuse passe de 0,46 % au front d'altération, à 0,52 % au sommet de la poche argileuse *in situ*, puis atteint 1,07 % dans la partie fauchée. Conjointement, la phase < 2 µm passe de 0,93 % à 3,01 %, et 11,29 %. L'augmentation de la part des fines dans le "fauchage" est un effet de l'accentuation mécanique de la comminution, mais aussi, nous l'avons vu, d'un apport notable d'argiles volcanogéniques. Par conséquent, en dehors de la contamination, l'analyse granulométrique propose un gradient vertical de comminution à partir d'une roche donnée, traduisant une altération...

La progression géochimique de cette altération est nette (tableau 23). Pour la suivre, il faut cependant partir de la composition chimique de l'enclave, véritable roche-mère de l'altérite. Cette roche, contrairement au granite leucocrate qui affleure sur le côté, est ferromagnésienne et moins riche en silice : finalement de composition chimique assez proche de la composition moyenne établie par Didier (1963), à partir de six échantillons du granite du Velay. Il est donc commode de prendre ces valeurs moyennes comme point de départ du bilan chimique.

Les analyses totales montrent une mobilité de toutes les bases alcalines et alcalino-terreuses, dans le sens d'une perte générale pour CaO et MgO, et limitée à l'altérite *in situ* pour Na₂O et K₂O. La silice enregistre aussi une perte (jusqu'à -23,08 %), atténuée dans la partie supérieure du matériel fauché par la présence des alignements graveleux de roche saine. Le fer s'oxyde et double sa teneur, y compris dans le niveau LB2, dont l'allure de zone tachetée trouve son origine dans le faciès rubané de la roche-mère (de fait, dans ce niveau, la part du fer ferreux continue de diminuer, et celle du fer total augmente) (photo a, planche 11). La teneur en titane varie dans le même sens. L'alumine est à peu près stable. Toutes ces variations sont absolues et s'accompagnent d'une forte hydratation (H₂O⁻). Les présence et variation de SO₃ ont été expliquées dans le chapitre sur le gypse (*cf.* première partie).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
LB a	74.22	12.47	1.91	0	0.14	0.01	0.94	0.25	2.80	5.93	0.12	0.49	99.28
LB b	76.89	11.30	2.11	0.63	0.28	0.01	0.78	0.58	2.23	4.17	0.19	0.69	99.86
LB c	76.21	11.91	2.54	0.25	0.27	0.01	0.59	0.51	2.09	5.31	0.22	0.74	100.65
moy.	75.77	11.89	2.19	0.29	0.23	0.01	0.77	0.45	2.37	5.14	0.18	0.64	99.93

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
β sup.	47.59	16.94	9.30	1.33	2.56	0.13	7.81	2.45	3.94	1.99	-	0.12	1.69	2.47	98.32
LB 5	45.36	16.89	10.03	0.24	1.89	0.06	2.25	1.60	0.53	1.78	0.60	0.10	10.37	6.58	98.54
LB4	61.25	14.51	6.70	0.04	1.27	0.11	0.91	0.84	1.55	3.11	0.09	0.11	5.37	3.51	99.34
LB 3	56.19	14.69	8.12	0.15	1.81	0.03	1.05	0.97	1.08	2.73	0.11	0.12	7.37	4.29	98.56
LB 2	53.36	15.84	8.81	0.05	1.89	0.04	1.24	0.94	0.86	2.08	0.19	0.12	8.13	5.16	98.66
LB 1	61.35	16.14	4.14	0.18	0.74	0.03	1.41	1.30	2.81	5.05	0.22	0.18	2.06	2.63	98.32
γ	69.37	15.40	3.25	2.72	0.44	0.03	1.56	1.51	3.32	4.01	-	0	0.14	0.64	99.95

Tableau 23. La Bière, analyses chimiques totales ; a, b, c, granite leucocrate de l'encaissant. (An. : J. Quillard, Caen ; analyse du granite sain in Didier, 1963).

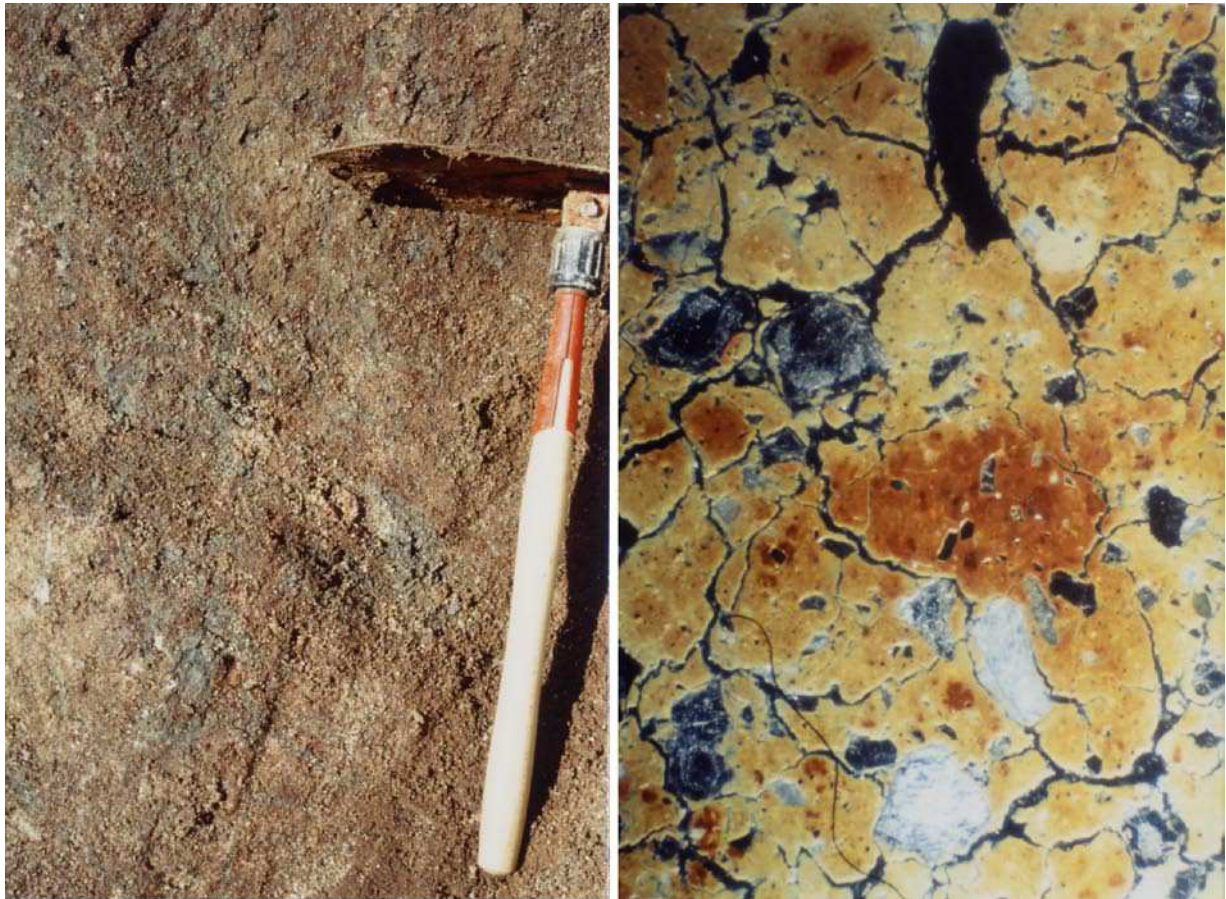


Planche 11

- a) La Bière, détail du sommet de l'altérite in situ. L'allure de zone tachetée tient au faciès de la roche mère, dont la structure a été conservée.
 b) La Bière 3, Vue du fond matriciel. La nodulisation entraîne un déferruginisation du fond matriciel (de couleur moins soutenue) (x 1.6, LTr.).

Les néoformations argileuses, vues à travers les analyses diffractométriques des fractions inférieures à 2 μm et à 20 μm sont de deux types : une argile 2/1 – beidellite – dominante, qui voit sa part augmenter sensiblement du bas vers le haut aux dépens d'une illite héritée ; Une argile 1/1 (plus proche de la métahalloysite à 20 μm et de la kaolinite à 2 μm !), en très faible quantité et uniquement dans la partie supérieure de l'altérite *in situ*. Dans la fraction < 20 μm , le quartz subsiste en traces (raie peu intense à 4,26 Å). Les raies de la goethite sont visibles sur les diagrammes RX de poudre totale, pour les deux échantillons du fauchage (figures 22 et 23, annexe ; tableau 7). Nous avons vu en première partie que la beidellite provient de l'altération des biotites et que l'attaque des feldspaths potassiques, attestée par une perte substantielle en potassium, n'entraîne pas de néoformations notables. Par conséquent, la faible part de kaolinite contenue dans la fraction fine dérive probablement elle aussi de l'altération de la biotite, soit directement, soit par l'intermédiaire de la beidellite.

Jusqu'ici, les analyses traduisent principalement une évolution qui n'a épargné aucun des minéraux primaires, quartz compris, d'où la mobilité de tous les éléments – hormis l'alumine –, et cela dans un milieu confiné, à en juger par la part des minéraux 2/1⁹. Ce milieu confiné a gardé tous ses caractères spécifiques après fossilisation et inversion du relief, ce qui

⁹ L'enrichissement par le haut en Na₂O et K₂O a été expliqué en première partie par un apport de montmorillonite d'origine basaltique.

ne saurait nous étonner compte tenu de l'influence limitée de l'environnement volcanique, comme nous l'avons vu. L'étude de deux lames minces (faites dans des échantillons de la zone fauchée) nous permet d'aller plus avant dans l'histoire de l'altération antévolcanique. Des traits de ferruginisation y sont visibles, bien marqués dans la partie inférieure du matériau fauché, et démantelés dans la partie supérieure.

L'échantillon LB3, le plus riche en goethite d'après les RX, présente un fond matriciel formé de particules fines, quartz et muscovite en majeure partie, pris dans une masse sil-argilasépique traversée par un réseau de vides irréguliers séparant des agrégats. Quelques grains de quartz de la taille du sable fin viennent troubler cet assemblage en interrompant les chenaux et reliant les agrégats entre eux. Les vides sont tapissés de revêtements argileux microlaminés non déplacés, ce qui implique une phase d'illuviation postfauchage. Enfin, le fond matriciel est imprégné par des oxydes de fer (goethite orangée en lumière transmise), et une nodulisation progressive se produit par réorganisation des produits ferrugineux en amas ovoïdes de couleur plus soutenue, ce qui entraîne une déferruginisation du fond matriciel (photo b, planche 11).

L'échantillon LB4 – de la partie supérieure du matériau fauché – est différent. Le fond matriciel est sensiblement déferruginisé et on y trouve des papules de goethite fragmentées. La part globale de la goethite a diminué (RX). Ce changement est certes dû à un déplacement plus marqué de la formation, accompagné d'un mélange du matériel : à côté des produits d'altération se trouvent des polyminéraux résiduels relativement frais, mais aussi des granules de basalte plus ou moins ferruginisées. Il nous semble cependant que la succession verticale des faciès a gardé un caractère pédologique.

L'ensemble de la zone fauchée remanie la partie supérieure d'une altérite, qui comprenait un horizon ferrugineux, où s'individualisaient des nodules à partir de l'imprégnation en oxydes du fond matriciel, surmonté d'un horizon de déstabilisation des nodules formés plus bas (d'où la présence de papules de goethite). Cette séquence n'est pas rare dans les sols ferrugineux¹⁰. La baisse de la teneur en fer total entre LB3 et LB4 (de 8,12 % à 6,70 %) accompagne cette déstabilisation des nodules. La désilicification, fréquente dans ce cas, est masquée par la composition hétérogène de la partie supérieure de la zone fauchée.

Par conséquent, le profil d'altération de La Bière, malgré le remaniement, est à la fois très complet et différencié. La partie *in situ*, assimilable à un horizon C, qui a tous les caractères d'une altération non sélective, supporte le remaniement d'un horizon supérieur plus argileux (Bt ?), ferruginisé et réorganisé, dans lequel se distinguent encore deux niveaux. On pourra s'étonner de ne pas trouver le couple goethite-kaolinite dans l'horizon ferrugineux : il est possible d'imaginer que le confinement affectait l'ensemble du profil. Mais il est encore plus probable que le fauchage ait entraîné dans la partie basse du versant un horizon contenant de la kaolinite. Cette dernière a alors été remplacée par une smectite en fonction des conditions nouvelles de drainage.

MÉZILHAC

La coupe de Mézilhac, comme celle de La Bière, met à jour une altération poussée du granite du Velay (qui a ici un faciès nettement gneissique sur toute la longueur de la coupe), fossilisée par une coulée de la base de l'empilement basaltique miocène du Mézenc. La roche-mère étant plus homogène, l'altération ne se développe pas en poche, mais en horizons grossièrement plans, qui se succèdent rapidement sur une faible épaisseur. La base du profil est

¹⁰ Il ne faut pas confondre, dans cet horizon, les nodules issus de l'altération du granite et les granules de basalte ferruginisées.

une altérite sableuse et blanchâtre dont trois mètres sont visibles, puis vient un niveau assez argileux et orangé (1 mètre), et enfin un niveau tacheté, rubéfié et très argileux (1 mètre). La roche saine n'est pas visible (photo a, planche 12 ; fig. 12).

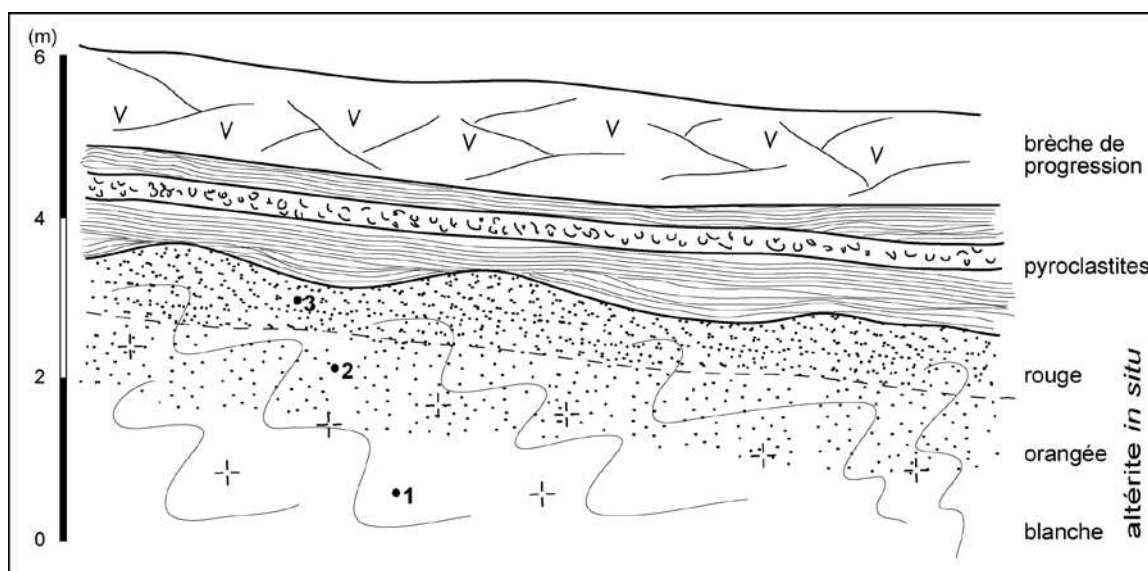


Figure 12. Coupe schématique, Mézilhac (Velay). Remarquer le contact onduleux entre altérite argileuse et pyroclastites.

L'analyse diffractométrique de la fraction $< 20 \mu\text{m}$, montre une kaolinite dont la teneur croît vers le haut, associée à très peu d'illite dont la teneur décroît en raison inverse, et à un interstratifié contenant probablement une smectite (léger gonflement) (tableau 24). Une lame mince a été faite dans chacun des trois niveaux : les trois sont *in situ*, la part des minéraux primaires y décroît fortement de bas en haut, remplacée progressivement par un fond kaolinique qui, dans l'horizon rubéfié, est imprégné d'oxydes ferriques.

Mézilhac	0	1	2	3
Kaolinite		++	++	+++
Smectite		tr.		
Illite		+	+	+

Tableau 24. Mézilhac, analyses diffractométriques, fraction $< 20 \mu\text{m}$. (An. : G. Pierre, Meudon).

Les deux altérites *in situ* de La Bière et Mézilhac, fossilisées à la même période (vers 10 Ma), ne diffèrent radicalement que par le type de néoformations : contrairement au profil de La Bière, le profil de Mézilhac a évolué dans un milieu bien drainé, d'où la kaolinisation.



Planche 12

- a) Coupe de Mézilhac (Velay). Remarquer le caractère onduleux de la topographie fossilisée, traduisant un type d'évolution antévolcanique solifluidale aux dépens de l'altérite argileuse, apte à franchir la limite de plasticité. La troncature des altérites grossières est au contraire rectiligne (comparer avec les photos a, b, c, planche 1).*
- b) Coupe de Oulhou (Aubrac), vue générale. Les différentes formations sont décrites figure 16.*

OULHOU

La coupe de Oulhou (Aubrac) a beaucoup de points communs avec celles de La Bière, et à plus forte raison avec celle de Mézilhac (Velay), malgré quelques apparences trompeuses. À La Bière, l'altération a conduit à une bisiallisation, en fonction du site. À Oulhou (fig. 16 ; photo b, planche 12 et a, planche 13), l'altérite *in situ* ne porte pas la marque d'un confinement, et il en résulte une kaolinisation extrêmement nette.

En diffractométrie RX, les pics de la kaolinite (7,14 et 3,57 Å) sont très intenses, aussi bien sur la fraction inférieure à 20 µm (agrégats orientés) que sur la poudre totale (tableau 25). Le fond matriciel de l'échantillon 0 (altérite *in situ*) n'est constitué que de cristaux de kaolinite. Quelques minéraux primaires subsistent : quartz et muscovites très fines flottent dans la masse kaolinique et s'y fondent à partir de leurs bordures en éventail, enfin de rares feldspaths. La biotite est totalement kaolinisée (photo a et b, planche 14). Du point de vue géochimique, seul le potassium est épargné parmi les bases, la silice enregistre une petite perte, et l'alumine un petit gain. Le fer est oxydé, mais ne bouge pas (tableau 26).

Oulhou 20 µm	0	1	3	5	6	7
Kaolinite	++++	++++	++	++	++	+
Halloysite						+
Smectite			++	++	+	+
Feldspath	tr.	=	=	=	=	=

Oulhou p.	0	1	3	5	6
Kaolinite	++++	++++	++	++	+++
Smectite	+	+	++	++	+
Illite	++	++	+	+	+
Quartz	=	=	=	=	=
Feldspath	tr.	tr.	=	=	=
Oxyde Fe		= G		= G	

Tableau 25. Oulhou, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm et poudre totale. (An. : G. Pierre, Meudon).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
O 5	57.86	16.55	9.31	0.02	1.91	0.01	0.27	0.32	0.34	1.04	0.21	4.37	6.96	99.15
O 1	51.03	19.10	8.31	0	3.41	0.47	0.37	0.57	0.44	1.41	0.13	7.35	7.54	99.13
O 0	65.46	18.87	2.47	0.04	0.30	0.03	0.12	0.46	0.24	4.55	0.04	0.77	5.19	98.50
γ	68.23	15.39	1.47	1.61	0.54	0.05	1.79	2.27	2.92	4.48	-	0.14	0.83	99.82

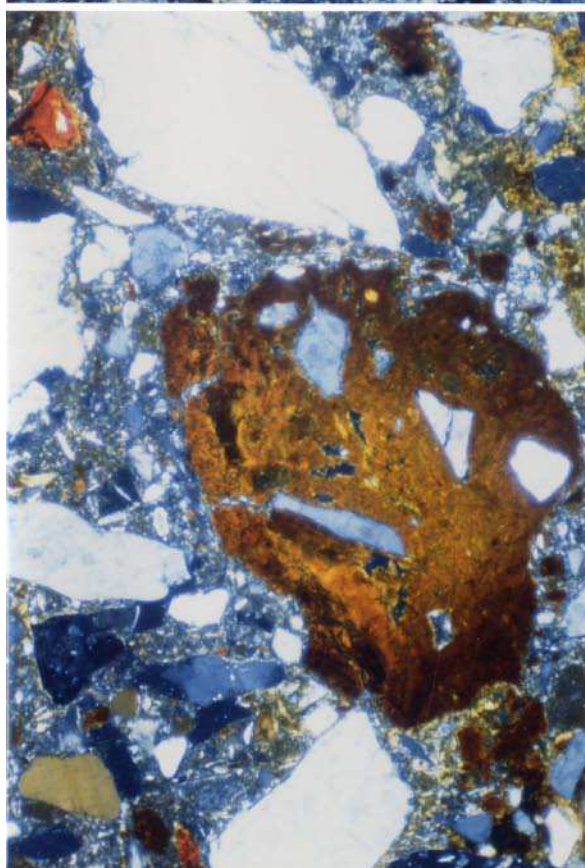
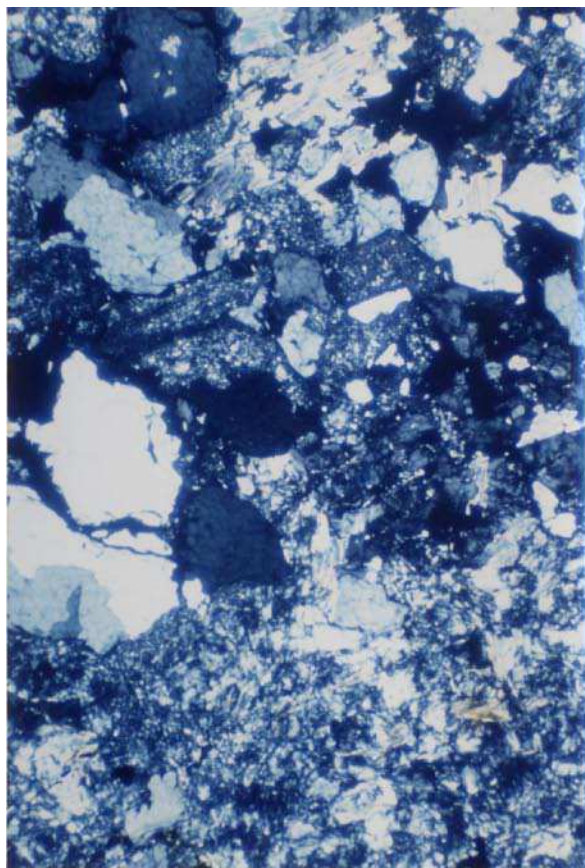
Tableau 26. Oulhou, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen ; analyse du granite sain in Couturie, 1977).

L'échantillon 1, prélevé dans une poche ferrugineuse, contient une kaolinite encore mieux exprimée (RX ; fig. 30, annexe), et de la goéthite. De fait, le fond matriciel kaolinique imprégné d'oxyde ferrique a une teinte orangée. Cette poche ferrugineuse ne conserve pas la structure initiale de la roche-mère, le matériel étant fauché. Le fond matriciel enrobe des minéraux primaires microdivisés – quartz et muscovite principalement – et des papules de goéthite. Une illuviation de ferri-argilanes a suivi la réorganisation du matériel. Le passage de l'altérite *in situ* à la poche ferrugineuse est marqué par une forte hausse de la teneur en fer (+70,28 % par rapport à l'altérite *in situ* et +82,31 % par rapport à la roche-mère), par une désilicification notable (-25,21 %) et une perte accusée en K₂O, seul élément épargné jusqu'alors. Les pertes sont absolues, compensées par une forte hydratation.



Planche 13

- a) Oulhou, détail de l'altérite à structure conservée (à droite) et du matériel ferrugineux fauché qui la recouvre (à gauche). Remarquer l'enracinement du matériel fauché dans l'altérite in situ, le long de diaclases.*
- b) Oulhou, détail des formations solifluées. Chaque ensemble colluvial est constitué de plusieurs lits, ce qui traduit un type de glissement en lames.*



- a) Oulhou 0, altérite in situ. Seuls le quartz et quelques muscovites demeurent reconnaissables. Le fond est constitué de kaolinite (x 1.6, LP).
- b) Oulhou 0, même échantillon. Détail des muscovites en voie de kaolinisation totale (x4, LP).
- c) Oulhou 3, colluvions solifluées. Les minéraux de la matrice sont, pour la plupart, du quartz et de la muscovite (peu). Noter, au centre de la photo, le nodule ferrugineux déplacé, englobant quartz et zircons. En haut à gauche, une papule argileuse microlaminée ; à droite, une papule de ferri-argilane (x 4, LP).

Planche 14

La coulée qui fossilise le profil repose sur d'épaisses colluvions, très hétérogènes, remaniant pêle-mêle des passées ferrugineuses, différents niveaux d'altération granitique, mais aussi du matériel sain (morceaux de pegmatite) et du basalte (granules et lapillis vitreux plus ou moins décomposés). La photographie c (planche 14) montre un nodule ferrugineux englobant quartz et zircons, et diverses papules dans la masse basale. Dans le même échantillon on peut voir un quartz à émoussé chimique qui ne s'est pas départi de sa coiffe ferrugineuse.

Quant au spectre argileux, il est naturellement modifié, puisque les colluvions ne remanient pas uniquement l'altérite sur laquelle ils reposent (tableau 25). En général, kaolinite et smectite se côtoient dans des proportions semblables. Une analyse chimique globale d'un échantillon pris dans les colluvions rappelle que le matériel n'est pas de première fraîcheur malgré le mélange : la perte en bases et en silice, ainsi que la hausse en fer demeurent (tableau 26, Oulhou 5). Nous reviendrons sur la géométrie des colluvions en traitant de l'évolution des versants.

ENGLÈS

À Englès (Aubrac) (fig. 6 ; photo a, planche 15), les néoformations argileuses (beidellite-kaolinite) sont très bien exprimées aux RX, et on retrouve en lame mince le faciès cristallin de ces argiles, qui occupent de grandes plages entre les restes de minéraux primaires (quartz et muscovite, laquelle, moins touchée qu'à Oulhou, est néanmoins ouverte et souvent en éventail sur les bordures perpendiculaires à la foliation). Le bilan géochimique du complexe d'altération est proche de celui de l'échantillon 0 à Oulhou (altérite *in situ*), à savoir : départ de CaO, MgO et Na₂O, mais stabilité de K₂O. La silice et l'alumine sont stables. Le fer, par contre, s'oxyde dans un premier temps, puis voit sa teneur diminuer dans la partie supérieure de l'altérite *in situ* (-37,01 %, éch. E3). Il faut sans doute interpréter cette décroissance comme le résultat d'une hydromorphie : le fer a pu migrer après réduction. La beidellite dominante et la coloration gris verdâtre du matériel vont dans le même sens (tableaux 27 et 28).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
E5	40.47	16.35	13.76	0.72	2.85	0.11	0.94	2.28	0.04	0.08	0.37	13.08	9.50	99.83
E4	68.53	14.09	3.33	0.03	0.47	0.03	0.33	1.19	1.51	4.22	0.01	2.31	3.03	99.05
E3	66.99	16.56	1.91	0.03	0.33	0.02	0.28	0.77	0.86	5.64	0.01	1.88	3.55	98.80
E2	64.35	16.75	2.93	0.09	0.58	0.03	0.32	1.19	0.55	4.23	0.01	2.76	4.54	98.24
E1	69.63	14.70	2.95	0.03	0.61	0.03	0.21	0.69	0.49	4.81	0.03	1.77	3.50	99.42
γ	68.23	15.39	1.47	1.61	0.54	0.05	1.79	2.27	2.92	4.48	-	0.14	0.93	99.82

Tableau 27. Englès, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen ; analyse du granite sain in Couturie, 1977).

Ce niveau hydromorphe devait être lié à une nappe très localisée dans le profil puisque se retrouvent, dans les colluvions, des traits ferrugineux incompatibles avec un milieu réducteur : papules de goethite, nodules d'imprégnation déstabilisés, coiffes d'oxydes ferriques sur des minéraux résiduels (quartz notamment). L'évolution propre de ces colluvions se traduit par une nouvelle plasmation : à nouveau, l'altération des minéraux frais remaniés crée une fraction colloïdale qui enrobe les divers éléments issus de l'altérite *in situ*. Le matériel étant mélangé, son analyse chimique ne traduit pas un degré d'évolution (tableau 27, éch. E4).

Englès	0	1	2	3	4	5
Kaolinite	+	++	++	++	++	
Smectite	++	+++ B	+++ B	+++ B	++ B&M	++++ M
Illite	tr.	+	+	+	+	
Gypse					=	
Quartz		=			=	

(0 : racine de l'altérite).

Tableau 28. Englès, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm. (An. : G. Pierre, Meudon).

À quelques dizaines de mètres de la coupe, un profil non fossilisé pourrait représenter la racine de l'altérite évoluée et fossilisée. Le matériel est encore assez cohérent, mais les phénocristaux de feldspaths potassiques sont pulvérulents et teintés en vert par de la chlorite (photo a, planche 16). L'ensemble du profil a une couleur lie-de-vin qui s'estompe le long des diaclases, comme si la circulation actuelle d'eau délavait le matériel (photo b, planche 15). Cette coloration est peut-être le résultat d'une migration du fer depuis la zone hydromorphe, et de sa précipitation dans une zone plus oxydante. Si ce profil altéré et cohérent est bien la racine de l'altération miocène, cela signifie que la racine d'une altération évoluée n'est pas une simple arénisation : en effet, jamais une arène ne contient des feldspaths potassiques altérés et n'a cette couleur lie-de-vin. Le risque existe qu'il s'agisse d'une altération hydrothermale, à laquelle se serait superposée l'altération météorique. Cependant, les variations latérales, qui sont le propre de l'hydrothermalisme, sont inexistantes ici (sur une cinquantaine de mètres). La phase argileuse < 20 µm de ce profil comprend smectite et kaolinite dans un rapport semblable à celui des échantillons E1 à E4, mais moins bien exprimées.



Planche 15

- a) Coupe de Englès (Aubrac). De bas en haut et de droite à gauche, l'altérite argileuse in situ dont la teinte verdâtre évoque un milieu hydromorphe, puis une formation colluviale argileuse solifluée (30 à 40 cm). La coulée fossilise le tout par l'intermédiaire d'une épaisse brèche de progression argilisée (> 1m).*
- b) Englès, détail de la racine de l'altérite. La couleur lie-de-vin s'estompe le long de certaines diaclases subverticales.*



Planche 16

a) Engès, détail de la racine de l'altérite. La structure de la roche et l'agencement des minéraux primaires sont conservés, et l'altérite garde une bonne cohérence (du type de celle d'une arène ménagée), du fait de la bonne conservation des micas et du quartz, cependant les phénocristaux feldspaths potassiques sont systématiquement pulvérulents.

b) Engès, troncature de l'altérite. Le sol se développe sur des colluvions récentes.

2.2. LES ALTÉRITES D'AGE PLIOCÈNE À PLÉISTOCÈNE MOYEN

Cette classe regroupe le plus grand nombre de coupes dont les profils sont plus ou moins complets, ce qui ne doit pas occulter un air de famille évident. À deux conditions cependant : prendre garde de ne comparer entre elles que les tranches altérées *in situ*, et, pour les roches hétérogènes (migmatites, gneiss), raisonner sur des moyennes – notamment pour le bilan chimique. Une fois déterminée l'originalité de cette famille, il devient possible d'y ranger des profils moins complets. L'âge des coulées s'échelonnant entre 3,5 Ma et 0,25 Ma, la période considérée s'étend du Pliocène au Pléistocène moyen.

Les trois caractères propres à cette famille, pour reprendre les critères utilisés dans le chapitre précédant, sont : une stabilité constante de K₂O et MgO (sauf présence d'un minéral primaire magnésien altérable – cordiérite, à la Montagne Percée), et de SiO₂ ; des néoformations variées mais restreintes, corrélatives d'une bonne conservation des minéraux primaires, et à une exception près, l'absence de ferruginisation.

CHOMEILLES

Ainsi à Chomeilles I (Mont Dore), où la roche-mère est une anatexite à cordiérite, les deux échantillons de l'arène *in situ* conservent des teneurs en MgO et K₂O proches de celles de la roche-mère, tandis que le calcium et le sodium sont entraînés. L'augmentation sensible en Fe₂O₃ (de 3,90 à 5,21 %), et celle, symétrique, en magnésium, ne traduisent pas ici un gradient d'altération, mais reflètent une variation verticale de la composition minéralogique de la roche : l'échantillon Ch2 est plus riche en ferromagnésiens (biotite et cordiérite) et moins bien pourvu en quartz. La teneur en silice enregistre donc une variation inverse. Dans ce cas précis, la présence de cordiérite dans la roche-mère n'influence pas le bilan chimique. La teneur moyenne en magnésium est de 1,03 % dans le matériel relativement sain, de 0,80 % dans l'échantillon Ch1 qui renferme peu de cordiérite, et de 1,12 % dans l'échantillon Ch2, qui en renferme beaucoup. Comme la cordiérite est totalement pinitisée dans l'échantillon Ch2 (c'est-à-dire pseudomorphosée en paillettes de mica blanc), la stabilité du magnésium est malgré tout surprenante (tableau 29 ; fig. 3 ; photo b, planche 1).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
Ca	69.97	13.82	4.81	0.68	0.69	0.03	0.58	1.03	1.56	3.20	0.66	2.64	99.67
Cb	68.45	14.89	5.52	0.23	0.68	0.13	0.33	1.05	1.94	3.25	0.42	2.85	99.74
Cc	67.19	15.62	4.52	0.85	0.74	0.03	0.92	1.00	1.68	3.31	0.91	2.94	99.71

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
C4	38.98	17.51	12.45	3.61	3.46	0.20	9.16	5.16	1.41	0.59	0.68	0.17	4.35	3.93	98.06
C3	62.57	16.92	5.09	0.02	0.83	0.12	0.84	0.87	2.06	3.22	0.04	0.18	2.40	3.13	98.29
C2	66.91	15.38	5.21	0.19	0.73	0.03	0.17	1.12	0.79	3.67	0.04	0.19	0.89	3.03	98.16
C1	69.71	14.87	3.90	0.41	0.79	0.04	0.22	0.80	1.07	3.42	0.06	-	0.87	3.25	99.00
ξ	68.54	14.78	4.95	0.59	0.70	0.06	0.61	1.03	1.73	3.25	-	-	0.66	2.81	99.71

Tableau 29. Chomeilles, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen ; gneiss = moyenne de a, b, c).

L'association illite-kaolinite dans des proportions égales pour les deux échantillons (fraction < 20 µm) ne doit pas nous abuser (tableau 30) : si le spectre argileux est le même que dans l'altérite de Oulhou (*cf. supra*), les quantités ne sont pas comparables. À ce titre, ce ne sont pas les diagrammes RX les plus éloquentes (fig. 31, annexe), mais les lames minces.

Tandis qu'à Oulhou le fond matriciel n'était que kaolinite, la plupart des minéraux primaires – y compris la muscovite – ayant disparu, ici la texture et l'assemblage minéral de la roche saine n'ont pas été modifiés. Les néoformations se cantonnent à l'intérieur des minéraux : quelques vermicules de kaolinite dans les biotites, cordiérites pinitisées, plagioclases partiellement kaolinisés et damouritisés. Ces déstabilisations internes restent modestes, il n'y a que rarement plasmation, et ce sont alors les plagioclases qui ouvrent la marche.

Chomeilles	1	2	3	4
Kaolinite	+++	+++		
Halloysite				+++
Illite	+++	+++	+++	+
Chlorite	<i>tr.</i>	<i>tr.</i>		
Gypse	=	=		
Feldspath	=	=	=	=

Tableau 30. Chomeilles, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm. (An. : G. Pierre, Meudon).

De plus, hormis les oxydes de fer qui se propagent dans quelques fissures à partir des biotites exsudées, ou qui diffusent en imprégnant les bordures des plagioclases altérés, les contacts entre minéraux sont neutres. La photographie b (planche 3) montre l'état des trois minéraux affectés par l'altération. Cette fraîcheur relative a pour effet une bonne cohésion de l'arène.

RAVEL

Le profil de Ravel (Mont Dore) met à jour une tranche altérée beaucoup plus épaisse (4 mètres visibles). La partie supérieure et le contact avec la coulée sont masqués par un placage de moraine glaciaire (fig. 13). La roche saine – un gneiss – n'affleure pas. Toutefois, l'échantillon R1, pris dans l'arène encore très cohérente, a une composition chimique qui est sans doute proche de celle de la roche-mère (calcium excepté).

Les analyses chimiques font apparaître un gradient vertical net, où les seuls éléments affectés par l'hydrolyse sont le calcium et le sodium. Les deux minéraux prépondérants dans la phase < 20 µm sont, comme à Chomeilles, l'illite et la kaolinite – dont la teneur croît vers le haut. Là encore, l'absence presque totale de minéraux 2/1 gonflants ne doit pas être rattachée à un degré d'altération mais aux conditions de drainage du site. On expliquerait mal autrement une quasi-monosiallisation pour une si faible hydrolyse du matériel d'origine (tableaux 31 et 32 ; fig. 32, annexe).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
R4	71.09	14.80	2.82	0.42	0.23	0.04	0.91	0.56	2.52	2.96	0.01	0.53	2.30	99.19
R3	65.71	14.65	6.02	0.50	0.76	0.03	0.21	1.55	0.34	3.05	0.09	1.14	4.57	98.12
R2	64.43	15.32	6.87	0.64	0.68	0.05	0.39	1.49	0.69	3.32	0.07	1.11	4.60	99.02
R1	66.95	13.94	5.49	0.89	0.64	0.02	0.98	1.32	2.19	2.88	0.05	0.77	2.81	98.04

Tableau 31. Ravel, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen).

Ravel	1	2	3	4
Kaolinite	++	+++	++++	+++
Smectite	+		+	+
Illite	+++	++	++	++
Interstratifiés		+ IV	+ IC	
Chlorite			+	
Gypse	=	=	=	
Quartz		=	=	
Feldspath	=	=		=

Tableau 32. Ravel, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm. (An. : G. Pierre, Meudon).

Les analyses micromorphologiques montrent une faible altération des minéraux primaires, en tous points similaire à celle rencontrée à Chomeilles, dans les échantillons R1 et R2. L'échantillon R3 est différent : la déstructuration de la roche est entamée, les biotites jusqu'ici bauerisées et/ou gonflées par des vermicules de kaolinite, se fragmentent, avec déplacement des morceaux libérés. Cela signifie que le profil est moins tronqué qu'à Chomeilles.

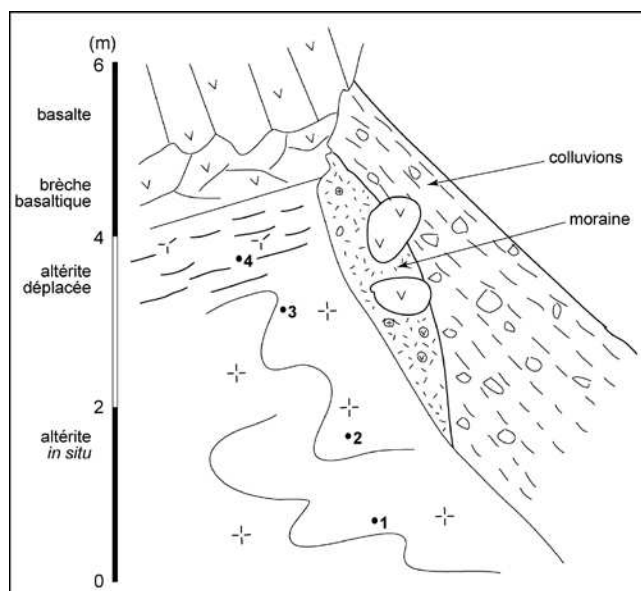


Figure 13. Ravel (Mont Dore), coupe schématique. Interprétation de l'agencement des formations : a) altération du gneiss et fauchage du sommet du profil ; b) fossilisation par la coulée ; c) le dépôt glaciaire est plaqué sur le versant qui recoupe coulée et altérite. La conservation de l'ensemble est sans doute due à une position d'angle mort. d) des colluvions récentes recouvrent le tout.

SENÈZE

Le profil de Senèze (Brivadois), fossilisé par la coulée du volcan du même nom, âgée de 2,4 Ma, est à ranger résolument dans cette catégorie (cf. description de la coupe fig. 2 et photo a, planche 1). Cependant, avant d'aborder les analyses chimiques, il faut savoir que la roche-mère – un gneiss anatectique à biotite et sillimanite – est particulièrement hétérogène. La notice de la carte géologique de Brioude (1/50 000^e) parle d'une roche "dans laquelle on peut distinguer sur l'échantillon ou à l'affleurement une trame gneissique plus ou moins enva-

hie par un mobilisat leucosomique de composition granitique". On comprend, dans de telles conditions, que les analyses chimiques, faites sur deux échantillons de roche saine et trois de roche arénisée, ne fassent pas apparaître de gradient d'altération (tableau 33). L'hétérogénéité est telle que les teneurs en calcium et en sodium sont plus élevées dans l'arène que dans la roche saine. On remarquera, par la même occasion, qu'une forte teneur en fer – même oxydé – n'implique pas nécessairement une rubéfaction : l'échantillon S0 (7,14 % de fer) est prélevé dans une arène blanche, et l'échantillon S1 (3,77 %) dans une arène rouge.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
S2	55.99	20.18	8.31	0.04	1.00	0.09	1.51	1.95	0.78	3.26	0.03	0.19	2.00	4.86	100.15
S1	72.04	14.17	3.77	0.06	0.62	0.06	0.70	0.72	1.40	2.50	0.04	-	0.69	2.59	99.30
S0	61.70	15.69	7.14	0.98	0.86	0.07	0.44	1.85	0.49	4.68	0.03	0.17	0.88	4.25	98.25
ξ	55.91	18.59	8.10	2.94	1.05	0.10	0.36	2.86	0.17	3.08	-	-	1.14	5.32	99.62
ξ	58.93	16.08	8.47	3.45	0.88	0.14	0.52	2.58	0.25	2.69	-	-	1.03	4.27	99.29

Tableau 33. Senèze, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen).

Senèze 20 µm	0	1	2	3	4	5
Kaolinite	++	++	++	tr.		
Halloysite				tr.		+
Smectite		+	tr.			+++
Interstratifiés	+ IV	+ IC	+ IS	++ IS	+++ IS	
Illite	+++	+++	+++	+++	+++	
Chlorite			tr.			
Gypse				=		=
Quartz	=	=	=	=	=	
Feldspath				=	=	=

Senèze 2 µm	3	5	4 (nodules)	5 (remplissage)
Kaolinite	tr.			
Smectite		++	+	++++
Illite	+	tr.	+	
Quartz			=	
Feldspath			=	
Oxyde Fe			= H	

Tableau 34. Senèze, analyses diffractométriques, fractions < 2 µm et < 20 µm. (An. : G. Pierre, Meudon).

Le spectre argileux, par contre, ne réserve pas de surprises : kaolinite, illite et interstratifiés en faible quantité (illite-vermiculite, illite-chlorite, illite-smectite du bas vers le haut) (tableau 34).

Ce profil a pourtant un trait qui lui est propre parmi ses homologues : une rubéfaction sur une épaisseur qui met hors de cause la coulée (dont nous avons vu les effets en première partie). Deux lames minces dans l'échantillon S2 (arène déplacée) montrent des débuts de nodulisation ferrugineuse qui imprègnent la masse basale, constituée par le produit du démantèlement des minéraux primaires. Cela nous inspire deux remarques :

1) il est facile de différencier une rubéfaction d'origine météorique d'une rubéfaction volcanogénique qui ne s'accompagne d'aucun trait pédologique,

2) bien que le degré de ferruginisation soit moindre que celui rencontré dans les altérites miocènes, un tel processus est encore possible au Pliocène – à moins que déjà ne se pose la question des héritages... Nous aurons à en parler.

MONTAGNE PERCÉE

L'altérite *in situ* de la Montagne Percée (fig. 7 ; photo c, planche 7), aux dépens du granite monzonitique porphyrique du plateau des Dômes, a un bilan géochimique influencé par la présence de cordiérite dans la roche-mère, et par l'habitus des plagioclases An₃₀ "automorphes ou répartis dans la masse de la roche et parfois à l'intérieur même des phénocristaux de microcline" (notice de la carte au 1/50 000^e de Clermont-Ferrand). De fait, le bilan chimique n'est pas celui auquel nous ont habitués les autres profils de la même famille (tableau 35) : ici, le magnésium est plus vulnérable que le sodium, la cordiérite étant facilement altérable, et l'andésine parfois protégée par les feldspaths potassiques. Le calcium subit son sort habituel. Silice, alumine et potassium sont intacts. Le fer et le titane fléchissent légèrement. Les néoformations argileuses ne sortent pas de l'ordinaire (illite + kaolinite + smectite), et tous les minéraux primaires sont reconnaissables en lame mince, plus ou moins pseudomorphosés (tableau 36).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
MP 3	41.41	16.02	13.55	1.68	3.10	0.57	4.80	2.32	0.95	0.84	8.12		
MP2	48.82	16.32	2.44	tr.	0.51	0.63	1.28	0.51	2.42	4.26	2.73		
MP1	68.23	14.68	1.92		0.56	0.28	1.23	0.44	2.45	4.03	2.28		
MP0	65.73	16.46	2.91	0.20	0.67	0.16	0.73	0.52	2.13	4.03	3.38		
γmonz.	64.00	17.60	0.55	4.30	1.20	0.06	2.90	2.40	2.30	2.50	0.16	0.72	98.69
γmonz.	61.60	17.70	1.20	3.90	1.20	0.08	3.30	2.60	3.10	3.60	0.65	0.05	99.08

Tableau 35. Montagne Percée, analyses chimiques totales. (Échantillons séchés à 110°C. An. : A. Andrieu, Meudon ; analyse du granite monzonitique in de Peyronnet, 1956).

Montagne Percée	0	1	2	3
Kaolinite	++			
Métahalloysite				tr.
Smectite	++ B		+++ B	
Illite	+++	+++	+++	+
Interstratifiés		+++ IB		++++ IM
Vermiculite				
Feldspath	=	=	=	=

Tableau 36. Montagne Percée, analyses diffractométriques, fraction < 20 μm. (An. : G. Pierre, Meudon).

FAVARD, CHOMEILLES II, THEIX II

Enfin, trois coupes qui n'ont été analysées que partiellement semblent pouvoir être rangées dans cette catégorie : les profils de Favard (Cézallier) et de Chomeilles II, fossilisés respectivement par une coulée d'environ 3,5 Ma et par une coulée de 0,25 Ma (âge probable). L'altération est isovolumétrique, tous les minéraux sont reconnaissables à l'oeil nu, mais les biotites sont "molles" et les plagioclases pulvérulents (comme à Ravel, par exemple). La fraction fine est composée d'illite et kaolinite en proportions égales à Chomeilles II, et de kaolinite, smectite et illite à Favard. À Theix II, la coulée de la Montagne de la Serre (3,4 Ma) fossilise – dans le fond d'un petit vallon – une altérite dont on ne voit que la partie supérieure déplacée. Les lames minces montrent un matériel dont la déstructuration n'est liée qu'au déplacement le long du versant. L'état des minéraux qui n'ont pas été divisés par le mouvement est celui que l'on retrouve dans le complexe d'altération de Chomeilles I, Ravel et l'arène dé-

placée de Senèze. Les néoformations argileuses sont, dans l'ordre décroissant, smectite, illite et kaolinite (faible), ce qui n'est pas insolite pour une arène déstructurée en position basse sur un versant (tableau 37). Dans les trois cas, et dans l'état des analyses, c'est le caractère minéralogique qui est discriminant : les minéraux primaires sont trop frais pour que ces coupes puissent être rapprochées des profils miocènes. Nous allons voir qu'elles ne sont pas plus proches des arènes fossilisées par des coulées récentes.

Favard	1	2	3	4
Kaolinite	++	++	+	
Halloysite			tr.	tr.
Smectite	++	+++	+	+++
Illite	+++	++	tr.	
Gypse	=	=		
Quartz	=		=	
Feldspath	=	=	=	

Chomeilles II	2	3	4	5	6
Kaolinite	+++	+++	++		
Métahalloysite		+			
Halloysite				+++	+++
Smectite		+			
Illite	+++	+++	+		
Gypse	=	=	tr.		=
Feldspath	=	=	=		

Theix II	1	2
Kaolinite	+	+
Smectite	+++	+++
Illite	++	++
Gypse	=	=
Quartz	=	=
Feldspath		=

Tableau 37. Favard, Chomeilles II et Theix II, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm. (An. : G. Pierre, Meudon).

2.3. LES PROFILS RAPPORTÉS AU QUATERNAIRE RÉCENT

AYDAT, MONTEILLES

Deux profils sont fossilisés par des coulées récentes : À Aydat (Chaîne des Puys), une granodiorite arénisée est recouverte par la coulée du Puy de Charmont (29.900 ans, TL), et la coulée qui nappe à mi-pente le versant est du ruisseau de la Veyredeyre (le Monteilles, sud Mézenc) a un état de fraîcheur qui laisse supposer un âge quaternaire récent. Son substrat est une arène granitique que recouvre par endroits un dépôt de versant lité. Quelle que soit l'épaisseur des profils – 5 mètres visibles à Aydat, 3 mètres au Monteilles – l'arène a encore une bonne cohésion. À Aydat, tous les minéraux primaires sont reconnaissables et frais : plagioclases, amphibole, quartz, biotite et feldspath potassique. Une lame mince dans l'arène *in situ* montre que seuls les plagioclases sont un peu picotés, mais gardent leurs caractères optiques, les biotites sont à peine oxydées, et les amphiboles intactes (photo a, planche 17).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
A4	60.01	19.01	5.35	1.78	0.72	0.26	3.46	1.34	2.90	1.76	2.47		
A3	65.80	16.61	2.20	0.10	0.45	0.15	1.47	0.40	2.93	2.13	3.51		
A2	62.73	17.51	4.46	0.30	0.63	0.18	1.94	0.48	3.08	1.85	3.26		
A1	68.46	16.04	2.50	0.15	0.32	0.12	2.74	0.35	3.51	1.35	2.31		
A0	55.82	16.09	6.35	1.96	0.75	0.39	4.47	1.47	3.59	1.30	1.83		
γη	67.30	16.25	2.05	2.00	0.45	0.05	3.65	1.50	3.70	2.70	0.46	0.10	100.35

Tableau 38. Aydat, analyses chimiques totales. (Échantillons séchés à 110°C. An. : A. Andrieu, Meudon ; analyse de la granodiorite in de Peyronnet, 1956).

Aydat	0	1	2	3	4
Kaolinite		++	++	++	tr.
Métahalloysite					tr.
Smectite			+++	+++	
Illite	+++	+++	++	++	++++
Interstratifiés		++ IS	tr. IS		tr. IV
Vermiculite	+				+
Quartz		=	=		=
Feldspath	=	=		=	=
Hornblende	=	=	=		=

Tableau 39. Aydat, analyses diffractométriques, fraction < 20 μm. (An. : G. Pierre, Meudon).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
M3	63.62	15.99	6.05	1.65	0.72	0.04	0.85	1.27	2.51	3.34	0.06	0.98	3.02	98.45
M2	60.53	16.15	7.72	0.61	0.76	0.05	0.47	1.47	2.44	3.39	0.10	2.05	3.23	98.36
M1	74.51	11.12	3.16	0.79	0.38	0.02	0.49	0.82	1.84	3.02	0.06	0.60	2.21	98.23
moy.	66.22	14.42	5.64	1.02	0.62	0.04	0.60	1.19	2.26	3.25	0.07	1.21	2.82	98.35
γ	69.37	15.40	3.25	2.72	0.44	0.03	1.56	1.51	3.32	4.01	-	0.14	0.64	99.95

Tableau 40. Monteilles, analyses chimiques totales. (An. : J. Quillard, Caen ; analyse du granite du Velay in Didier, 1963).

Monteilles	1	2	3
Kaolinite			++
Smectite			+
Vermiculite	+	+	
Chlorite			+
Gypse		=	=
Feldspath		=	=

Tableau 41. Monteilles, analyses diffractométriques, fraction < 20 μm. (An. : G. Pierre, Meudon).

Les deux profils ont en commun une grande stabilité chimique des éléments. Au Monteilles, il faut considérer la moyenne des trois analyses (M1 et M2 représentent respectivement le granite *in situ* et légèrement déplacé ; M3 des colluvions uniquement granitiques) : il en ressort une perte du seul calcium, ce qui correspond au bilan chimique type de l'arène granitique des régions tempérées (Dejou *et al.*, 1977). À Aydat, le calcium est stable du fait de la présence d'amphibole fraîche. La perte enregistrée par le potassium (de 2,70 % à 1,30 %) peut être due à l'altération débutante des biotites qui libère les K⁺ interfoliaires. Le bilan géochimique de l'arénisation de la granodiorite d'Aydat est à nouveau semblable à celui décrit par Dejou *et al.* pour les arènes dioritiques de type tempéré (tableaux 38 et 40).

Les néoformations se réduisent à peu de choses dans les deux cas : l'illite est dominante dans la fraction $< 20 \mu\text{m}$, accompagnée de traces de vermiculite (tableaux 39 et 41 ; fig. 33, annexe). Les deux profils ont été tronqués dans leur partie supérieure, dont l'évolution était plus marquée. Ainsi, des lames minces dans les colluvions d'Aydat trahissent la présence de papules argileuses et de minéraux primaires plus altérés, dont la destruction a alimenté le fond matriciel. Dans ce fond flottent des minéraux encore complets, mais affectés de déstabilisations internes. Les biotites, par exemple, très oxydées sur leur bordure, montrent une ouverture des feuillets, comblée parfois par des produits secondaires, ce qui n'était pas le cas dans l'arène *in situ*.

Ont donc été remaniés des niveaux plus évolués (les minéraux primaires conservés dans les colluvions sont plus dégradés), et portant la trace d'une pédogenèse (les papules microlaminées sont issues du démantèlement de revêtements ou remplissages illuviaux). Cependant, le bilan géochimique de ces formations déplacées fait apparaître une évolution modérée (*cf.* Aydat 3 et M3, où il n'y a pas de mélange). Donc, ni les complexes d'altération, ni les colluvions qui remanient leur partie supérieure n'atteignent un stade d'évolution comparable à celui des profils du plio-pléistocène moyen.

Une arène *in situ* non fossilisée présente les caractères minéralogiques et chimiques cités plus haut : celle de la coupe de Theix, qui se trouve presque au fond de l'alvéole du même nom, situé au Nord de la Montagne de la Serre. L'arénisation affecte une épaisseur supérieure à 5 mètres (roche saine invisible), et le matériel a gardé une bonne cohérence. L'évolution géochimique est très faible (légère perte en calcium), et l'illite est seule représentée dans la fraction $< 20 \mu\text{m}$ (tableau 4). Bien que non protégé par une coulée datée récente, et en vertu des critères énumérés plus haut, ce profil doit être rangé dans la famille des profils altérés récents. Nous verrons que sa situation rend impossible une autre interprétation.

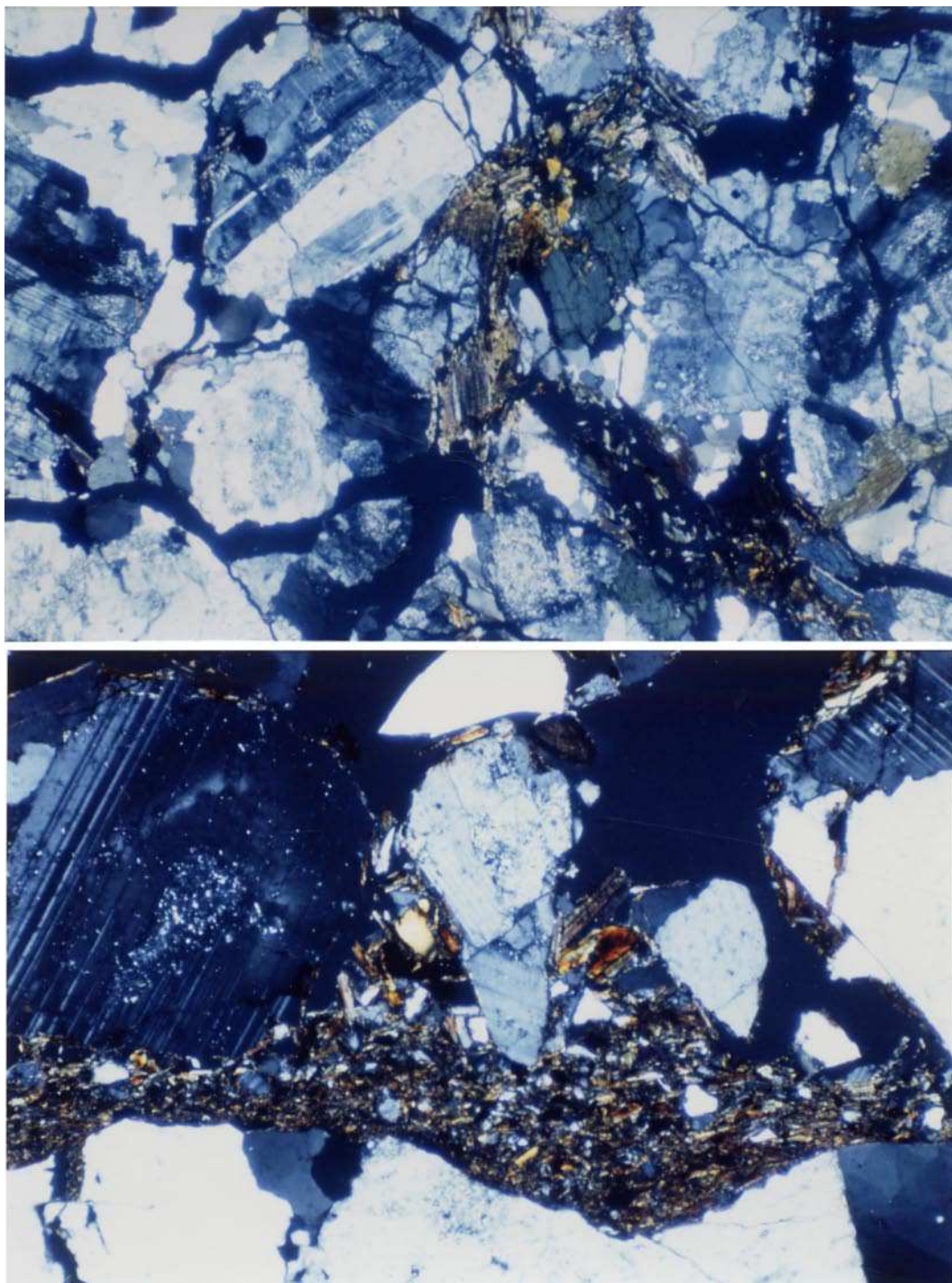


Planche 17

a) Aydat, lame mince faite dans un échantillon de l'arène granodioritique in situ. Les plagioclases sont légèrement picotés (autres minéraux : hornblende, biotite et quartz) (x 1.6, LP).

b) Aydat, échantillon 2 (colluvions). Coiffe silteuse granoclassée, remaniant, outre le squelette, des papules d'argile microlaminée (jaunes) (x 4, LP).

IV. ENSEIGNEMENTS D'ORDRE PALÉOCLIMATOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

Nous venons de classer les altérations de roches granitiques fossilisées selon leur degré d'évolution (la marche de l'altération n'a pas été abordée précisément, faute de microsonde). La première constatation est que la question du hiatus néogène ne se pose plus : Miocène et Pliocène livrent des profils dont nous allons pouvoir exploiter le message.

1. SIGNIFICATION DES ALTÉRITES GRANITQUES *IN SITU*

1.1. EXISTENCE D'ALTÉRITES *IN SITU* MIOCÈNES

- Nous avons vu que les altérites *in situ* fossilisées à la fin du Miocène, ont des caractères qui les différencient radicalement de l'ensemble des altérites postérieures. Le bilan géochimique de ces profils traduit un départ des bases alcalines et alcalino-terreuses dans des proportions souvent fortes, alors que l'altération des profils plus récents ne libère que du calcium en grande quantité et du sodium en quantité variable, et que le bilan chimique des arènes très récentes n'enregistre aucun départ (si ce n'est celui d'un peu de calcium). À cela s'ajoute une désilicification qui est loin d'être négligeable (Oulhou et La Bière). On pouvait imaginer que la perte en bases masquerait toute désilicification par enrichissement relatif en silice, il n'en est rien. En contre partie, l'hydratation du matériel est nette : les pourcentages d'H₂O qui gravitent autour de 1–2 % dans les altérites granitiques postmiocènes, atteignent 7 % à 8 % dans les profils miocènes, excepté à Englès, où nous sommes à un niveau d'érosion, donc d'altération, plus profond.

L'accumulation relative de fer est plus délicate à cerner dans la mesure où nous ne sommes pas toujours sûrs de l'homogénéité de la composition minéralogique et chimique de certaines roches. Nous avons vu que les quantités variables de biotite expliquent parfois des teneurs en fer qui ne doivent rien à un degré d'altération (*cf.* Chomeilles I). Cependant, quand l'augmentation de la part de fer s'accompagne de l'apparition de traits ferrugineux, sa signification pédogénétique ne fait pas de doute, et c'est le cas dans les altérites miocènes. Ce caractère ne se retrouve qu'une fois dans une altérite postérieure : à Senèze, où des traits ferrugineux s'ébauchent dans le complexe d'altération. Cependant, la manifestation chimique du phénomène n'est pas claire, puisque manifestement la roche-mère a une teneur variable en fer.

Comme le taux d'hydratation le laisse supposer, les altérites miocènes ont une teneur en argile plus élevée que celles qui les suivent. À ce titre, rappelons que ce ne sont pas les analyses granulométriques qui sont les plus déterminantes, surtout quand le matériel parental est diversifié (gneiss, migmatites, anatexites, granites). De même, un simple diagramme RX, ne donnant qu'une image qualitative, risque d'induire en erreur : nous avons eu l'occasion de remarquer que les néoformations peuvent être les mêmes pour des bilans géochimiques fort différents, et que l'intensité et la forme des pics aux RX ne renseignent que sur la cristallinité de l'argile néoformée (laquelle est influencée par des conditions locales qui n'ont pas de signification climatique).

Par contre, l'étude des minéraux primaires en lame mince couplée avec la détermination de la phase argileuse par diffractométrie, s'avère riche de renseignements. Nous avons vu que les néoformations argileuses – quelles qu'elles soient – propres aux altérites miocènes s'accompagnent d'une disparition des minéraux primaires, n'épargnant guère que le quartz et

la muscovite. Parfois les feldspaths potassiques ne sont pas entièrement pseudomorphosés (la présence de ce résidu d'altération explique que le lessivage des bases ne soit pas total). Aucun profil altéré postérieur n'atteint ce stade d'évolution des minéraux primaires ; par suite, aucun d'entre eux ne renferme de plages microcristallines entièrement néoformées et argileuses. La confusion entre altération miocène et altération postmiocène est impossible.

- Quelle "distance" sépare l'altération miocène de l'altération paléogène ? La comparaison n'est pas simple, car les altérites *in situ* datant de la première moitié du Tertiaire sont rares (tableau 42). Bien que l'on ne connaisse pas la nature de la roche de départ, on remarque que les pertes en bases sont plus complètes dans les paléoaltérations de Montluçon–Domérat (notamment pour CaO et MgO), et qu'il y a un fort enrichissement en silice (*cf.* les silicifications). Le bilan géochimique des trois formations du "début du Tertiaire" (Le Rouget) est quant à lui moins éloigné de celui des altérites miocènes (perte en bases, désilicification, gain en fer et alumine).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Tot.
Le Rouget	56.70	30.35	2.35	0	tr.	0.10	0.10	0	0.20	0.50	-	100.70
Domérat	75.60	14.30	0.70	-	0.03	0.20	0.16	-	3.20	5.20	0.69	99.88

Tableau 42. Analyses chimiques de paléoaltération du bassin de Domérat–Montluçon (*in* Thiry et al., 1983) et de la base du dépôt du Rouget (Margeride, *in* Coinçon et al., 1976).

Quant à une étude comparée de l'ampleur de la ferruginisation, la troncature de certains de nos profils la rend délicate. La teneur en fer de la poche ferrugineuse de Oulhou est sensiblement plus élevée que celle des profils du bassin de Montluçon–Domérat... Comment faire la distinction entre altérite paléogène et altérite miocène ? Faut-il juger que la coupe de La Bière présente une altérite type du Miocène – en se basant sur son bilan géochimique – et considérer l'altérite de Oulhou comme un héritage antémiocène ? Nous aurons l'occasion de voir que la méconnaissance de l'âge de la phase initiale de l'altération s'oppose toujours cruellement à l'élaboration d'un schéma global de la succession dans le temps des types d'altération.

- Un autre point n'est pas définitivement élucidé : celui de la nature de la racine d'une altérite évoluée. Rappelons que Birot (1981) a posé la question de la nature du "front vivant de l'altération" dans les zones chaudes et humides, remarquant que le "front de kaolinisation" peut dans certains cas rattraper la roche saine, alors que dans d'autres, un horizon de type "arène" fait la jonction entre altérite et roche saine. L'auteur, citant Lelong (1969), note que "l'arène tropicale se différencie très nettement de l'arène tempérée", car si la part des feldspaths y reste constante, les néoformations y sont sans commune mesure (en nature et en quantité).

Si l'altérite relativement ménagée qui soutient le profil évolué de Englès (Aubrac) n'est pas affectée par des phénomènes hydrothermaux, il est possible, en effet, de conclure que la racine d'une altérite évoluée ne se réduit pas une simple arénisation. Les deux traits caractéristiques d'un tel niveau seraient :

- une attaque intense des minéraux primaires résistants (ici les feldspaths potassiques), sans ameublissement véritable de la roche, micas et quartz restant intacts (photo b, planche 16) ;

- et, dans ce cas précis, une couleur lie-de-vin traduisant une mobilité du fer sur une grande profondeur.

- En toute rigueur, il est possible de parler d'altération ferrugineuse pour le profil de Oulhou et d'altération fersiallitique pour les profils de Englès, La Bière et Mézilhac. Il est difficile d'évaluer l'influence du facteur topographique sur l'inégalité de l'avancement de l'altération de ces quatre coupes, si ce n'est en s'appuyant sur la présence des minéraux 2/1 : l'altérite de La Bière n'est pas moins évoluée que celle de Mézilhac, elle porte seulement la marque d'un contexte local. Quant au facteur pétrographique, les deux profils du Velay se sont développés sur un substrat granito-gneissique (dit granite du Velay) altéré intensément sur une faible épaisseur, tandis que les profils de l'Aubrac – constitués aux dépens du granite de la Margeride – sont épais et présentent des gradients verticaux prononcés mais moins rapides. Le fait que les altérites de Oulhou et de Englès ne semblent pas avoir atteint le même stade d'évolution ne tient qu'à la plus ou moins bonne conservation des profils (le profil de Oulhou est exceptionnellement complet, nous le verrons), et au caractère hydromorphe de l'altération à Englès. Par conséquent, il est raisonnable de rattacher les quatre profils à une même période, donc à des conditions climatiques semblables.

1.2. MONOTONIE DE L'ALTÉRATION PLIO-PLÉISTOCÈNE

Un second fait marquant se dégage de la comparaison de nos profils partiellement datés (nous n'en connaissons que la limite d'âge supérieure) : la grande similitude entre les altérites se rapportant à la période englobant le Pliocène dans sa totalité et le Pléistocène inférieur et moyen. Il n'y a pas de différence significative entre le bilan chimique, les néoformations et l'état des minéraux primaires d'une altérite antérieure à 3,5 Ma et d'une autre antérieure à 0,6 Ma par exemple. Le plus simple serait d'imaginer que dans un tel cas, les deux altérites ont le même âge – pliocène – mais n'ont pas été fossilisées au même moment. Mais ce serait soutenir que toutes les altérations entraînant des néoformations argileuses (autres que l'illite), et un départ de CaO et Na₂O, sont pliocènes... Ce serait aussi admettre que le facteur temps n'a pas d'influence sur le degré d'évolution de l'altération, ce qui nous semble moins choquant d'ailleurs : nous nous en expliquerons.

Après un tel constat, on comprend les difficultés qui existent à dater des formes plio-quaternaires en fonction du manteau d'altération qui les recouvre, et dans le même temps d'appliquer le critère géomorphologique pour dater l'altération. Pour ne nous en tenir qu'à la question des altérites du Plio-pléistocène, il paraît impossible de dater relativement les profils en l'absence de jalons chronologiques sûrs. À ce titre, les coulées fournissent un élément de réponse, puisqu'elles permettent d'attribuer à la formation fossilisée un âge supérieur limite. Mais comment savoir si deux profils proches (spatialement, *cf.* Chomeilles) et fossilisés par deux coulées d'âges différents ne se rapportent pas, en réalité, à une seule et même phase d'altération ? Il reste donc indispensable d'avoir une idée de la période d'initialisation de l'altération, pour pouvoir déterminer des générations dans le stock plio-pléistocène.

Si l'on suppose que tous les profils altérés fossilisés entre 3,5 Ma et 0,25 Ma, qui ont le même degré d'évolution, n'ont pas débuté à la même période – ce qui est probable, sinon il faudrait attribuer tous les profils que nous rangeons dans la famille plio-pléistocène au début du Pliocène – on admet du même coup que le climat, durant cette période, n'a jamais dépassé un certain degré d'agressivité induisant un type d'évolution. La question est alors la suivante : sous un climat peu agressif, un profil restant à l'air libre peut-il réellement dépasser un stade d'évolution propre à ce climat, et devenir aussi évolué qu'un authentique héritage – miocène en l'occurrence ? En d'autres termes, le facteur temps peut-il changer le visage d'une altération

qui est en phase avec le climat ? Dans le Massif Central, on peut douter d'une kaolinisation (dans le sens monosiallisation) "à l'usure", et de fait, jamais sous une coulée pliocène ou pléistocène nous n'avons trouvé de profil qui sorte de la norme. Est-ce un hasard ?

Nous ne nions pas que dans les régions tropicales (pour prendre un exemple) le passage bisiallisation–monosiallisation–allitisation soit tributaire du temps, mais il n'en reste pas moins que chaque zone climatique a son climax – l'allitisation en zone tropicale humide, si le drainage le permet. Nous voyons donc mal comment, sans changement climatique allant dans le sens d'une hydrolyse plus forte, une altérite "polygénique" pourrait dépasser un stade donné au point de ne plus ressembler à ses congénères dont l'évolution aurait été bloquée par une fossilisation. Quand Godard (1977) écrit (à propos d'arènes de type tempéré, mais la texture des altérites plio-pléistocènes n'est pas très différente) : "Cette texture grossière est en même temps favorable à une pénétration facile de l'eau, de sorte que l'altération météorique gagne aisément en profondeur, sans jamais devenir intense", nous ne comprenons pas autre chose.

Par ailleurs, il semble curieux de s'appuyer sur les travaux d'Icole (1973) pour appliquer la notion de "vieille altération" (c'est-à-dire altération dont le degré d'évolution est fonction de la durée et non du climat) à des profils d'altération isovolumétrique (dans le sens : zone non réorganisée, à l'inverse des sols). Icole parle en effet de l'altération de galets granitiques, mais ces derniers évoluent au sein de sols, dont les processus d'évolution n'ont jamais été comparables à ceux qui régissent l'altération isovolumétrique. Penser le contraire reviendrait à négliger le rôle de la matière organique, dont l'influence s'estompe en profondeur. Par conséquent, nous répétons une fois encore que la notion de "vieille altération" appliquée à un sol est fondée : à ce titre, les résultats d'Icole, qui distingue plusieurs familles sur une période (le Quaternaire) où nous n'en voyons que deux, ne contredisent pas les nôtres. Mais ce type de raisonnement n'a pas grand sens dès qu'il s'agit de profils d'altération isovolumétrique.

Reste à savoir si les arènes récentes – pas encore à l'équilibre – tendent vers un stade qui les rapprocherait des profils plio-pléistocènes. La kaolinisation serait induite par l'arénisation qui crée un milieu bien drainé favorable (Dejou *et al.*, 1977). Nos coupes fossilisées ne nous permettent pas d'aborder le problème, puisque nous avons admis que, dans de pareils cas, l'évolution est bloquée. Par conséquent, le terme d'héritage nous semble le plus approprié pour parler des profils altérés marqués par les conditions d'une période révolue, sans prétendre trouver – faute de données chronologiques sûres – plusieurs générations au cours de la période allant du Pliocène au Pléistocène moyen.

1.3. APPROCHE DU SYSTÈME MORPHOCLIMATIQUE NÉOGÈNE

Si la deuxième partie du Paléogène est marquée par une tendance croissante vers la sécheresse (comme le montrent les silicifications de l'Éocène supérieur), le type d'altération rubéfiante et à kaolinite que l'on continue de trouver à l'Oligocène (Stampien basal du Velay, Larqué 1983), et au Miocène (Aubrac, Velay), nous force à admettre que le climat est resté relativement humide ne serait-ce que saisonnièrement. On imagine difficilement une kaolinisation telle que celle de Oulhou (Aubrac) sous un climat de type subtropical à tendance aride. Les altérites miocènes, à mi-chemin entre la fersiallisation (dominance d'argiles 2/1) et la ferruginisation (dominance d'argiles 1/1 type kaolinite), peuvent avoir évolué sous un climat subtropical à saison humide, tel que ceux du pourtour actuel de la Méditerranée. Plus tard, au Pliocène, le climat s'est nettement tempéré, se rapprochant en cela des climats du début du Quaternaire. Si au type d'altérites propre à cette période correspond un ensemble peu contrasté de climats, il n'en reste pas moins que la tendance générale est au refroidissement. Nous le

verrons au travers de l'étude de quelques coupes présentant des formations de versant fossilisées.

Si ce schéma est juste, nous ne pouvons suivre que partiellement Macaire (1985), pour qui l'ensemble des altérations *in situ* de roches granitiques est pléistocène supérieur et holocène, tandis que les dépôts alluviaux du Pliocène supérieur et du Pléistocène ancien remanieraient des altérites de type fersiallitique mio-pliocènes, puisque :

- la découverte d'altérites granitiques *in situ* incite à limiter la fersiallisation au Miocène ;

- bon nombre de profils que caractérise une bisiallisation (*s.l.*) ne peuvent être rattachés à la seule période pléistocène supérieur.

Coque-Delhuille (Margeride, 1979), subdivise en trois classes les arènes *in situ* ménagées, à savoir : les arènes d'interfluve des bas plateaux à kaolinite–montmorillonite–illite, les arènes des versants de la montagne et des plateaux orientaux "plus riches en kaolinite", et enfin les arènes de versants des entailles récentes des bas plateaux, riches en illite. Les deux premières classes sont rattachées au Villafranchien, la dernière au Quaternaire récent. Ce schéma est finalement assez proche du nôtre, à cela près que ce que l'auteur appelle le "début de l'arénisation" se situe probablement à la limite inférieure du Pliocène. Quant à Flageollet (1977), s'il subdivise l'altération antérieure au Pléistocène supérieur (à savoir altération finitertiaire et altération du Pléistocène ancien), ce n'est qu'après avoir dit que toute classification est impossible à partir des données dont il dispose. Sur ce dernier point, nous lui donnons raison.

Par conséquent, à échelle régionale (Auvergne, Aubrac, Velay), l'impact de la découverte d'altérites *in situ* néogènes est double :

- le hiatus dans la succession des climats, et des types d'altération, du Paléogène au Quaternaire est comblé,

- le type d'érosion du Néogène peut être approché : Les sites des profils d'altérations miocènes et plio-pléistocènes – des topographies molles et en continuité – impliquent une ablation aréolaire peu efficace. Le produit de cette ablation doit pouvoir se retrouver dans les dépôts périphériques du Massif Central. Les dépôts alluviaux du Pliocène supérieur (Macaire, 1985) en sont un exemple.

Cette évolution ralentie du relief durant le Tertiaire a déjà été pressentie dans la Margeride : "La présence de diverses formations corrélatives dans le même plan de la surface des bas plateaux implique une perte de substance très faible pendant tout le Tertiaire" (Coque-Delhuille, 1979).

2. ESSAI DE BILAN ALTÉRATION / ABLATION

Deux secteurs que nous avons étudiés, et qui ont livré plusieurs profils d'altération, se prêtent à l'établissement d'un bilan altération/ablation, avec quelques restrictions dans le cas de Chomeilles.

2.1. SITE DE THEIX

L'alvéole de Theix livre deux types de profil d'altération : l'un plio-pléistocène, fossilisé par une coulée de la Montagne de la Serre (3,4 Ma), l'autre pléistocène supérieur. Avant tout, il convient de rappeler que la coulée – ou plus précisément les coulées – de la Montagne de la Serre, peuvent être interprétées comme des coulées d'interfluve. De fait, les valeurs de creusement calculées à partir de l'hypothèse d'une coulée de talweg en inversion de relief sont

surestimées (Godard, 1972). Le bilan établi à partir de l'alvéole de Theix donne des résultats diamétralement opposés.

Le sommet de la Montagne de la Serre culmine à 1040 mètres (le Vigeral), le profil fossilisé du versant sud est à 850 mètres d'altitude, et le plancher actuel de l'alvéole à 820 mètres en moyenne. Si l'on relie ces trois points, en s'efforçant de reproduire la forme de versant propre aux alvéoles (convexo-concave, la concavité étant sensible jusqu'au point bas du plancher), il apparaît que le plancher du paléoalvéole ne pouvait pas être beaucoup plus élevé que l'actuel. Tout se passe donc comme si le travail de l'érosion, depuis 3,4 Ma, s'était limité au déblaiement du fond de l'alvéole – aux dépens d'altérites contemporaines de celle du versant sud – et à une petite incision (quelques mètres) de l'Auzon (antérieurement à 0,06 Ma, âge de la coulée qui fossilise le talweg). On ne peut pas affirmer, cependant, que l'alvéole existait tel quel il y a 3,4 Ma : la coulée de la Serre fossilise un profil altéré sur le versant de la paroi sud de l'alvéole, ce qui implique que le paléoalvéole ne s'appuyait pas sur une paroi saine. La carapace basaltique a immunisé cette paroi.

Les volumes altérés qui subsistent sur le plancher de l'alvéole se rattachent résolument à la période du Pléistocène supérieur – sans que l'on sache s'ils sont antérieurs ou postérieurs à la coulée du Puy de Mercoeur. Cela implique qu'après 3,4 Ma, et probablement avant 0,06 Ma, le nettoyage du fond de l'alvéole a été parfait, et qu'il y a eu ensuite reprise de l'altération et déblaiement imparfait de la nouvelle tranche altérée. Ce dernier point n'est pas le signe, malgré tout, d'une évolution rapide. Il semble que la valeur du creusement depuis 3,4 Ma n'ait pas dépassé 20 mètres au maximum (fig. 14).

Ce faible creusement n'a que valeur locale, et s'accorde bien avec l'absence d'escarpement au passage de la faille bordière de la Limagne. Par contre, à la hauteur de la Montagne Percée, où l'escarpement atteint 300 mètres de commandement, la tranche de terrain granitique enlevée (en dehors des gorges de raccordement) est probablement importante : une formation à blocs telle que celle du versant sud du vallon fossilisé par la coulée de la Montagne Percée (Ledoux, 1987), implique que le relief antévolcanique devait être plus vallonné que ne l'est actuellement le Plateau des Dômes.

Il reste que nous connaissons peu de chose de l'histoire du versant nord de l'alvéole, qui lui n'a pas été immunisé par la venue d'une coulée. Quel était sa forme et son extension il y a 3,4 Ma ? Les coulées de la Serre venaient-elles buter dessus ? L'alvéole existait-il déjà ? Le filon qui arme le versant nord, âgé de 16 Ma environ, nous a permis de constater que nous nous trouvons à un niveau profond d'érosion (*cf.* première partie) ; quand l'ablation a-t-elle mis à jour ce niveau ? Car, du point de vue du travail de l'érosion, le fait que l'altitude du fond de la vallée de l'Auzon n'ait que peu varié depuis 3,4 Ma, n'a pas le même sens si cette stabilité s'accompagne ou non de la formation d'un alvéole.

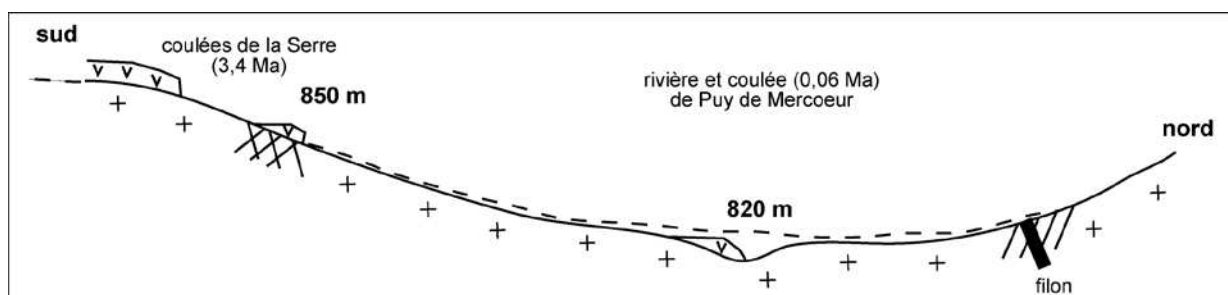


Figure 14. Alvéole de Theix (Chaîne des Puys), coupe schématique. Les hachures représentent les volumes altérés en place (croisées : plus évolués, obliques : moins évolués), et la ligne tiretée le plancher supposé du paléoalvéole (antérieur à 3,4 Ma).

2.2. SITE DE CHOMEILLES

À Chomeilles, l'établissement d'un bilan est plus délicat, et ce pour deux raisons :

- les âges attribués aux coulées sont des âges probables ;
- ne sachant pas si le profil fossilisé vers 0,25 Ma représente une phase d'altération à part entière, ou si au contraire, il n'est que la racine du profil fossilisé vers 0,6 Ma, il est difficile d'avoir une idée de la vitesse d'altération. Cette deuxième restriction résulte de nos conclusions sur la monotonie de l'altération du Pliocène au Pléistocène moyen.

Les espoirs fondés sur la possibilité de datation au ^{10}Be de la phase initiale de l'altération (Pavich, 1985 et Bouchard et Pavich, 1989) ne sont pas encore comblés. La faible teneur en argile des profils peu évolués, et surtout la pénétration limitée en profondeur du béryllium, font que la plupart des altérations de roches granitiques de la classe plio-pléistocène moyen ne se prêtent pas à l'application de cette méthode. Par conséquent, à Chomeilles, seules les valeurs de creusement peuvent être évaluées. La tranche de terrain enlevée entre 0,6 et 0,25 Ma est au moins égale à 35 mètres (soit la dénivellation séparant les deux paléotalwegs : nous faisons donc abstraction des interfluves). L'incision depuis 0,25 Ma est de 5 mètres environ (soit la dénivellation entre le talweg actuel et celui fossilisé il y a 0,25 Ma) (fig. 15 et photo b, planche 18). Le creusement a donc été de 30 m / 35 000 ans, puis de 5 m / 25 000 ans, soit respectivement des vitesses moyennes de 860 mm et 200 mm en 1000 ans. Le creusement total est de 35 m / 60 000 ans, soit 560 mm en 1000 ans.

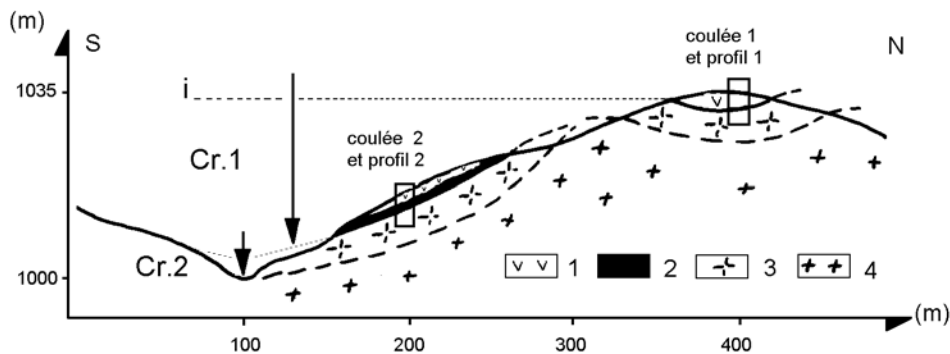


Figure 15. Vallon de Chomeilles (Mont Dore), coupe schématique. Cr. 1 = creusement 1, 30 m, entre 0,6 et 0,25 Ma ; Cr. 2 = creusement 2, 5 m, postérieur à 0,25 Ma. 1. coulée, 2. pyroclastites, 3. arène, 4. anatéxite, i. interfluve.

Ces deux exemples (Theix et Chomeilles) montrent que les valeurs chiffrées de vitesse de l'érosion ne sont pas extrapolables, ce qui ne signifie pas pour autant que chaque secteur étudié ait une histoire propre, mais que les réactions aux mouvements d'ensemble qui ont affecté le Massif Central sont variables, et fonction à la fois de paramètres locaux (pétrographique par exemple) et de la situation par rapport aux axes des mouvements.

3. QUELQUES CONTEXTES MORPHODYNAMIQUES

3.1. AU MIOCÈNE

OULHOU

La coupe de Oulhou fournit un exemple très complet du mode d'évolution des versants tronquant des roches meubles et argileuses. La partie colluvionnée, dont nous avons vu qu'elle remanie l'altérite *in situ* évoluée, mais aussi des niveaux plus frais (filons de pegmatite par exemple), et cela dans un environnement volcanisé (fantômes de basalte, verres volcaniques), traduit une dynamique de mouvement de masse aux dépens de formations très argileuses.

La géométrie d'ensemble de cette formation visible sur les photographies b (planche 12) et b (planche 13) est synthétisée sur la figure 16. À droite de la coupe affleure le granite altéré, dont la structure est indemne jusqu'au sommet du profil. La poche ferrugineuse, qui recouvre l'altérite *in situ* et qui, par endroits, le long de diaclases, s'enracine dedans, a subi un fauchage perpendiculaire au plan de coupe. Ce fauchage est protégé et limité par un filon totalement ferruginisé, et dont l'éponte "gauche" a disparu. Au sein de la zone fauchée, entre le filon et l'altérite *in situ*, flottent des galets de quartz à émoussé chimique et cariés qui jalonnent une "stone-line".

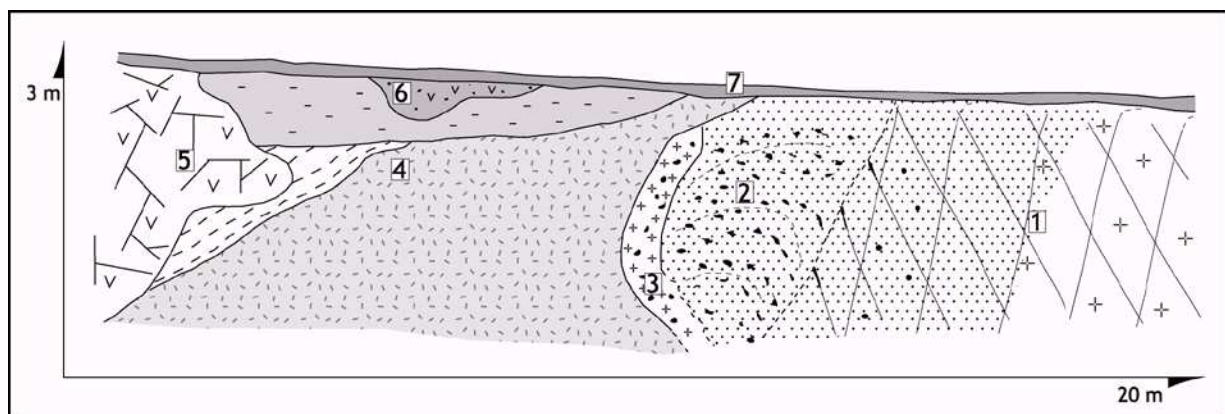


Figure 16. Oulhou (Aubrac), coupe schématique. En 1, l'altérite conserve la structure du granite jusqu'au sommet du profil. En 2 et 3, la poche ferrugineuse et le filon ont subi un fauchage et recouvrent l'altérite *in situ*. Puis l'évolution s'accélère et trois dépôts en forme de multiples lits soliflués viennent se chevaucher en discordance (4). La coulée (5) a dû s'épancher peu de temps après, puisqu'elle vient se caler et combler la topographie chaotique de glissement de terrain. Le petit chenal (6) rempli de matériel argileux basaltique est peut-être postérieur. Après la troncature de toutes ces formations, un maigre sol (7) se développe sur le matériel "tout venant" récent qui nappe le versant actuel.

Les formations suivantes ne s'enracinent pas dans le profil : elles viennent napper le plan d'ablation qui est venu se caler sur le filon fauché. Il s'agit de trois familles discordantes de colluvions, constituées de lames de glissement successives. Ces formations évoquent un contexte à mouvements de masse actifs, dans une ambiance climatique humide, en bon accord avec celle que nous restitue l'étude de l'altérite en place évoluée. Le deuxième train de colluvions vient recouvrir le premier après une phase d'ablation qui tronque à la fois le filon fauché et le produit des premiers glissements. Il en résulte une pente locale moins forte ; le troisième

suit de la même façon. La coulée de lave vient combler un nouvel arrachement ayant affecté l'ensemble colluvial, et la brèche de progression en forme de "pastille", à gauche de la coupe, est littéralement plaquée sur le substrat.

Le versant actuel recoupe en biseau toutes les formations précédentes, depuis la coulée jusqu'à l'altérite *in situ* (de moins en moins argileuse au fur et à mesure que l'on s'éloigne du paléoversant). La discordance ondule légèrement à l'aplomb des formations riches en fines, mais témoigne d'un type d'évolution totalement différent : un (ou plusieurs) véritable coup de rabot, insensible aux différences de cohésion des matériaux. La première phase de cette évolution postvolcanique remonte à la période récente de creusement des vallées présentes dans le paysage actuel.

ENGLÈS

Comme la coupe de Oulhou, la coupe d'Englès se situe sur le rebord d'un vaste interfluve, juste entaillé par quelques vallons peu profonds. Elle évoque une histoire similaire : le paléoversant qui recoupe le matériel argileux a une surface ondulée (le train de colluvions, peu épais, garde l'empreinte de loupes). Puis à nouveau, l'évolution postérieure à la fossilisation se solde par la troncature, à différents niveaux d'altération, du profil, jusqu'à atteindre la roche saine dans le fond du vallon actuel (fig. 17).

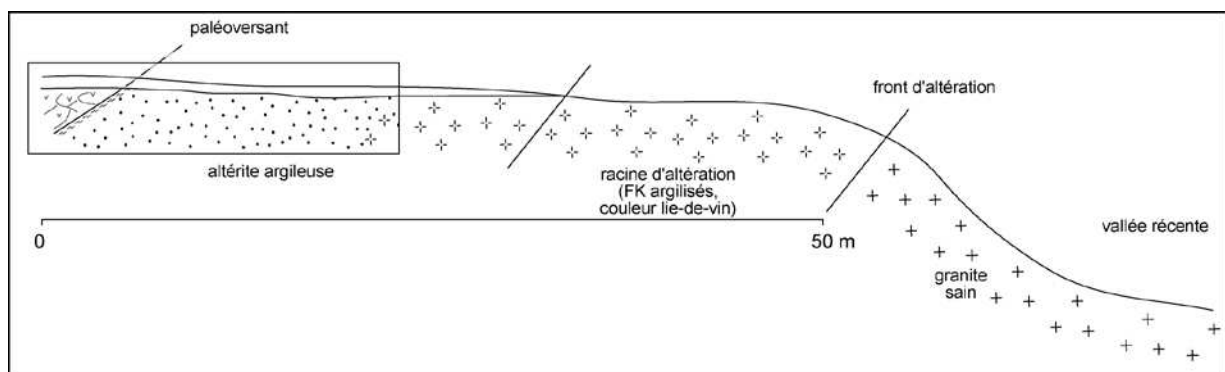


Figure 17. Versant d'Englès (Aubrac), coupe schématique. Remarquer la troncature de l'altérite, presque perpendiculaire à la succession des différents niveaux d'altération (lesquels sont grossièrement parallèles au paléoversant). FK : feldspath potassique. La partie encadrée renvoie à la figure 6.

Comme à Oulhou, le sol qui se développe sur une formation limoneuse récente recouvrant le versant, laisse intact le granite altéré. Ce qui signifie que la dernière phase d'ablation retouchant le versant rocheux est très récente (photo b, planche 16). En règle générale, les paléoversants modelés dans des formations riches en fines, telles que les altérites miocènes, présentent des contacts sinueux avec les coulées. Cela implique un type d'évolution où la solifluxion a une large part, fonction de la nature du substrat, et sans doute de l'humidité du climat. Les versants fossilisés par des coulées plio-pléistocènes tronquent des profils beaucoup plus cohérents, aussi les contacts sont-ils le plus souvent rectilignes.

3.2. AU PLIOCÈNE

SENÈZE

La coupe du volcan de Senèze présente une altérite *in situ* tronquée, surmontée de deux trains de colluvions, totalisant une épaisseur d'un mètre et mis en place après une phase d'ablation. Le train inférieur est constitué d'un matériel très proche de celui de l'altérite sous-jacente, quant à la couleur, la granulométrie et la composition minéralogique. Le train supérieur, qui repose sur le précédent sans ravinement, est plus limoneux, riche en quartz, jaunâtre et tacheté de concrétions ferrugineuses marron, on n'y trouve pas même un agrégat rappelant la roche-mère (photo a, planche 1 ; fig. 2).

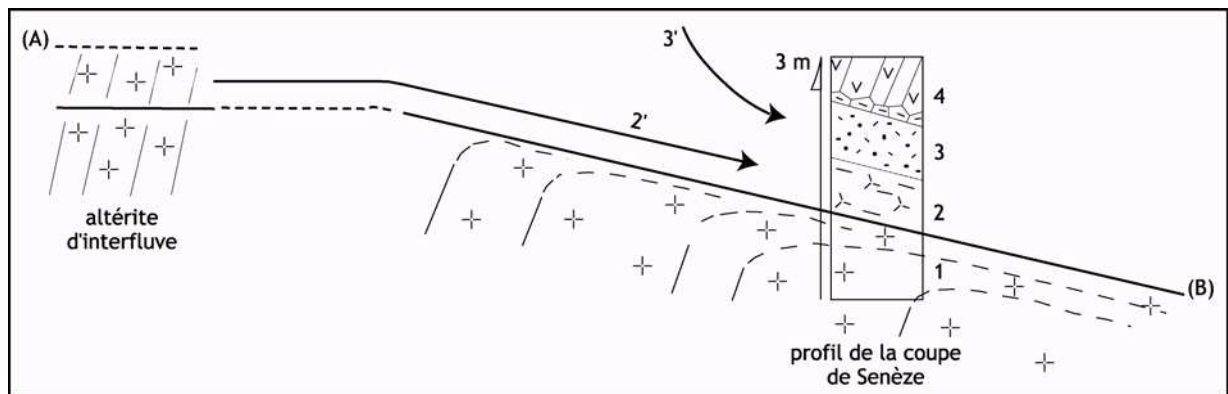


Figure 18. Coupe schématique interprétative de l'évolution du versant fossilisé par la coulée de Senèze (Brivadois). 1 : altérite *in situ* ; 2 et 2' : apport local (versant) ; 3 et 3' : apport régional (bassin versant) ; 4 : coulée du volcan de Senèze. La partie encadrée renvoie à la figure 2.

Ce double dépôt a déjà été interprété comme un pseudo-paléosol (Fonseca, 1974) : notant qu'aucune pédogenèse n'affecte l'ensemble du dépôt tel qu'il se présente actuellement, l'auteur conclut qu'il s'agit de la superposition d'horizons de sols voisins tronqués. Le niveau inférieur serait issu de l'horizon B argileux et rubéfié d'un sol fersiallitique, et le niveau supérieur, moins argileux et riche en concrétions, de l'horizon supérieur de ce même sol. L'idée du remaniement nous semble incontestable. Cependant, les formations remaniées nous paraissent être assez éloignées d'horizons de sols. Sur la base des analyses minéralogiques, chimiques et micromorphologiques que nous avons faites, et dont les résultats sont proches de ceux de Fonseca, notre interprétation est légèrement divergente.

Tout d'abord, dans l'hypothèse d'un remaniement horizon par horizon des paléosols locaux, une stratification inverse devrait apparaître, or ce n'est pas le cas. D'autre part, les lames minces ne montrent pas les traits pédogénétiques déplacés que l'on devrait trouver dans des horizons de sols déplacés (papules argileuses, par exemple). Enfin, le pseudo-horizon A est encore un peu trop riche en fines pour être considéré uniquement comme tel. Nous avons vu en première partie que l'absence de kaolinite dans ces deux niveaux pouvait être le fait de la coulée, par conséquent ce critère n'a pas de valeur pédologique. Selon nous, le niveau inférieur reprend un complexe d'altération du type de celui qui supporte le tout, peut-être à un niveau d'érosion plus profond, ce qui expliquerait son évolution globale moins avancée. On peut supposer que la partie supérieure du versant actuellement fossilisé offrait ce type de matériel.

Le niveau supérieur, qui repose sur le précédent sans ravinement – ce qui implique la mise en place des deux au cours d'une même séquence morphodynamique – rappelle en effet un niveau superficiel d'altération : les nodules qui étaient en gestation dans le matériel *in situ*, sont ici bien réalisés, et il n'est pas choquant d'évoquer une parenté entre les deux matériaux. Cependant, le déplacement qui a homogénéisé le fond matriciel, et n'a conservé, parmi les traits pédogénétiques, que les plus résistants (les nodules), semble avoir été important et s'être fait sur une longue distance – contrairement au déplacement du niveau inférieur. C'est ce qui explique, sans doute, le mélange de plusieurs types de formations, certaines sablo-limoneuses (d'où l'enrichissement en fines), d'autres contenant du matériel basaltique (reliques d'augite, d'amphibole et de verre), et enfin la partie supérieure de l'altération de la migmatite (nodules).

Cette formation a d'ailleurs une extension qui n'est pas limitée à ce versant : le Villafranchien du bassin de Paulhaguet est recouvert *in fine* par le même matériel – identique jusqu'aux traits biologiques, des tubulures, qui sont postérieurs au colluvionnement et antérieurs au volcanisme. Cette phase d'ablation et de transport a donc une valeur régionale, et l'épaisseur constante du train de colluvions supérieur évoque un épandage sur une topographie peu contrastée. Par conséquent, affirmer qu'il s'agit là du remaniement d'un horizon A de paléosol semble restrictif. Le matériel est composite, et n'a pas la même valeur stratigraphique que le premier train de colluvions d'extension strictement locale (fig. 18). L'absence de structuration de ces formations (hormis la prismation volcanogénique) implique une mise en place brutale de type coulée boueuse, sur des pentes longitudinales et transversales de faible inclinaison. Quel était le contexte morphoclimatique ?

La coulée est âgée de 2,3 Ma (K/Ar ; Prévot et Dalrymple, 1970), donc fini-pliocène. Le maar de Senèze est postérieur au dynamisme strombolien qui est à l'origine de la coulée, de fait le remplissage du maar, qui débute vers 1,6 Ma (Bout), livre une flore qui ne nous renseignera pas sur le climat antérieur à 2,3 Ma. Par contre, les dépôts lacustres de Ceysac (environs du Puy) sont susceptibles de nous donner quelques indices (Abliin, 1985). Les premières formations de Ceysac se sont mises en place vers 2,5–2 Ma, d'après les minéraux du stade trachytique montdorien d'apport éolien qu'elles contiennent. L'âge de la première coulée, qui repose à même le socle, à l'origine du premier épisode de sédimentation, est estimé aux alentours de 2,8–3 Ma (K/Ar et âge moyen par fission sur les zircons). La base du profil de Ceysac est donc contemporaine de la fossilisation du profil de Senèze. Or le premier dépôt recèle une association végétale de type steppique qui traduit un environnement à tendance saisonnièrement chaude et sèche. Il n'est donc pas interdit d'imaginer que les dépôts colluviaux de Senèze se sont mis en place lors de pluies torrentielles, soit au moment d'une saison humide dans le contexte général steppique, soit au tout début d'une phase postérieure humide. La mise en place suit une phase de dénudation marquée (troncature de l'altérite *in situ*), et sans doute aisée si le couvert végétal était clairsemé.

3.3. AU QUATERNAIRE

MONTAGNE PERCÉE

La coulée de la Montagne Percée a longtemps été attribuée au Pliocène – sans avoir été datée – or la nature des formations de versant qu'elle fossilise va à l'encontre de cette estimation. Dans la coupe que nous avons étudiée (fig. 7 ; photo c, planche 7), la formation colluvionnée qui recouvre le profil d'altération recèle des traits périglaciaires dont la présence serait incongrue sous une coulée pliocène.

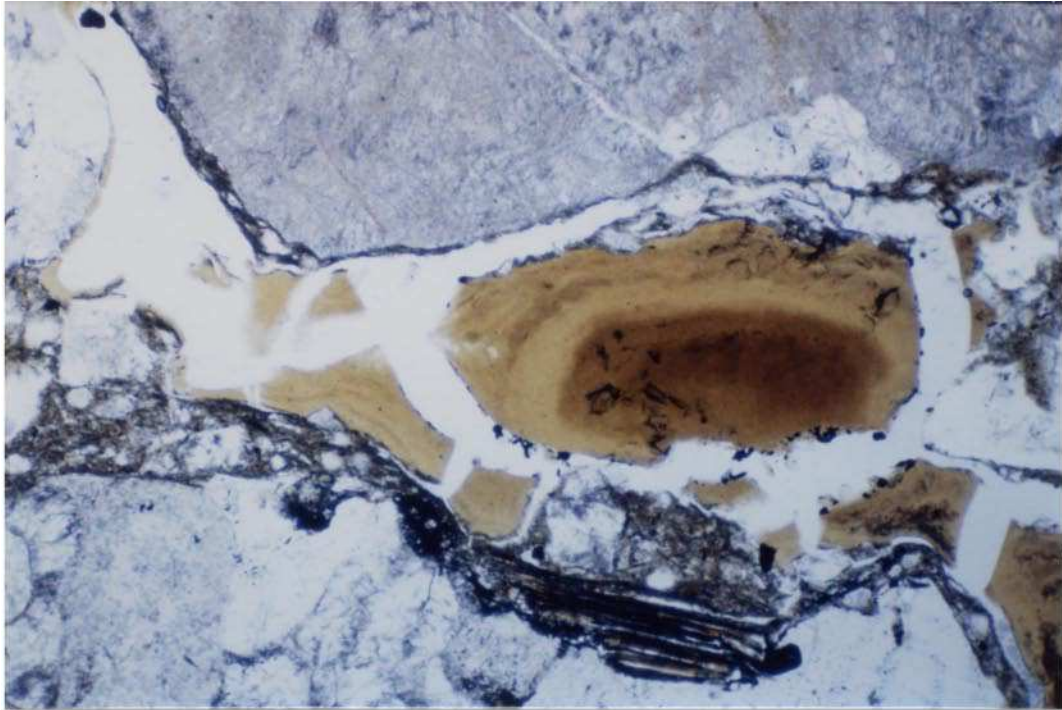


Planche 18

- a) Montagne Percée, échantillon 2 (matériel fauché). Les remplissages illuviaux sont postérieurs à l'acquisition des coiffes (x 4, LN).*
- b) Chomeilles (Mont Dore). Vue d'ensemble du vallon, vers l'ouest. Sur l'interfluve de droite (Nord), la coulée de Courbanges (0,6 Ma) est en inversion de relief. Le versant droit est nappé par une coulée probablement âgée de 0,25 Ma (épisode trachy-andésitique montdorien ?). Le ruisseau de Malvoissière roule ses eaux en contre-bas de la deuxième coulée.*

L'altération du granite, que nous avons rangée dans la classe plio-pléistocène, a nourri une formation colluviale, que l'on retrouve ici en bas de versant dans un contexte confiné. La kaolinite de l'altérite *in situ* a disparu au profit de la beidellite. Cette formation déplacée a évolué à l'air libre sur une période suffisamment longue pour que s'organisent deux types de traits pédologiques : des coiffes silteuses d'origine périglaciaire, puis des revêtements et remplissages argileux. Les coiffes sont d'autant plus facilement reconnaissables que, par ailleurs, le squelette est débarrassé de sa matrice. Les minéraux et agrégats hérités sont lavés, les espaces interminéraux vidés, le matériel fin étant allé nourrir les coiffes. Ce type de dynamique a souvent été décrit, et s'explique par "l'alternance répétée de ségrégation de glace et de lavage à la fonte" (Van Vliet-Lanoë, 1987). Le même auteur note que la formation de coiffes est l'aboutissement du phénomène, tandis que les premiers stades sont caractérisés par l'apparition d'une structure lamellaire et l'ébauche de ségrégation du squelette. L'espace poral a, par la suite, été envahi par des remplissages argileux microlaminés, orangés vers le haut des colluvions et plus clairs vers le bas, ce qui traduit une hydromorphie croissante en profondeur. Cette illuviation est postérieure à l'acquisition des coiffes, nappées par les argiles. La formation a donc eu une évolution polyphasée (photo a, planche 18).

Nous avons vu, dans la première partie, que le dépôt de débouillage a stoppé tout phénomène d'illuviation posteffusive, qui aurait entraîné la contamination du substrat par une montmorillonite. Par conséquent, les remplissages qui occupent les vides de la formation colluvionnée sont le fruit d'une illuviation antévolcanique. Donc l'histoire antévolcanique du substratum est la suivante : altération de la roche-mère (illite-kaolinite-beidellite), déplacement sur le versant du sommet du profil isovolumétrique (illite-beidellite), évolution de ces colluvions dans un régime gel-dégel (coiffes), et enfin illuviation d'argile (remplissages).

Une question demeure : quelle est l'origine de l'argile des remplissages ? Nous avons vu que le dépôt de débouillage renferme le même type d'argile (beidellite), ce qui pourrait laisser penser que le phénomène d'illuviation a affecté conjointement les deux niveaux, l'argile provenant de l'altération du matériel pyroclastique. Une observation va à l'encontre de cette hypothèse : dans le substrat, les remplissages sont papulés (et les coiffes basculées), tandis que le fond argileux du débouillage n'enregistre aucun déplacement. Or, il semble peu probable que la formation colluviale ait continué à migrer sur le versant postérieurement à l'effusion, qui a dû suivre de près le saupoudrage pyroclastique. L'argile qui remplit l'espace poral des colluvions ne peut donc que provenir d'un niveau pédogénétisé et tronqué avant l'épisode volcanique. Le fait que les traits pédogénétiques (*s.l.*) qui affectent le substrat soient déplacés s'oppose, en outre, à l'hypothèse d'une évolution de type périglaciaire à travers la coulée, si la succession des événements, telle qu'elle a été décrite, n'était pas suffisante pour s'en persuader. La coulée, peu poreuse et pauvre en eau, n'est d'ailleurs pas favorable à la propagation en profondeur d'une onde de gel, contrairement à une moraine, par exemple. Le versant opposé de ce petit vallon, orienté au Nord, présente une formation à blocs, elle aussi fossilisée (Ledoux, 1987), qui confirme l'ambiance périglaciaire antévolcanique.

Par conséquent, la coulée de la Montagne Percée fossilise un vallon dont les deux versants sont affectés par une dynamique périglaciaire, incompatible avec l'âge pliocène proposé. Il n'est pas impossible que cette coulée soit contemporaine de la coulée supérieure des Côtes de Clermont, dont l'âge supposé est de 1,8 Ma (vérification en cours ; Lageat, oralement). Cela impliquerait une phase froide à la base du Pléistocène inférieur. Il paraît cependant prématuré de ranger définitivement cette phase dans l'histoire des glaciations quaternaires, en l'absence de données chronologiques certaines¹¹. Toutefois, si les différents climats du Plio-

¹¹ Nous avons, après rédaction, eu connaissance des résultats radiométriques obtenus à partir de quelques échantillons de cette coulée, criblés de zéolites il est vrai : 3,4 Ma (K/Ar, Cantagrel, LA10, Clermont). Cet âge, bien qu'il rejoigne celui proposé par la carte géologique au 1/50 000^e de Clermont, reste improbable, au regard des formations fossilisées.

cène et du début du Quaternaire ne se sont pas traduits par une évolution différenciée des profils d'altération (nous rangeons les profils de Senèze et de la Montagne Percée dans la même famille), les dépôts de versants fossilisés à cette période nous rappellent néanmoins que la tendance climatique générale est au refroidissement : le mode de remaniement de la partie supérieure de l'altérite de Senèze révèle une ambiance climatique de type steppique sans trace de froid, tandis que celui de la Montagne Percée est franchement périglaciaire.

AYDAT

La coupe d'Aydat est sans ambiguïté : la coulée du Puy de Charmont est âgée de 30 000 ans, ce qui nous place à la fin du dernier épisode glaciaire würmien, et probablement en position périphérique par rapport aux glaciers du Mont Dore (*cf.* Etlicher et de Goer, 1988 : maximum d'englacement de ce massif au Würmien moyen). Les colluvions, qui remanient un niveau pédogénétisé de l'arène granodioritique, comprennent des papules roulées et des minéraux primaires de la granodiorite plus dégradés que ceux de l'arène *in situ*. On y trouve en outre des éléments basiques, tels que des lapillis vitreux et des granules de basalte. Il ne peut donc s'agir d'un paléosol en place (Dejou, 1982). Les figures de gel confinent à la perfection : coiffes silteuses granoclassées et squelette lavé (photo b, planche 17), structures litées. En résumé, une pédogenèse a affecté la partie supérieure de l'arène, qui a ensuite migré le long du versant (d'où les papules). Les figures liées au gel ne sont pratiquement pas déplacées, elles se sont donc formées dans les colluvions. Une légère cryoreptation a cependant basculé les coiffes du haut du profil, puis l'évolution a été stoppée par la venue de la coulée. Deux épisodes d'évolution monophasée sont donc séparés dans le temps par un colluvionnement le long du versant (fig. 19).

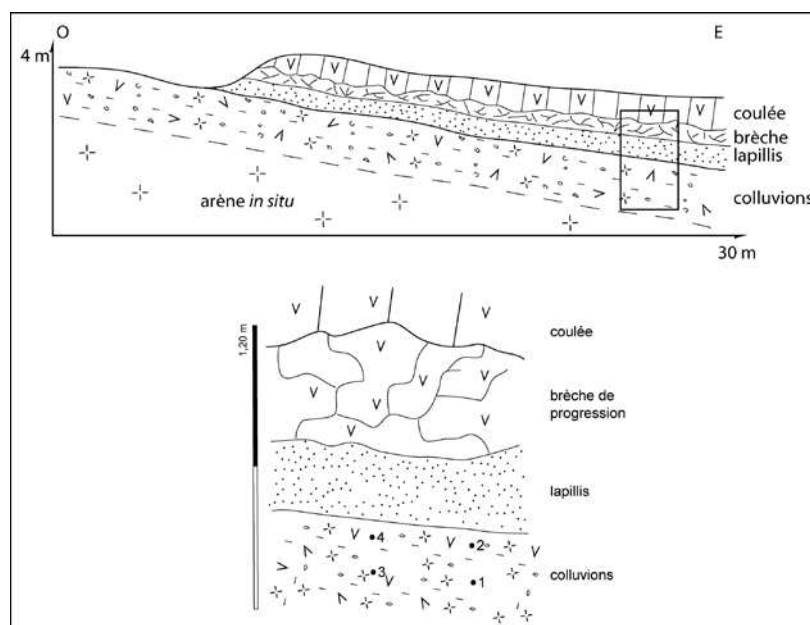


Figure 19. Aydat (Chaîne des Puys), coupe schématique. a) Vue générale : la formation déplacée, seule visible sous la coulée, apparaît aussi au sommet de l'arène *in situ* à gauche de la coupe (où a été prélevé l'échantillon 0). b) Au contact de la brèche sous coulée, la partie supérieure des lapillis a "cuit". La formation déplacée contient, outre les agrégats de granodiorite, des granules de basalte et des lapillis. Traits pédologiques : les coiffes silteuses sont légèrement basculées dans la partie haute du profil, qui renferme le plus grand nombre de papules argileuses.

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE

Au terme de cette deuxième partie, trois points méritent d'être soulignés :

1) Les ambiances climatiques des périodes allant du Miocène au Quaternaire ne peuvent être approchés – par le biais de la nature de l'altération – qu'à travers les profils constitués aux dépens de substrats granitiques (*s.l.*). La réponse à l'altération de tels substrats est en effet suffisamment contrastée, et permet une classification des profils. Il n'est pas possible d'en dire autant des substrats basaltiques, pour lesquels se pose de surcroît la question de la durée d'évolution.

2) - Le "hiatus néogène" est comblé, bien que la découverte de profils fossilisés entre 8 Ma et 3,5 Ma, qui permettrait de caler avec précision le passage du climat *fortement hydrolysant* du Miocène à ceux *faiblement hydrolysants* qui ont cours depuis le Pliocène, complèterait avantageusement cette étude.

- D'autre part, la nature et la similitude entre les altérites du Pliocène et celles du Pléistocène inférieur et moyen traduisent l'existence d'un ensemble de climats dont les plus chauds ne s'inscrivent pas moins dans la gamme des climats tempérés. De fait, et compte tenu de ce que nous avons dit du "vieillissement" des profils, les profils non fossilisés qui présentent les caractéristiques propres à la période plio-pléistocène ne peuvent être datés avec plus de précision.

3) Enfin, à échelle régionale, le bilan altération/ablation plaide en faveur d'une évolution ralentie du relief sur de vastes secteurs (les hauts plateaux du Massif Central). À faible altération devait correspondre une ablation faible aussi (particulièrement au Pliocène) puisque le manteau d'altérites hérité n'est pas démesurément épais. Ce schéma est valable jusqu'à la période récente de creusement des vallées actuelles. C'est alors que des formations, dont certaines très évoluées (miocènes), viennent nourrir les épandages détritiques périphériques récents du Massif Central, décrits par Macaire (1985).

À ce titre, l'exemple de l'Aubrac est éloquent : sur le versant ouest, on retrouve sur un même plan des altérites évoluées miocènes et des arènes récentes. Il est cependant probable qu'entre les langues de lave qui fossilisent les altérites, existaient des interfluves : les formations de versant de la coupe d'Oulhou l'attestent, sans pour autant nous renseigner sur leur ampleur. Sur le versant est du même massif, les coulées de la base de l'empilement basaltique (10 Ma) ont fossilisé une surface presque plane et décapée (photo a, planche 7). Depuis, l'incision du plateau granitique (par le Bès notamment) en avant du front des coulées s'est limité à un creusement d'une vingtaine de mètres en moyenne, valeur évaluée à partir de l'altitude de la topographie fossilisée. Il est donc bien entendu que les exemples locaux n'ont pas valeur générale, comme le montrent du reste le secteur de Chomeilles où il y a eu un fort creusement (Mont Dore) au contraire de celui de Theix (Chaîne des Puys).

CONCLUSION GÉNÉRALE

Cette étude thématique a donc été menée en deux temps : méthodologique d'abord – comment tirer parti des profils altérés et fossilisés par des coulées de lave ? – elle se devait ensuite de mettre à l'épreuve cette méthode – quel parti en tirer ?

La conclusion de l'étude critique du marqueur climatique que sont les altérites fossilisées par des coulées atteste leur caractère hérité, et justifie que l'on s'appuie sur de tels profils à des fins paléoclimatologiques et géomorphologiques. Une telle étude méthodologique a valeur générale : en effet, la faible influence de l'environnement volcanique sur la nature d'un profil fossilisé n'est pas propre à une région mais à un milieu.

L'apport de la seconde partie, fondée sur une étude comparative, est à nuancer davantage. La question des paléoaltérations néogènes a sans doute gagné à être illustrée par l'étude de granites altérés puis fossilisés. En effet, nous avons vu que les formations intrabasaltiques, quelles qu'elles soient, ne sont pas à même de nous renseigner valablement, compte tenu de leur faible capacité à restituer de façon contrastée l'ambiance climatique sous laquelle elles ont évolué (dans le Massif Central comme ailleurs). Que dire, à plus forte raison, des altérations de roches basaltiques finimiocènes qui évoluent à l'air libre depuis leur effusion (telles que les "latérites" du Vogelsberg en Allemagne, étudiées par Schwarz, 1988) ?

Il ne saurait être question de généraliser nos conclusions au delà des limites du Massif Central français, sans procéder à de nouvelles études de cas – que l'on n'aurait sans doute pas la chance de pouvoir mener dans d'aussi bonnes conditions. Il n'en reste pas moins que le "Plateau central" livre des altérites *in situ* miocènes, différentes des altérites postérieures – plio-quadernaires. Parmi ces dernières aucun classement chronologique n'est possible sans datations absolues. L'idée de Birot¹² est confirmée, selon laquelle "Il est peu probable qu'il faille attribuer à une jeunesse plus grande la moindre altération des arènes. Dans le massif Central ou dans la zone méditerranéenne, le profil de ce type d'altérites est souvent très épais et résulte de météorisations inaugurées au moins au Pliocène".

Par conséquent, le manteau d'altérites du Massif Central, fossilisé ou non, est bien constitué de *générations* d'altérites et ne peut être ramené à la seule période du Pléistocène supérieur. La possibilité de datation par les coulées nous a été d'un grand secours, mais ne suffit cependant pas toujours : la question du début de l'altération, dont la réponse peut seule mettre de l'ordre dans le "stock" d'altérites plio-pléistocènes reste ouverte. Les chances d'établir un bilan altération/ablation s'en trouveraient aussi accrues du simple fait que le maillon manquant, en amont de la chaîne altération–transport–sédimentation, n'aurait plus de secret.

¹² Birot P. (1978) : De quelques problèmes géomorphologiques essentiels. *Hérodote*, n° 12, 97–130.

RÉSUMÉ

Compte tenu de la capacité des altérites granitiques à conserver la marque du climat sous lequel elles ont évolué, il est tentant d'utiliser de telles formations fossilisées par des coulées de lave datées dans l'espoir de trouver différents types d'altération et de pouvoir les caler dans le temps. Encore faut-il s'assurer, dans un premier temps, de la bonne conservation des profils fossilisés. L'étude des interactions entre substratum et coulée permet de ramener à leur juste valeur les modifications liées à l'environnement volcanique. Au moment de la mise en place de la coulée, la "cuisson" et la rubéfaction restent des phénomènes exceptionnels, liés à la texture grossière et à la faible teneur en eau des formations fossilisées – ces deux caractères rendant optimale la propagation de l'onde de chaleur dans un substrat. De la masse de l'épanchement dépendra le flux de chaleur disponible. Si toutes les conditions sont réunies :

- le substrat peut acquérir une structure prismée calquée sur celle de la coulée, le processus de réchauffement–refroidissement engendrant des fentes de retrait ;
- si des oxydes de fer amorphes sont disponibles dans le substrat, et si le milieu est suffisamment aéré et ressuyé pour pallier l'ambiance d'autoclave créée par la coulée, l'échauffement dû à l'effusion peut provoquer une dessiccation et une cristallisation du fer amorphe, entraînant une rubéfaction.

Ces deux phénomènes, s'ils se produisent, affectent une tranche peu épaisse du substrat (1 mètre maximum), ce qui est en bon accord avec les évaluations de propagation de la chaleur sous une coulée : selon Maury (1976), les températures ne dépassent généralement pas 200°C à quelques dizaines de centimètres du contact. De si faibles températures laissent intacte la paragenèse argileuse antévolcanique des formations fossilisées. Ces conditions draconiennes limitent le nombre de cas de "cuisson" et de rubéfaction d'un substratum granitique altéré. En outre, elles nous obligent à trouver une autre explication à la genèse des niveaux rouges intrabasaltiques, dont l'allure de "brique" a souvent été interprétée comme le fruit du thermométamorphisme subit de formations argileuses et gorgées d'eau, au moment même de l'effusion.

Les coulées ne stoppant pas radicalement la percolation d'eau météorique, l'évolution posteffusive des profils fossilisés se traduit par des modifications d'ordre chimique et minéralogique limitées, mais caractéristiques. L'altération chimique des coulées, et particulièrement des brèches sous coulée, libère des bases alcalines et alcalino-terreuses qui, entraînées en solution, viennent nourrir des néoformations argileuses en précipitant dans le substrat. Ainsi des remplissages microcristallins de montmorillonite sodique – fruit de cette lixiviation – sont-ils fréquents dans les premiers décimètres sous les coulées. Plus soluble, le sulfate issu de l'oxydation de la pyrite (FeS_2) contenue dans le basalte, pénètre plus profondément dans le substratum. Sa présence est trahie par la cristallisation de gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) due à l'attaque des minéraux calciques du substrat par la solution acide de SO_3 , et à la neutralisation de cette solution (H_2SO_4) par les ions Ca^{2+} libérés.

La contamination par illuviation d'argiles depuis la coulée est moins fréquente : elle nécessite la présence de discontinuités ouvertes dans le substrat. Cependant, l'unique formation fossilisée qui présente une prismation volcanogénique n'a pas échappé à ce mode de contamination : les argiles du sol qui se développe à la partie supérieure de la coulée prismée, entraînées en suspension le long des colonnades, sont venues s'accumuler dans les fentes de retrait du substrat.

L'histoire posteffusive d'un substrat altéré et fossilisé se ramène donc à une cryptoévolution dont il est possible d'isoler et de quantifier les traits. En outre, cette cryptoévolution

n'est pas suffisamment efficace pour qu'un granite sain fossilisé puisse s'altérer à travers une coulée. Sur le versant est de l'Aubrac, les exemples de socles sains sous des coulées miocènes, même peu épaisses, ne manquent pas : la cryptoaltération n'existe pas. Par conséquent, les altérites granitiques fossilisées par des coulées de lave sont antérieures aux effusions qui les conservent, et ont gardé intacts les caractères de leur évolution antévolcanique.

L'idée d'un hiatus de l'altération pour la période néogène est née de l'attribution systématique de la plupart des altérites *in situ* du Massif Central français au Quaternaire (parfois à la fin du Pliocène). En l'absence de données chronologiques sûres, cette attribution s'appuie sur des critères géomorphologiques et sur l'estimation des degrés d'évolution. Certes, différentes formations rouges intrabasaltiques ont été interprétées comme des paléosols fersiallitiques miocènes, mais cette interprétation ne résiste pas à une étude comparative détaillée des différents niveaux rouges, parmi lesquels on distingue :

- les tufs rouges intrabasaltiques, fruits d'une altération météorique indéterminée de dépôts pyroclastiques successifs. Ils sont totalement démunis de caractères pédologiques (gradients chimiques et minéralogiques notamment). En outre, l'action de fluides hydrothermaux dans leur genèse n'est pas à écarter ;

- les coulées altérées (au sein d'empilements basaltiques) peuvent évoquer un contexte paléoclimatique, mais les comparaisons sont délicates en l'absence de données chronologiques précises sur le temps de pédogenèse (*i.e.* temps de rémission entre deux coulées) ;

- les "red-partings" ne procèdent que de l'altération hydrothermale.

Que ces trois types aient parfois été confondus tient à la grande monotonie du produit de l'altération des roches basaltiques.

La réponse des roches granitiques à l'altération est plus contrastée. En couplant le message que nous livrent les altérites granitiques aux données chronologiques fournies par les coulées qui les fossilisent, il est possible de distinguer trois familles d'altérites entre le Miocène supérieur et le Quaternaire récent.

- Les altérites miocènes (antérieures à 8 Ma) qui montrent 1) une mobilité constante de l'ensemble des bases, 2) une désilicification fréquente, 3) des néoformations de kaolinite et/ou de smectite, mais en abondance, 4) des ferruginisations. Ce type d'altération se situe à mi-chemin entre fersiallisation et ferruginisation.

- Les altérites moyennement évoluées, datées du Pliocène au Pléistocène moyen, caractérisées par 1) une stabilité constante de K_2O , MgO et SiO_2 , 2) des néoformations variées mais restreintes, liées à une pseudomorphose très partielle des minéraux primaires vulnérables (biotite, plagioclases, cordiérite).

- Les arènes ménagées du Pléistocène supérieur, à illite-vermiculite, dont le bilan géochimique est quasi nul (faible mobilité de CaO).

Il en ressort que :

- le hiatus néogène est comblé, le Massif Central livrant des altérites attribuables à cette période ;

- la fersiallisation se limite au Miocène ;

- les profils caractérisés par une bisiallisation (*s.l.*) ne peuvent être rattachés à la seule période du Pléistocène récent ;

- et parmi ces derniers, les plus "évolués" peuvent être d'âge pliocène aussi bien que quaternaire.

Si les différents climats du Pliocène et du début du Pléistocène n'ont pas entraînés une évolution différenciée des profils d'altération, les dépôts de versant fossilisés à cette période nous rappellent néanmoins que la tendance générale est au refroidissement. Sur le plan de l'érosion, il est clair que de vaste secteur du Massif Central ont connu une évolution ralentie depuis le Miocène : la présence sur un même plan d'altérites diversement évoluées l'atteste. Cela n'empêche pas que certaines valeurs locales de creusement puissent être élevées.

ABSTRACT

Since weathered granites are able to keep the trace of the climate under which they developed, it is tempting to study such formations which are fossilized by dated lava flows, in order to find different kinds of weathering and to adjust them on a time scale. However, this work must begin with a critical study: are the fossilized profiles well preserved? It is erroneously believed that lava flows significantly transform their basement, and that weathering of the basements continues through the lava flows, so that such weathered profiles have no palaeoclimatic value. A detailed study of the relationships between basements and lava flows gives the full meaning of the modifications due to the volcanic environment. Syneffusive thermal metamorphism is an exceptional event caused by the coarse texture and the light degree of humidity of the basement, both allowing for good propagation of the heat-wave (also depending on the mass of the effusion). Under these distinct conditions:

- Sandy and aerated conducting deposits can take on a prismatic jointing (shrinkage) after a warming–cooling process;
- crystallization of hematite from amorphous iron oxides coming from exuded ferri-ferrous minerals of the basement may take place. The desiccation–crystallization process is due to the light degree of humidity of the basement, despite the autoclave effect created by the lava flow.

Both events, if they occur, influence the basement on a weak thickness (1 meter maximum). In fact, the rise in temperature under the lava flows does not exceed 200°C beyond a few decimetres (see Maury, 1976), so that the warming remains ineffective on the clay mineral paragenesis of the weathered profiles. These draconian conditions make unusual the examples of "baking" and rubefaction of fossilized weathered granites. They also compel us to look for another explanation concerning the red brick-like interbasaltic levels often considered as the result of the thermal metamorphism of argillous and heavily moistured deposits.

As the lava flows do not completely stop infiltration of meteoric water, posteffusive evolution of fossilized profiles consists of weak but typical chemical and mineralogical contaminations. Weathering of the lava flows and the pyroclastic breccias releases alkaline and earth alkaline bases, which leach and (when precipitating in the basement) come into crystallization after diagenesis of clay minerals. Thus, microcrystalline infillings of Na montmorillonite – as a result of the leaching process – are frequent in the first decimetres of the basement. More soluble, sulphate coming from the oxidation of the basaltic pyrite (FeS_2), deeply enters the basement and leads to the crystallization of gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). This is performed through the etching of calcic minerals by sulphuric acid and neutralisation of H_2SO_4 by Ca^{2+} ions.

Contamination through illuviation of clay minerals from the lava flow is less frequent. It needs the presence of open discontinuities in the basement. Meanwhile, the only fossilized profile influenced by volcanogenic prismatic jointing is involved in that event: the clay minerals of the soil that developed on the prismatic lava flow are illuviated along the basaltic columns and gather together in the shrinkage cracks of the basement.

The post effusive history of a weathered granite fossilized by basaltic lava flows comes down to a light, typical and quantified crypto evolution. Moreover, this crypto evolution is not effective enough for a sound granite trapped under a lava flow to be weathered. Consequently, weathering of the granites fossilized by lava flows happens before the effusion takes place, and the effusions maintain the profiles as they stand. Such profiles are real inherited weathering.

The notion of "hiatus" of the weathering during the Neogene's is the consequence of the systematic assigning of most of the in situ weathered granites of the French Massif Central to the Quaternary (sometimes to the late Pliocene). Without reliable chronological data, this assignation rests on geomorphologic criteria and on the estimation of the degree of evolution of the profiles. Some red interbasaltic levels have been explained as Miocene fersiallitic palaeosoils, but that interpretation does not hold against a detailed comparative study of each kind of red level. Among them, we can distinguish:

- Red interbasaltic tuffs, as a result of an undetermined meteorical weathering of successive pyroclastic deposits; they are completely free of pedological features (in the thin section) and of mineralogical and chemical gradients. Furthermore, the action of thermal water in their genesis can not be ruled out;

- weathering of lava flows (in the bosom of basaltic piling) may evoke a palaeoclimatic context, but comparisons between the profiles are difficult without exact chronological data concerning the time of pedogenesis (i.e. the time of remission between two effusions);

- "red-partings" are exclusively the result of a hydrothermal alteration.

The confusions between these three kinds of interbasaltic profiles are due to the monotonous result of the weathering of basaltic material.

Granites give a clearer answer to weathering. Taking into account both the information delivered by fossilized weathered granites and the chronological data given by the lava flows, three families of weathering from the late Miocene to the late Pleistocene can be distinguished:

- Miocene weathered granites (before 8 m.y.) showing 1) constant depletion of the whole bases, 2) frequent desilification, 3) crystallization after diagenesis of kaolinite or smectite in abundance, 4) ferruginisations. That kind of weathering is half-way between fersiallitisation and ferruginisation;

- moderately advanced weathered granites, dated from the Pliocene to the middle Pleistocene, characterized by 1) the chemical stability of K_2O , MgO and SiO_2 , 2) various but limited crystallization after diagenesis. These are the result of the weak pseudomorphosis of vulnerable primary minerals (biotite, plagioclases, and cordierite);

- granitic sands of the late Pleistocene, with illite and vermiculite clay minerals, and no chemical depletion (except a little CaO).

So, it appears that:

- Neogene's hiatus is inexistent;

- the fersiallitic weathering must be limited to the Miocene;

- the profiles characterized by bisiallitisation (s.l.) can not be considered as belonging only to the recent Pleistocene;

- among the latter, the most "advanced" can be Pliocene as well as Quaternary.

If each different climate of the Pliocene and of the Pleistocene does not lead to a specific kind of weathered granite, nevertheless the slope deposits fossilized during that period plead in favour of a cooling tendency. As far as erosion is concerned, it is clearly seen that wide spaces of the French Massif Central have undergone a slow evolution of the landforms from the Miocene to the Present, as proved by the presence of different kinds of weathered granites on a same level. Nevertheless, local excavations can be heavy.

BIBLIOGRAPHIE

- ALBENQUE M. (1974) : *Action de la vapeur d'eau sur les silicates ayant pris naissance à la cuisson des pâtes céramiques*. Thèse, Paris VI, 149 p.
- ABLIN D. (1985) : *Analyse pollinique des dépôts lacustres de Ceyssac (Plio-pléistocène du Velay)*. Thèse, Paris VI, 122 p.
- AUTRAN A., PETERLONGO J.M. (1980) : *Massif Central*, in 26^e C.I.G., 3–123.
- BAUBRON J.C., DEMANGE J. (1982) : First geochronological study of the volcanic plateau of Aubrac (french Massif Central). Tectonic and regional implications. In: R. Brousse & J. Lameyre eds., *Magmatology Journ. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14, 67–75.
- BARTH T.F.W. (1950) : *Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland*. Carn. Inst. Washington, publ. 587, 151 p.
- BELLON H. *et al.* (1972) : Longue activité volcanique du massif du Cantal, de 21 à 3,8 millions d'années. *C.R. Acad. Sci.*, t. 274, sér. D, 2409–2412.
- BELLON H. *et al.* (1972) : Age absolu du massif volcanique du Mont Dore. *C.R. Acad. Sci.*, t. 274, sér. D, 2740–2743.
- BELLON H., BROUSSE R. (1973) : Age des formations volcaniques périphériques situées au Nord du massif du Mont Dore. *C.R. Acad. Sci.*, t. 277, sér. D, 707–708.
- BENAYAS J. *et al.* (1987) : Microscopy and chemical composition of paleosoils affected by heating of basaltic flows (Almagres) on the island of Tenerife, Spain. In: *Micromorphologie des sols*. Edité par Fedoroff N., Bresson L.M., Courty M.A., A.F.E.S., 591–596.
- BESSON J.C. (1978) : *Les formations volcaniques du versant oriental du massif du Mont Dore (Massif Central français)*. Thèse Doct. Spéc., Clermont II, 167 p.
- BIROT P. (1981) : *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Masson, Paris, 603 p.
- BISDOM E.B.A. *et al.* (1982) : Micromorphology of weathering biotite and its secondary products. *Pedologie*, XXXII, 2, 225–252.
- BOCQUIER G. (1971) : *Genèse et évolution de deux toposéquences de sol tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique*. Mém. ORSTOM, 1973, n° 62, 351 p.
- BONIFAY M.F. (1983) : L'environnement climatique basé sur les grandes faunes villafranchiennes. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 2/3, 71–79.
- BONNEAU M., SOUCHIER B. (1979) : *Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol*. Masson, Paris, 459 p.
- BOUCHARD M., PAVICH M.J. (1989) : Characteristics and significance of pre-Wisconsinan saprolites in the northern Appalachians. *Z. Geomorph.*, Suppl.-Bd. 72, 125–137
- BOURDIER J.L., CANTAGREL J.M. (1983) : Le volcanisme aux confins du Mont Dore et du Cézallier (Massif Central français) : nouvelles données chronologiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XXV, n° 2, 277–280.
- BOUT P. (1953) : *Études de géomorphologie dynamique en Islande*. Act. Scient. et Industr., n° 1197 (Exp. pol. franç. III), Hermann, Paris, 216 p.
- BOUT P. (1966) : Histoire géologique et morphogenèse du système Velay S.E., Boutières, Coiron. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), vol. VIII, fasc. 3, 225–252.
- BOUT P. (1973) : *Les volcans du Velay*. Imprimerie Watel. Brioude.
- BOUT P. (1978) : *Problèmes du volcanisme en Auvergne et Velay. (Chronique de la Revue d'Auvergne)*. Imprimerie Watel. Brioude. 326 p.
- BROUSSE *et al.* (1975) : Gisement, faune et géochronologie du Puy Courny (Cantal, France). *Géol. Méditerranéenne*, t. II, n° 3, 135–142.

- BROUSSE R., THONON P. (1967) : Argiles d'origine fumerollienne dans les formations volcaniques. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, t. 19, 61–69.
- BRUNHES B., DAVID P. (1901) : Sur la direction d'aimantation dans des couches d'argile transformée en brique par des coulées de lave. *C.R. Acad. Sci.*, 15/7.
- CAMPY M., MACAIRE J.J. (1989) : *Géologie des formations superficielles ; géodynamique, faciès, utilisation*. Masson, Paris, 433 p.
- CAMUS G. (1975) : *La chaîne des Puys : étude structurale et volcanologique*. Ann. Sc. Univ. Clermont. n° 56, fasc. 28, 322 p.
- CAMUS G., KIEFFER G. (1980) : Les couches rouges ("red partings") du massif volcanique des Coirons (Ardèche, France). *Géol. Méditerranéenne*, t. VII, n° 2, 193–197.
- CANTAGREL J.M., MERGOIL J. (1970) : Mesure par la méthode à l'argon de l'âge de quelques roches volcaniques du Velay oriental (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, t. 271, sér. D, 760–763.
- CANTAGREL J.M., THONAT A. (1976) : Age du volcanisme du Cézallier (Massif Central français) et migration de l'activité volcanique en Auvergne. *C.R. Acad. Sci.*, t. 282, sér. D, 1837–1840.
- CANTAGREL J.M., BAUBRON J.C. (1983) : Chronologie des éruptions dans le massif volcanique du Mont Dore (méthode potassium-argon). Implications volcanologiques. *Géol. de la France*, (2), I, n° 1/2, 123–142.
- CANTAGREL J.M. *et al.* (1987) : Chronologie du volcanisme aux environs du forage de Chassole. *Géol. de la France*, n°4, 157–162.
- CHESWORTH W. *et al.* (1983) : Étude des paléosols rouges développés sur les basaltes miocènes du Massif Central français. Principales caractéristiques géochimiques de ces pédogenèses. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, vol. XX, n° 3, 189–208.
- CHESWORTH W. *et al.* (1983) : Étude comparative des processus de fersiallisation et d'andosolisation développés sur basalte, Massif Central français. *C.R. Acad. Sci.*, t. 296, sér. 2, 1651–1654.
- COINCON R., TARDY Y., GODARD A. (1976) : Les enseignements d'ordre morphogénique et paléoclimatique apportés par l'étude des bassins de l'ouest de la Margeride. *Rev. Géom. Dyn.*, n° 3, 81–91.
- COLIN F. (1966) : *Étude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac (Massif Central français)*. Mém. B.R.G.M., n° 62, 1971, 250 p.
- COQUE-DELHUILLE B. (1979) : Les formations superficielles et leur signification géomorphologique dans les régions de roches cristallines : l'exemple des plateaux de la Margeride occidentale (Massif Central français). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 21, fasc. 2, 127–146.
- COQUE B., GUEZ C. (1982) : Apport du MEB dans la détermination de l'origine hydrothermale ou météorique des kaolinites. L'exemple du S.W. anglais. *Physio-Géo*, n° 4, 61–70.
- COUTHURES J., PASTRE J.F. (1982) : Contribution à la chronostratigraphie du Villafranchien : l'Auvergne et le Velay (France). Une série de référence du Plio-pléistocène européen. *Colloque "Le Villafranchien méditerranéen"*, Lille 9–10 déc., 179–185.
- COUTHURES J., PASTRE J.F. (1983) : Chronostratigraphie du Plio-pléistocène d'Auvergne et du Velay : nouveaux apports des datations radiométriques et du paléomagnétisme. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 1, 9–18.
- COUTURIE J.P. (1977) : *Le massif granitique de la Margeride*. Ann. Sc. Univ. Clermont, n° 62, fasc. 29, 319 p.
- DEJOU J. (1967) : L'altération des granites à deux micas du massif de La Pierre-qui-Vire. Deuxième partie. *Ann. Agron.*, 18, 2, 145–201.

- DEJOU J., GUYOT J., ROBERT M. (1977) : *Évolution superficielle des roches cristallines et cristallophylliennes dans les régions tempérées*. I.N.R.A., 464 p.
- DEJOU J., CHESWORTH W. (1979) : Nouvelles observations concernant l'évolution géochimique superficielle des basaltes miocènes du bassin d'Aurillac (Cantal). Nature fersiallitique de cette évolution et conséquences paléoclimatiques. *C.R. Acad. Sci.*, t.288, sér. D, 295–298.
- DEJOU J., ILDEFONSE Ph. (1979) : Analogies et différences enregistrées au cours des altérations superficielles naissantes et anciennes développées sur roches basiques en régions tempérées humides. Cas des roches gabbroïques de la haute vallée de la Jordanne (Cantal) et du massif du Pallet (Loire atlantique). *C.R. Acad. Sci.*, t.288, sér. D, 465–468.
- DEJOU J. (1982) : Présence à Aydat d'un paléosol développé sur arène dioritique et fossilisé par la coulée basaltique du puy de Charmont (Puy de Dôme). *Rev. Sc. Nat. Auv.*, vol 48, 3–10.
- DEJOU J., CHESWORTH W., LARROQUE P. (1982) : Données nouvelles sur l'évolution fersiallitique subie par les basaltes pontiens du bassin d'Aurillac (Cantal, France). Cas du profil de St-Étienne-de-Carlat, et conséquences paléoclimatiques. *Pédologie*, XXXII, 1, 67–83.
- DEJOU J. *et al.* (1983) : Caractérisation et évolution géochimique superficielle d'un massif granitique fossilisé par des formations volcaniques près du Falgoux (Cantal). *Rev. Sc. Nat. Auv.*, vol.49, 19–29.
- DEJOU J. *et al.* (1984) : Caractérisation d'un niveau argileux surmontant une arène granitique et fossilisé par des brèches volcaniques près du Falgoux (Cantal). *Rev. Sc. Nat. Auv.*, vol. 50, 33–44.
- DELIBRIAS G. (1979) : Problèmes liés à la datation des sols fossiles par le Carbone 14. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 1-2, 35–42.
- DELVIGNE J. *et al.* (1979) : Olivines, their pseudomorphs and secondary products. *Pédologie*, XXIX, 3, 247–309.
- DERRUAU M. (1960) : Quel était le climat du Massif Central français pendant la seconde moitié de l'ère tertiaire ? *Rev. Auv.*, t. 74, 179–184.
- DIDIER J. (1964) : *Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français*. Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont, n° 23, fasc. 7, 254 p.
- DUCHAUFOR Ph. (1983) : *Pédologie. I. Pédogenèse et classification*. 2^{ème} édition. Masson, Paris, 491 p.
- ERHART H. (1940) : Sur l'altération des basaltes miocènes du Cantal et sur la nature des sols qui en dérivent. *C.R. Acad. Sci.*, t. 210, 537–539.
- ÉTIENNE R. (1981) : Contribution à l'étude du soulèvement récent du Massif Central. Les enseignements des bordures sud et centre-nord du socle. *Bull. Rhod. Géom.*, n° 9, 3–15.
- ÉTIENNE R. (1982) : L'origine de l'alimentation du bassin villafranchien d'Ampilhac et ses indications sur les changements hydrographiques et tectoniques récents au Nord du Devès. *Bull. Lab. Rhod. Géom.*, n° 11/12, 13–34.
- ÉTIENNE R. (1984) : Mouvements tectoniques différentiels et soulèvement d'ensemble du Massif Central à partir de la limite mio-pliocène. *Bull. Lab. Rhod. Géom.*, n° 15/16, 3–13.
- ETLICHER B. (1983) : Structure du socle et morphogenèse dans les monts du Forez. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 24, fasc. 1, 75–85.
- ETLICHER B. (1985) : Quelques types d'alvéoles et de couloirs dans l'Est du Massif Central. *Physio-Géo*, n° 13, 19–29.

- ETLICHER B., GOER A. de (1988) : La déglaciation würmienne dans le Massif Central français : le point des travaux récents. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 2/3, 103–110.
- FÉDOROFF N. (1986) : Un plaidoyer en faveur de la paléopédologie. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 3/4, 195–204.
- FÉDOROFF N., COURTY M.A. (1987) : Paléosols. In : *Géologie de la Préhistoire*, GéoPré, 251–280.
- FLAGEOLLET J.C. (1977) : *Origine des reliefs, altérations et formations superficielles. Contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest*. Thèse Lettres. Sciences de la Terre, Mémoire n° 35, 461 p.
- FONSECA B. J.J. (1974) : *Application des techniques d'analyse des sols à l'étude de pseudopaléosols fossilisés par le basalte dans le bassin de Paulhaget-Langeac (Haute-Loire)*. (Agronomie). DEA, Montpellier.
- FOUCAULT A., RAOULT J.F. (1980) : *Dictionnaire de la Géologie*. 1^{ère} éd., Masson, Paris, 331 p.
- GENSE C. (1976) : *L'altération des roches volcaniques basiques sur la côte orientale de Madagascar et de la Réunion*. Thèse, Strasbourg.
- GIBERT J.P. (1973) : Mise en évidence d'une altération de type ferralitique au Miocène terminal du Sud du Cantal. *C.R. Acad. Sci.*, t. 277, sér. D, 545–547.
- GIBERT J.P., LARROQUE P. (1976) : Témoin d'un paléosol de type fersiallitique antéoligocène du Sud-Ouest du Cantal (Massif Central, France). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 6, 267–269.
- GIROD M. *et al.* (1984) : *Les roches volcaniques, pétrologie et cadre structurale*. Doin, Paris, 239 p.
- GLANGEAUD L. *et al.* (1974) : Le volcanisme plio-quatenaire de la chaîne des Puys et du Mont Dore (Massif Central français). Excursion de l'A.F.E.Q., 31 mai-2 juin 1973. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, n° 1, 60 p.
- GODARD A., PAQUET H., MILLOT G. (1961) : Contribution à l'étude de quelques paléosols du Nord de l'Écosse. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*. Strasbourg. t. 14, fasc. 4, 101–109.
- GODARD A. *et al.* (1972) : Quelques enseignements apportés par le Massif Central français dans l'étude géomorphologique des socles cristallins. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. XIV, fasc. 3, 265–296.
- GODARD A. (1977) : *Pays et paysages du granite*. PUF, coll. Le Géographe. 232 p.
- GODARD A. (1979) : Le problème posé par l'association arènes déplacées-formations limoneuses à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. *Bull. Centre Géom. Caen*, 24, 5–14.
- GODARD A. (1989) : Les vestiges des manteaux d'altération sur les socles des Hautes Latitudes : identification, signification. *Z. Geomorph.*, Suppl.-Bd. 72, 1–20.
- GOER A. de. (1972) : *La planèze de St-Flour. (Massif volcanique du Cantal, France)*. Vol. 1 : *Structure et stratigraphie*. Vol. 2 : *Formes et dépôts glaciaires*. Ann. Sc. Univ. Clermont, n° 47–48, fasc. 22–23.
- GOER A. de. (1984) : L'âge des éruptions de la chaîne des Puys : vingt-cinq ans de mesures radiochronométriques. *Rev. Sc. Nat. Auv.*, vol. 50, 167–177.
- GOLDBERG P. (1987) : Soils, sediments and acheulian artifacts at Berekhat Ram, Golan Heights. In : *Micromorphologie des sols*. Édité par Fédoroff N., Bresson L.M., Courty M.A., A.F.E.S., 583–590.
- GRANGEON P. (1959) : Sur une couche d'altération climatique miocène de la région du Coiron. *C.R. Acad. Sci.*, t. 248, sér. D, 1370–1372.

- GRUNHAGEN H., DANIEL-MERGOIL J. (1963) : Découverte d'hydrocalumite et d'afwillite associées à l'ettringite dans les porcelanites de Boisséjour, près de Ceyrat (Puy de Dôme). *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, LXXXVI, 149–157.
- GUÉRIN G. (1983) : *Thermoluminescence des plagioclases. Méthode de datation du volcanisme. Application au domaine volcanique français : chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas-Vivarais*. Thèse. Paris VI.
- HALITIM A., ROBERT M. (1987) : Interactions du gypse avec les autres constituants du sol. Analyse microscopique des sols gypseux en zone aride (Algérie) et études expérimentales. In : *Micromorphologie des sols. Édité par N. Fédoroff, L.M. Bresson, M.A. Courty. A.F.E.S.*, 179–185.
- ICOLE M. (1973) : *Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Essai de paléopédologie quaternaire*. Thèse, Paris, 328 p.
- JAEGER J.C. (1957) : The temperature in the neighbourhood of a cooling intruding sheet. *Amer. J. Sci.*, 255, 306–318.
- JAEGER J.C. (1961) : The cooling of irregularly shaped igneous bodies. *Amer. J. Sci.*, 259, 721–734.
- LAFITTE P. (1958) : Propagation de la chaleur dans les roches autour d'une source chaude sphérique. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, LXXXI, 147–150.
- LAGASQUIE J.J. (1984) : *Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises*. Centre Régional des Publications de Toulouse, éditions du C.N.R.S., 374 p.
- LARQUE P., WEBER F. (1985) : Sédimentation continentale et paléaltérations du Stampien du Velay. *Géol. de la France*, n° 2, 193–200.
- LATHAM M. (1987) : Genèse et stabilisation des accumulations de fer et de silice en milieu altimontain perhumide, sur roches ultra-basiques en Nouvelle-Calédonie. In : *Micromorphologie des sols. Édité par N. Fédoroff, L.M. Bresson, M.A. Courty. A.F.E.S.*, 105–110.
- LEDOUX B. (1987) : *Paléotopographies infra-volcaniques et reconstitution de l'évolution morphologique : l'exemple de la bordure occidentale de la Grande Limagne*. Mémoire de maîtrise de Géographie, Univ. Clermont II, 192 p.
- LELONG F. (1969) : *Nature et genèse des produits d'altération des roches cristallines sous climat tropical humide*. Sciences de la Terre, Mém. n° 14, 188 p.
- LY M.H., CANTAGREL J.M., VINCENT P.M. (1982) : Découverte de pyroclastites poncées à la base du plateau de Perrier (Massif Central français), âge des lahars anciens du Mont Dore et du Villafranchien. *Réun. Annuel. Sci. Terre*, 17-19 mars, 390.
- MACAIRE J.J. (1985) : Relation entre les altérites formées sur les roches endogènes du Massif Central français et les épandages détritiques périphériques, au Cénozoïque récent. *Géol. de la France*, n° 2, 201–212.
- MAURY R. (1971) : Application de la spectrométrie infrarouge à l'étude des bois fossilisés dans des formations volcaniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIII, n° 5/6, 532–538.
- MAURY R. (1973) : La matière organique des bois fossiles, indicatrice des conditions thermiques de mise en place des brèches volcaniques. *C.R. Acad. Sci.*, t. 276, sér. D, 917–920.
- MAURY R. (1975) : Évaluation des gradients thermiques au contact des coulées basaltiques d'après l'étude des matières organiques carbonisées. *C.R. Acad. Sci.*, t. 280, sér. D, 575–578.
- MAURY R. (1976) : Évolution à haute température des matériaux organiques dans les formations volcaniques ou à leur contact. *Bull. Centre Rech. Pau -SNPA*, 10, 1, 289–300.

- MAURY R. (1976) : *Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée des séries volcaniques alcalines continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides*. Thèse, Orsay, 451 p.
- MAURY R., MERVOYER B. (1973) : Métamorphisme thermique des pélites permienes du bassin de Lodève au contact d'intrusions de tailles variées : quelques aspects minéralogiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XV, n° 3/4, 313–320.
- MÉLIÈRES F., PERSON A. (1978) : Genèse de smectites ferrifères par altération deutérique de la base de coulées volcaniques du Massif Central français. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), vol. XX, fasc 5, 389–398.
- MEUNIER A. (1980) : *Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes. Étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres)*. Mém. S.G.F., n° 140, t. LIX, 80 p.
- MOINEREAU J. (1977) : Altération des matériaux basaltiques et genèse des argiles en climat tempéré humide et milieu organique. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, vol. XV, n° 2, 157–173.
- MOINEREAU J., GRILLOT J.C., NAUD G. (1972) : Origine et géochimie des niveaux rouges du plateau des Coirons en Ardèche. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), vol. XIV, fasc. 1, 85–94.
- MOINEREAU J., GRILLOT J.C., NAUD G. (1972) : La genèse des couches rouges du plateau basaltique des Coirons. *C.R. Acad. Sci.*, t. 274, sér. D, 625–627.
- NALOVIC L. (1974) : *Recherches géochimiques sur les éléments de transition dans les sols : Étude expérimentale de l'influence des éléments trace sur le comportement du fer et l'évolution des composés ferrifères au cours de la pédogenèse*. Thèse. Paris VI. 289 p.
- OORT F. van, ROBERT M. (1988) : Rôle de l'oxydation du soufre dans les premiers stades de l'altération superficielle des calcschistes (Beaufortain, Alpes du Nord). Conséquences générales sur l'évolution pédologique. *C.R. Acad. Sci.*, t. 307, sér. II, 819–825.
- PARHAM W.E. (1963) : Contact temperature of a peridotite dike with pennsylvanian shale, determined by clay mineral alterations. *Trans. Ill. Stat. Acad. Sci.*, t. 56, n° 2, 59–67.
- PASTRE J.F. (1982) : Contribution à l'étude des formations volcaniques et alluviales de la basse Couze Chambon (Massif Central français). *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 1, 13–27.
- PAVICH M.J. *et al.* (1985) : ^{10}Be analysis of a quaternary weathering profile in the Virginia Piedmont. *Geology*, vol. 13, 39–41.
- PEDRO G. (1968) : Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), vol. X, fasc. 5, 457–470.
- PEDRO G. (1968) : Notes sur le type d'altération superficielle caractérisant les projections volcaniques récentes du Puy de la Vache (Massif Central français). Conséquences géochimiques. *Bull. Ass. Fr. Ét. Sol*, 3, 17–20.
- PEYRONNET R. de (1956) : *Étude de la bordure cristalline de la Limagne entre la Tiretaine et la Couze Chambon*. D.G.P., Clermont-Ferrand, 171 p.
- PERSON A., MÉLIÈRES F. (1978) : Rôle de la todorokite dans un modèle d'altération deutérique (hydrothermale), mise en évidence à la base d'une coulée volcanique du massif du Cézallier. *C.R. Acad. Sci.*, t. 287, sér. D, 783–786.
- PETERLONGO J.M., GOER A. de (1978) : Massif Central. 2^e éd., Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 223 p.
- PIERRE G. (1987) : Valeur paléoclimatique des arènes fossilisées par des coulées de lave : l'exemple du Massif Central français. *Rev. Géom. Dyn.*, n° 3, p. 96.

- PIERRE G. (1988) : Présence de gypse dans des altérations granitiques fossilisées par des coulées de lave: origine et conséquence sur la nature de ces altérations (Velay, Massif central français). *Rev. Sc. Nat. d'Auvergne*, vol. 54, 29–32.
- POIDEVIN J.L., CANTAGREL J.M. et GUERPAA (1984) : Un site unique plio-pléistocène en Europe : le plateau de Perrier (Puy de Dôme). Confrontation des données volcanologiques, stratigraphiques et paléontologiques. *Rev. Sc. Nat. Auv.*, vol. 50, 87–95.
- PRÉVOT M., DALRYMPLE G.B. (1970) : Un bref épisode de polarité géomagnétique normale au cours de l'époque inverse Matuyama. *C.R. Acad. Sci.*, t. 271, sér. D, 2221–2222.
- PRÉVOT M., DALRYMPLE G.B. (1971) : Âge potassium-argon et polarité magnétique de roches volcaniques mio-pliocènes du Velay (Massif Central français) : Essai de chronostratigraphie fine. *Ann. Géophysique*, t. 27, fasc. 3, 423–427.
- RAYNAL J.P. *et al.* (1985) : Contribution à la datation du volcanisme quaternaire du Massif Central français par thermoluminescence des inclusions de quartz et comparaison avec d'autres approches : implications chronostratigraphiques et paléoenvironnementales. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 4, 183–207.
- REFFAY A., RICQ DE BOUARD M. (1970) : Contribution à l'étude des paléosols interbasaltiques à la Chaussée des Géants. Comté d'Antrim, Irlande du Nord. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LVIII, fasc. 2, 301–338.
- RITTMANN A. (1963) : *Les volcans et leur activité*. Masson, Paris, 461 p.
- ROBERT M. (1975) : Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. *Ann. Agron.*, 26 (4), 363–399.
- ROBERT M. (1977) : Quelques exemples d'utilisation de l'analyse thermique en minéralogie. C.N.R.S., Conférence présentée au stage "*Les méthodes d'analyse thermique et leur application à l'étude des matériaux*", 7–11 mars 1977.
- SCHMIDT P.W., CURREY D.T., OLLIER C.D. (1976) : Sub-basaltic weathering, damsites, paleomagnetism, and the age of lateritisation. *Jour. Geological Soc. Australia*. vol. 23, pt. 4, 367–370.
- SCHWARZ T. (1988) : Laterit im Vogelsberg (Hesse) : Bauxitkonkretionen und umgelagerte Roterde. *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.* 29, 179–183.
- SCHWERTMANN U. (1985) : The effect of pedogenic environments on iron oxyde minerals. *Advances in Soil Science*, vol. 1, 171–200.
- SEDDOH F.K. (1973) : *Altération des roches cristallines du Morvan : granites, granophyres, rhyolites. Étude minéralogique, géochimique et micromorphologique*. Thèse, Fac. Sci. Dijon, Mém. Géol. Univ. Dijon, Doin éd., Paris, 377 p.
- SÉVÈQUE J.L. (1986) : *Étude expérimentale de la dissolution des minéraux sulfurés en milieu oxydant : application à la prospection minière*. Thèse. Paris VI. 499 p.
- SIMON-COINCON R. *et al.* (1983) : Mise au point sur les paléoaltérations tertiaires du Massif Central. Les enseignements apportés par les profils d'altération en place sur socle et sur sédiments. *Géol. de la France*, (2), I, n° 1/2, 155–165.
- SUC J.P. (1982) : Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pliocène et du Pléistocène en Méditerranée nord-occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, t. 294, sér. 2, 1003–1008.
- SYMPOSIUM JEAN JUNG (1971) : *Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Plein Air Service, Clermont-Ferrand.
- TARDY Y. (1969) : *Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique*. Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr., 31, Strasbourg, 199 p.
- TARDY Y. *et al.* (1988) : Fluctuation de l'activité de l'eau et succession de minéraux hydratés et déshydratés au sein des profils latéritiques ferrugineux et bauxitiques. *C.R. Acad. Sci.*, t. 307, sér. II, 753–760.

- THIRY M. *et al.* (1983) : Formations rouges "sidérolithiques" et silicifications sur la bordure nord du Massif Central. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 24, fasc. 5, 381–395.
- THIRY M., TURLAND M. (1985) : Paléotoposéquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le sidérolithique du Nord du Massif Central. *Géol. de la France*, n° 2, 175–192.
- THONAT A. (1971) : Découverte de cinérites et d'importants niveaux de brèches d'explosion dans le massif du Signal du Luguët, Cézallier (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, t. 273, sér. D, 2460–2463.
- THONAT A. (1984) : Synthèse sur le volcanisme du Cézallier. *Doc. B.R.G.M.*, n° 81-10, GPF, 10, 169–174.
- THONAT A. *et al.* (1987) : Le volcanisme de la région de Chassolle (Est-Cézallier). *Géol. de la France*, n° 4, 145–155.
- TRESCASES J.J. (1973) : *L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale*. Mém. O.R.S.T.O.M., n° 78, Strasbourg, 259 p.
- TURLAND M. (1983) : "L'arkose de Cosne" et le "sidérolithique" dans la région de Montluçon et de Cosne-d'Allier (Allier). *Géol. de la France*, (2), I, n° 1/2, 149–154.
- VAN VLIET-LANOË B. (1982) : Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation : leurs conséquences. *"The Roger Brown Memorial", c.r. IV^e Conférence Canadienne du Permafrost, éd. H. M. French, N.R.C. publ.*, 116–122.
- VAN VLIET- LANOË B. (1987) : Cryoréptation, gélifluxion et coulées boueuses : une dynamique continue en relation avec le drainage et la stabilité de l'agrégation cryogénique. *Loess and Periglacial Phenomena. Pécsi, M.-French, H.M. (eds.)*. Akadémial Kiado, Budapest.
- VAN VLIET- LANOË B. (1987) : Dynamique périglaciaire actuelle et passée. Apport de l'étude micromorphologique et de l'expérimentation. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 3, 113–132.
- VAN VLIET- LANOË B., COQUE-DELHUILLE B., VALADAS B. (1981) : Les structures dérivées de la formation de glace de ségrégation dans les arènes déplacées. Analyse et application à la Margeride occidentale. *Physio-Géo*, 2, 17–38.
- VAN VLIET- LANOË B., VALADAS B. (1983) : À propos des formations déplacées des versants cristallins des massifs anciens : le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 4, 153–160.
- WEAVER C.E., POLLARD L.D. (1973) : *Developements in sedimentology. The chemistry of clay minerals*. Elsevier, Sc. Publ. Comp. Amsterdam, n° 15, 213 p.
- ZAGWIN W.H., SUC J.P. (1982) : Palynostratigraphie du Plio-pléistocène d'Europe et de Méditerranée nord-occidentale : corrélations chronostratigraphiques, histoire de la végétation et du climat. *Paléobiologie Continentale*, Montpellier, XIV, n° 2, 475–483.

CARTES

GÉOLOGIE 1/50 000° :

Clermont-Ferrand (1973), M. Jeambrun *et al.*
Brioude (1981), B. Lasnier, J. Marchand *et al.*
Bourg-Lastic (1981), R. Brousse *et al.*
Pleaux (1977), R. Brousse *et al.*
Vic-sur-Cère (1975), R. Brousse *et al.*
Riom-ès-Montagne (1972), R. Brousse *et al.*
Aurillac (1980), R. Brousse *et al.*
Burzet (1981), A. Weisbrod, J. Mergoil, E.T. Berger, B. Valadas, Y. Veyret.
Cayres (1978), J. Kornprobst, R. Bouiller, J.P. Couturié, J. Féraud.
Langogne (1974), B. Choubert, M. Girod.
Le Puy (1977), M. Girod, R. Bouiller *et al.*
(Ministère de l'Industrie, B.R.G.M.).

GÉOLOGIE 1/25 000° :

Volcanologie de la Chaîne des Puys (1983), équipe de Volcanologie, département de Géologie et Minéralogie, Université de Clermont-Ferrand. Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Découverte de la Nature n° 8.

GÉOLOGIE 1/80 000° :

Brioude (1964), P. Lapadu-Hargues *et al.* (3^e éd.).
Privas (1967), J. Desoignies *et al.* (3^e éd.).
Le Puy (1967), P. Bout, F.H. Forestier. (3^e éd.).
(Ministère de l'Industrie, Service de la carte géologique de la France).

TOPOGRAPHIE 1/100 000° :

Aurillac–Clermont-Ferrand, Rodez–Mende, Privas–Alès, Saint-Étienne–Le Puy. (I.G.N.).

TABLE DES FIGURES

Figure 1. Carte de localisation	7
Figure 2. Senèze (Brivadois), coupe schématique	13
Figure 3. Chomeilles (Mont Dore), coupe schématique	19
Figure 4. Theix (Chaîne des Puys), coupe schématique	24
Figure 5. La Bière (Velay), coupe schématique	30
Figure 6. Englès (Aubrac), coupe schématique	34
Figure 7. Montagne Percée (Chaîne des Puys), coupe schématique	35
Figure 8. Coupe schématique, Aulac bas (Cantal)	44
Figure 9. Machabert (Velay), coupe schématique	48
Figure 10. Cantoin (Aubrac), coupe schématique	50
Figure 11. Coupe schématique d'un "red-parting"	52
Figure 12. Coupe schématique, Mézilhac (Velay)	62
Figure 13. Ravel (Mont Dore), coupe schématique	73
Figure 14. Alvéole de Theix (Chaîne des Puys), coupe schématique	85
Figure 15. Vallon de Chomeilles (Mont Dore), coupe schématique	86
Figure 16. Oulhou (Aubrac), coupe schématique	87
Figure 17. Versant d'Englès (Aubrac), coupe schématique	88
Figure 18. Coupe schématique interprétative de l'évolution du versant fossilisé par la coulée de Senèze (Brivadois)	89
Figure 19. Aydat (Chaîne des Puys), coupe schématique	93
Figure 20. Theix, diagrammes RX d'agrégats orientés	112
Figure 21. Theix. a) Courbe ATD, (fraction < 2 µm). b) analyse chimique au MET	113
Figure 22. La Bière, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction < 20 µm).	114
Figure 23. La Bière, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction < 2 µm)	115
Figure 24. La Bière, courbes ATD (fraction < 2 µm)	115
Figure 25. La Bière, diagramme RX de poudre du basalte sain	116
Figure 26. Aulac bas, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction < 20 µm)	116
Figure 27. Aulac bas, diagrammes RX de poudre (fraction totale)	117
Figure 28. Puy Courny, diagrammes RX. a) agrégats orientés, fraction < 20 µm. b) poudre, fraction totale. .	118
Figure 29. Moudeyres, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction < 20 µm)	119
Figure 30. Oulhou, diagrammes RX. a) agrégats orientés, fraction < 20 µm. b) poudre totale	120
Figure 31. Chomeilles, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction < 20 µm)	121
Figure 32. Ravel, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction < 20 µm)	122
Figure 33. Aydat, diagramme RX d'agrégats orientés (fraction < 20 µm)	122

TABLEAUX

Tableau 1. Comportement de différentes argiles à la cuisson	10
Tableau 2. Theix, analyses chimiques totales	24
Tableau 3. Theix, analyses granulométriques	24
Tableau 4. Theix, analyses diffractométriques, fractions < 2 µm et < 20 µm	26
Tableau 5. Theix, analyses chimiques de la fraction < 2 µm (MET)	26
Tableau 6. La Bière, analyses granulométriques	29
Tableau 7. La Bière, analyses diffractométriques, fractions < 2 µm et < 20 µm, et poudre totale	31
Tableau 8. La Bière, analyses chimiques de la fraction < 2 µm (MET)	31
Tableau 9. Aulac, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm et poudre totale.	44
Tableau 10. Aulac bas, analyses chimiques totales	45
Tableau 11. Machabert, analyses chimiques totales	47
Tableau 12. Machabert, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	48
Tableau 13. Puy Courny, analyses chimiques totales	49
Tableau 14. Puy Courny, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm et poudres	49
Tableau 15. Cantoin, analyses chimiques totales	50

Tableau 16. Cantoin, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	50
Tableau 17. Moudeyres, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	53
Tableau 18. Récapitulatif de l'âge des coulées fossilisantes	56
Tableau 19. Montroueix, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	57
Tableau 20. Montroueix, analyses chimiques totales	58
Tableau 21. Bournac, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	58
Tableau 22. Bournac, analyses chimiques totales	58
Tableau 23. La Bière, analyses chimiques totales	59
Tableau 24. Mézilhac, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	62
Tableau 25. Oulhou, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm et poudre totale	64
Tableau 26. Oulhou, analyses chimiques totales	64
Tableau 27. Englès, analyses chimiques totales	67
Tableau 28. Englès, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	68
Tableau 29. Chomeilles, analyses chimiques totales	71
Tableau 30. Chomeilles, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	72
Tableau 31. Ravel, analyses chimiques totales	72
Tableau 32. Ravel, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	73
Tableau 33. Senèze, analyses chimiques totales	74
Tableau 34. Senèze, analyses diffractométriques, fractions < 2 µm et < 20 µm	74
Tableau 35. Montagne Percée, analyses chimiques totales	75
Tableau 36. Montagne Percée, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	75
Tableau 37. Favard, Chomeilles II et Theix II, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	76
Tableau 38. Aydat, analyses chimiques totales	77
Tableau 39. Aydat, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	77
Tableau 40. Monteilles, analyses chimiques totales	77
Tableau 41. Monteilles, analyses diffractométriques, fraction < 20 µm	77
Tableau 42. Analyses chimiques de paléaltération du bassin de Domérat–Montluçon et de la base du dépôt du Rouget	81
Tableau 43. Beauregard et Raboulet, analyses chimiques totales	119
Tableau 44. Beauregard, analyses diffractométriques de la fraction < 20 µm	119
Tableau 45. Aulac moyen et haut, analyses diffractométriques de la fraction < 20 µm	120

TABLE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

(Clichés de l'auteur)

Planche 1 Coupes de Senèze et de Chomeilles	12
Planche 2 Coupes d'Aydat et de La Chavade	14
Planche 3 Chomeilles, lames minces	16
Planche 4 Chomeilles, lames minces	17
Planche 5 Coulée du Ray-Pic. La Chavade, lame mince	22
Planche 6 Theix, lames minces	25
Planche 7 Coupes de Saint-Urcize, de La Bière et de la Montagne Percée	28
Planche 8 Senèze et La Bière, lames minces	33
Planche 9 Coupes d'Aulac et de Machabert	46
Planche 10 Coupes du Puy Courny et de Moudeyres	51
Planche 11 La Bière, détail de l'altérite in situ et lame mince	60
Planche 12 Coupes de Mézilhac et de Oulhou	63
Planche 13 Coupe de Oulhou	65
Planche 14 Oulhou, lames minces	66
Planche 15 Coupe de Englès	69
Planche 16 Coupe de Englès (détails)	70
Planche 17 Aydat, lames minces	79
Planche 18 Montagne Percée, lame mince. Vallon de Chomeilles	91

ANNEXE

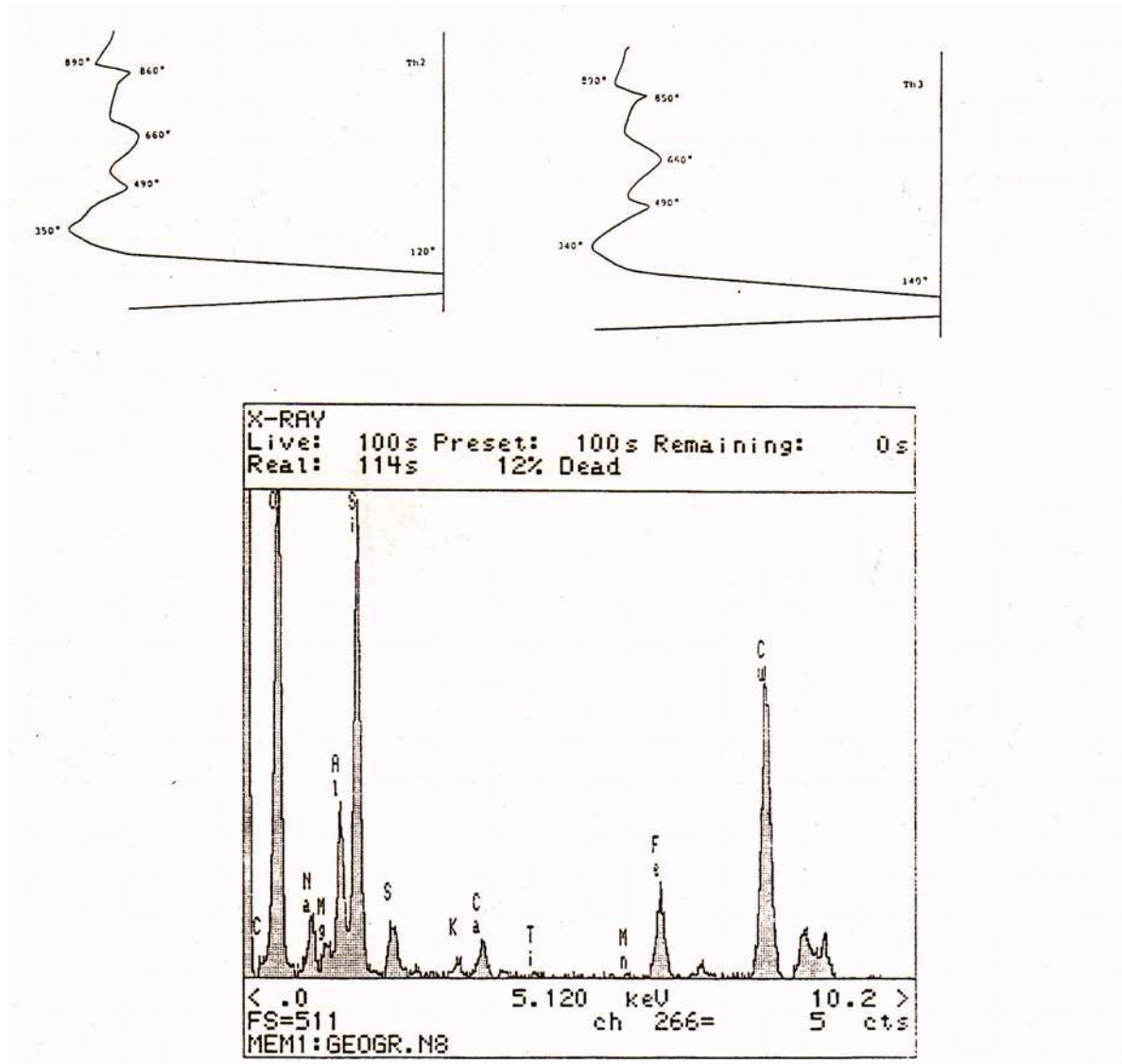


Figure 21. Theix. a) Courbe ATD, (fraction $< 2 \mu\text{m}$) très proche de la courbe type d'une montmorillonite, avec trois pics endo (120° , 660° , 860°C) et un pic exo (890°C). Le pic à 490°C doit correspondre au nappage de fer amorphe qui n'entre pas dans la composition cristallographique du minéral étudié. b) L'analyse chimique au MET atteste la nature sodique de cette montmorillonite (voir aussi le tableau 5).

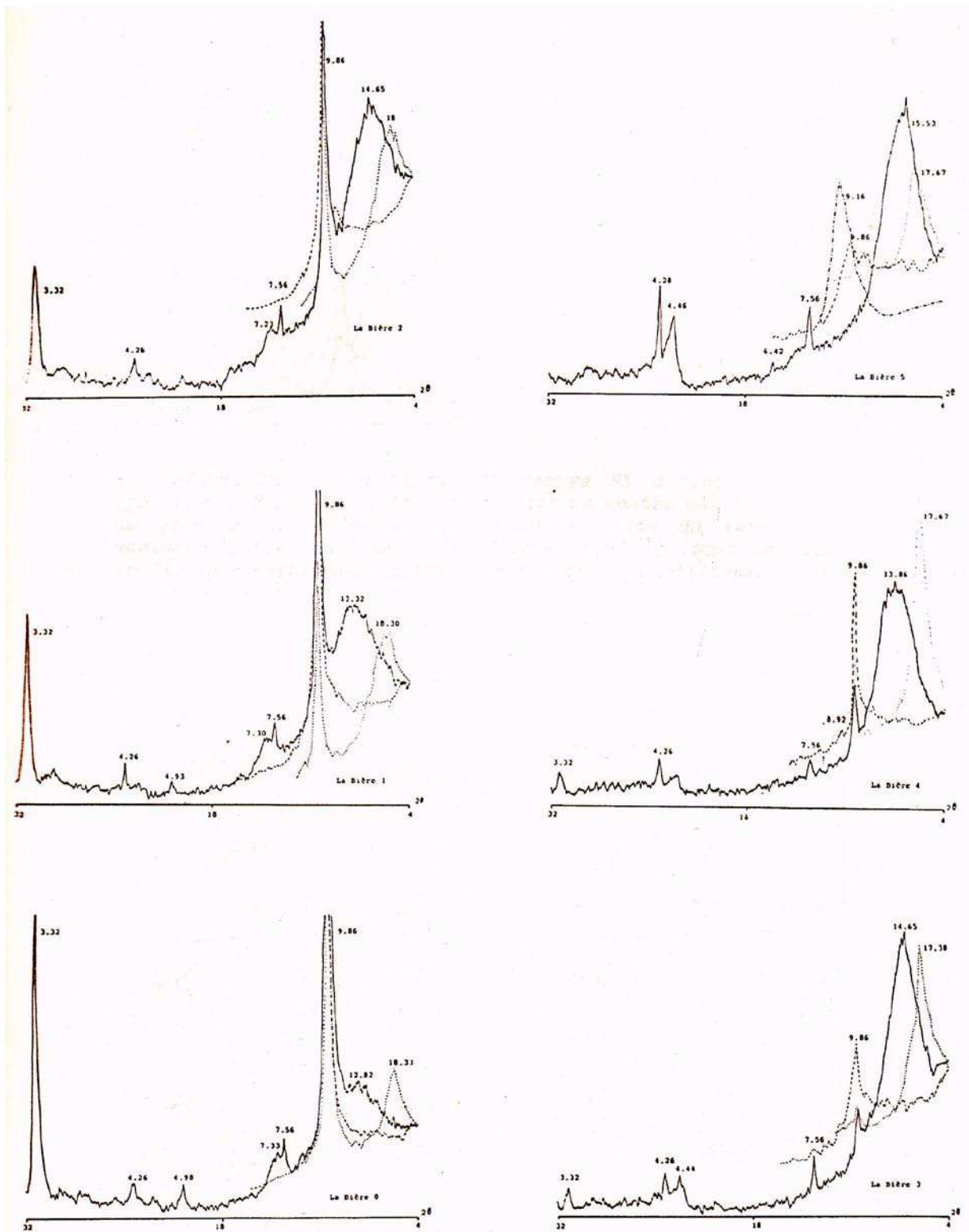


Figure 22. La Bière, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction <math>< 20 \mu\text{m}</math>).

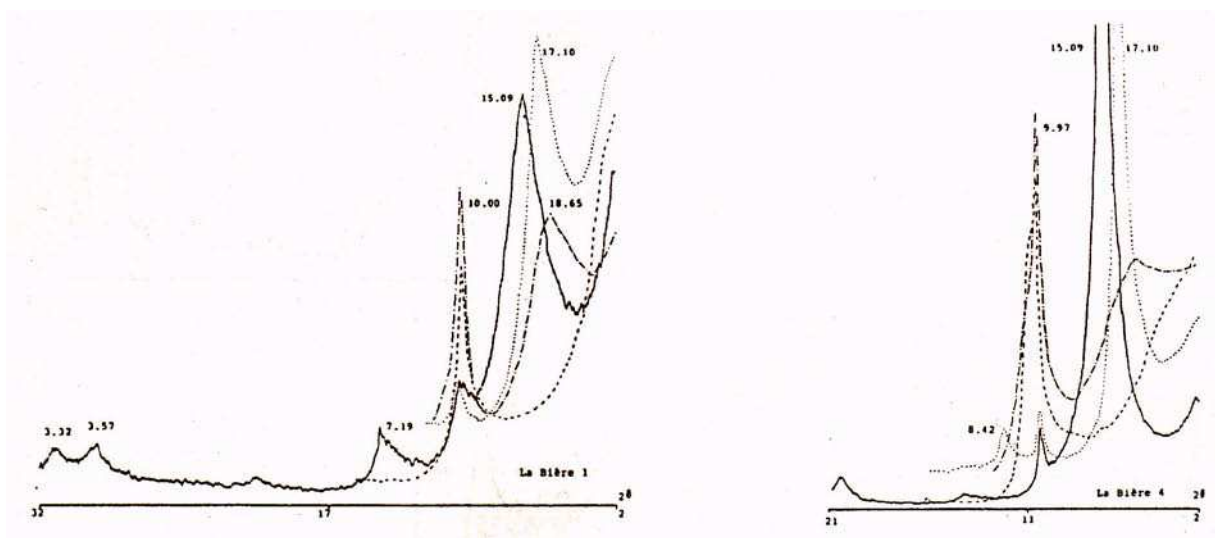


Figure 23. La Bière, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction < 2 μm). Le traitement au lithium montre que la beidellite du granite (La Bière 1, pic 18,65 Å) cède du terrain à la montmorillonite basaltique (La Bière 4, pic 9,97 Å), pour des teneurs en illite sensiblement égales dans les deux échantillons.

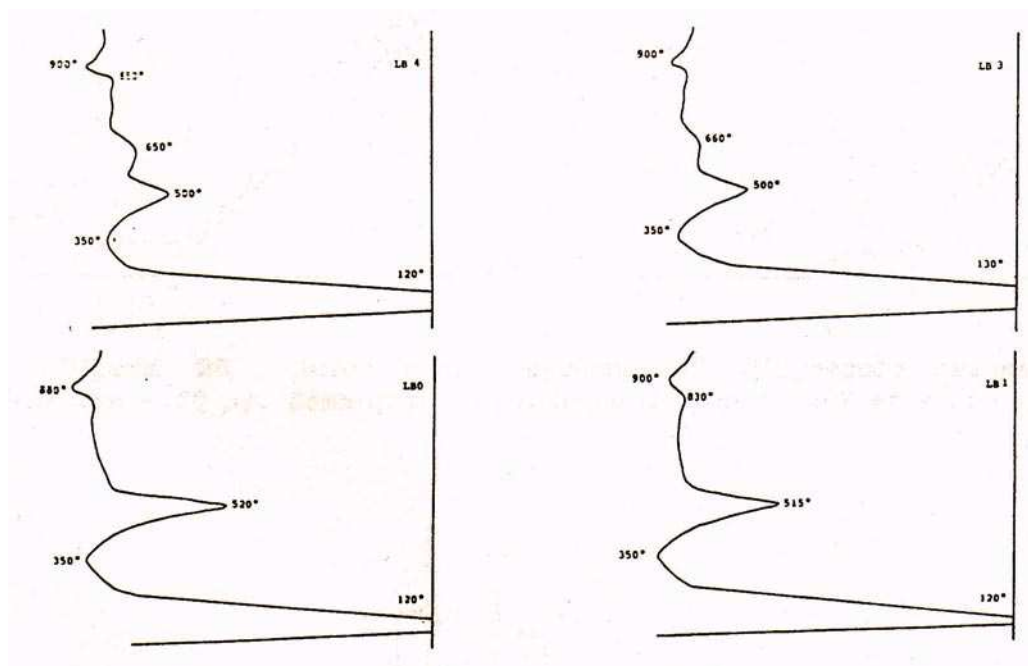


Figure 24. La Bière, courbes ATD (fraction < 2 μm). La substitution de la montmorillonite à la beidellite est ici très claire : 0 et 1, pic endo à 520°C (beidellite), 3 et 4, pics endo à 500° et 660°C (montmorillonite).

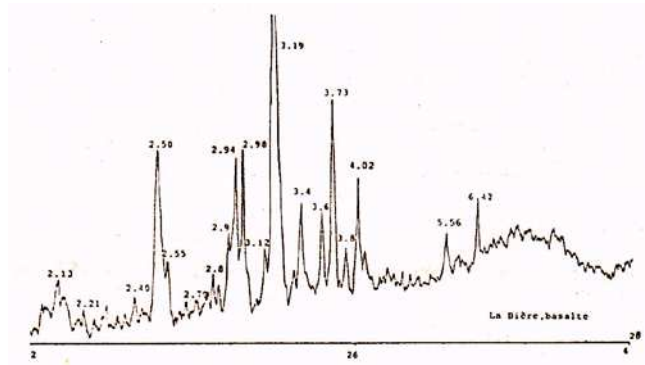


Figure 25. La Bière, diagramme RX de poudre du basalte sain. On reconnaît les pics de la pyrite peu intenses : 2,40 Å, 2,21 Å, 3,12 Å.

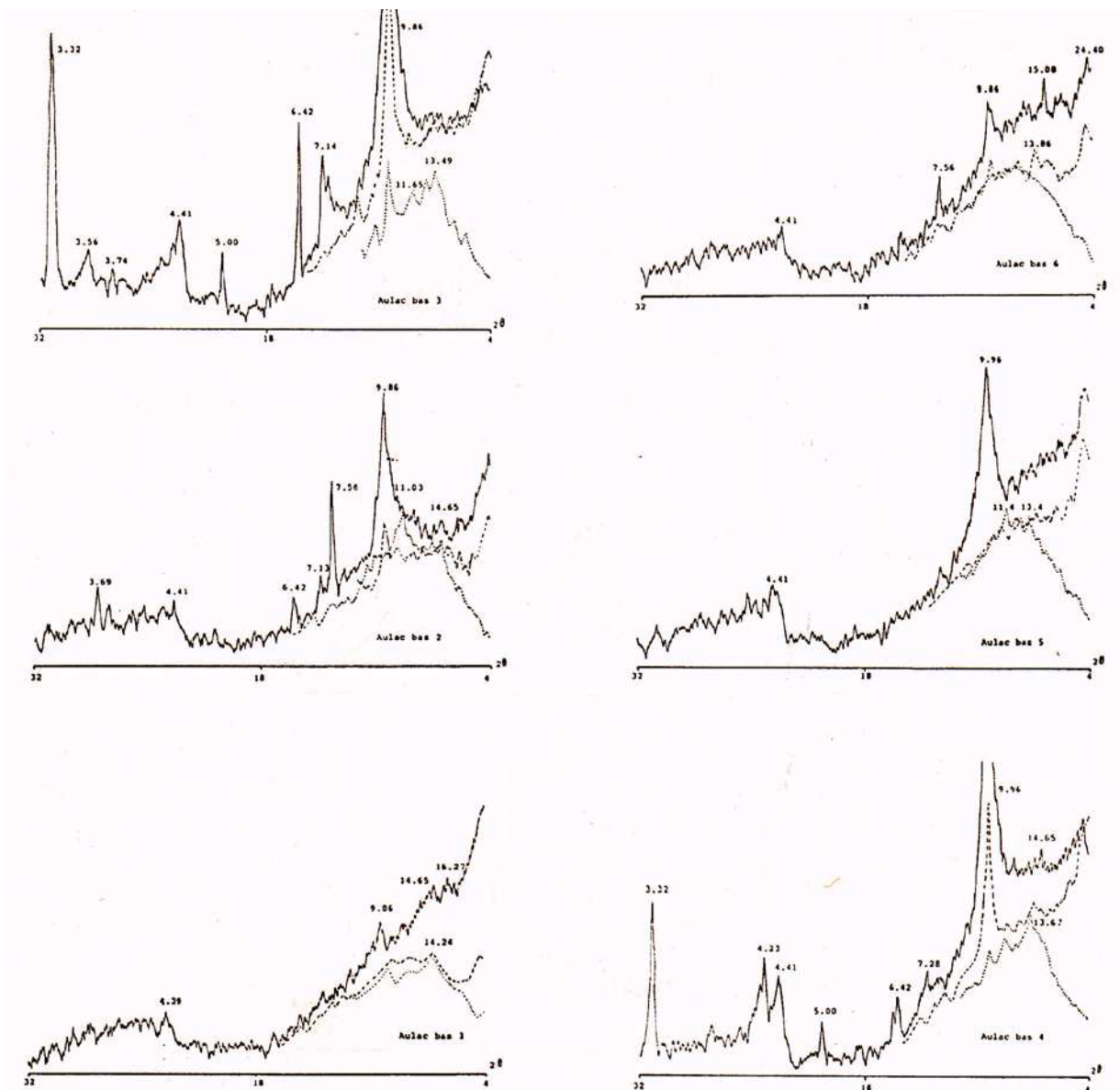


Figure 26. Aulac bas, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction < 20 µm). Remarquer la présence de gypse en 2 et en 6.

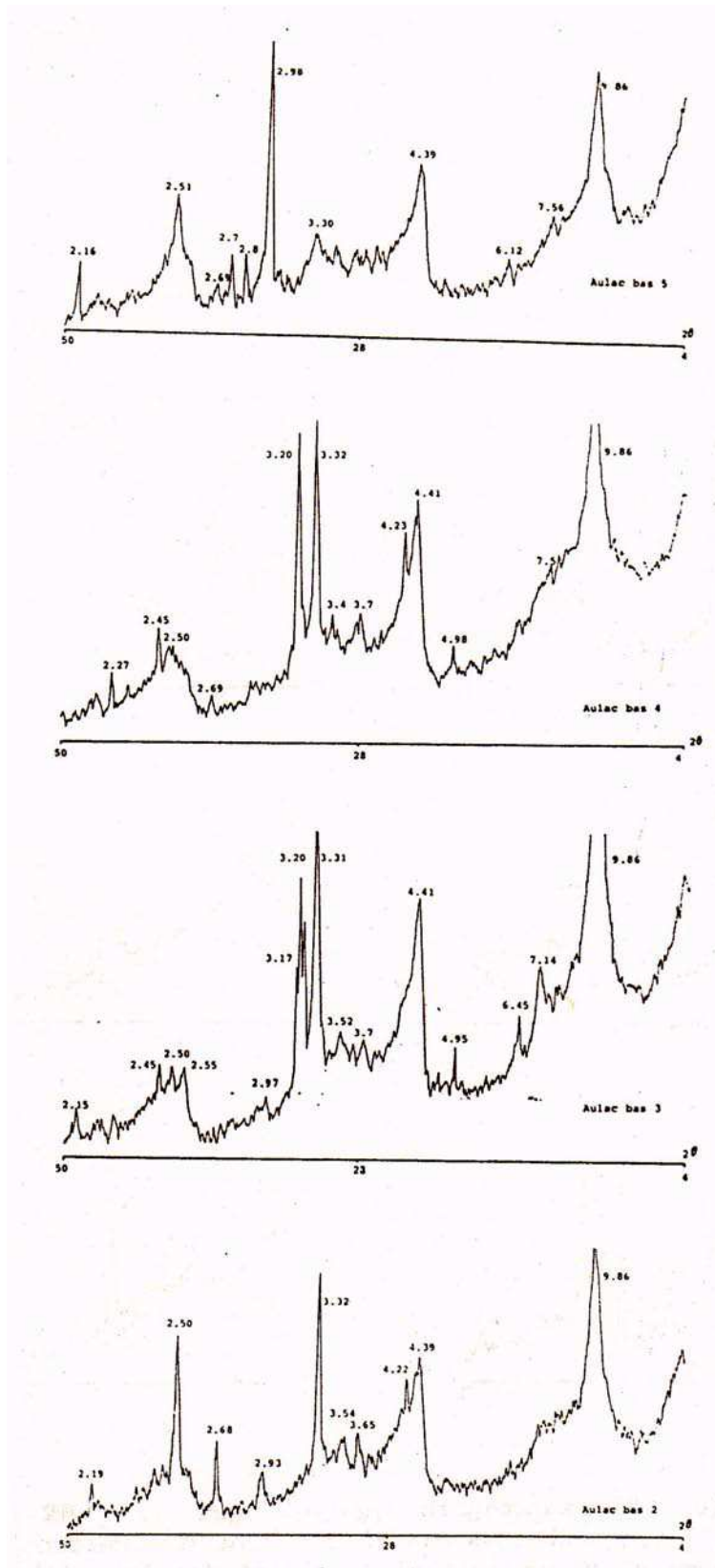


Figure 27. Aulac bas, diagrammes RX de poudre (fraction totale).

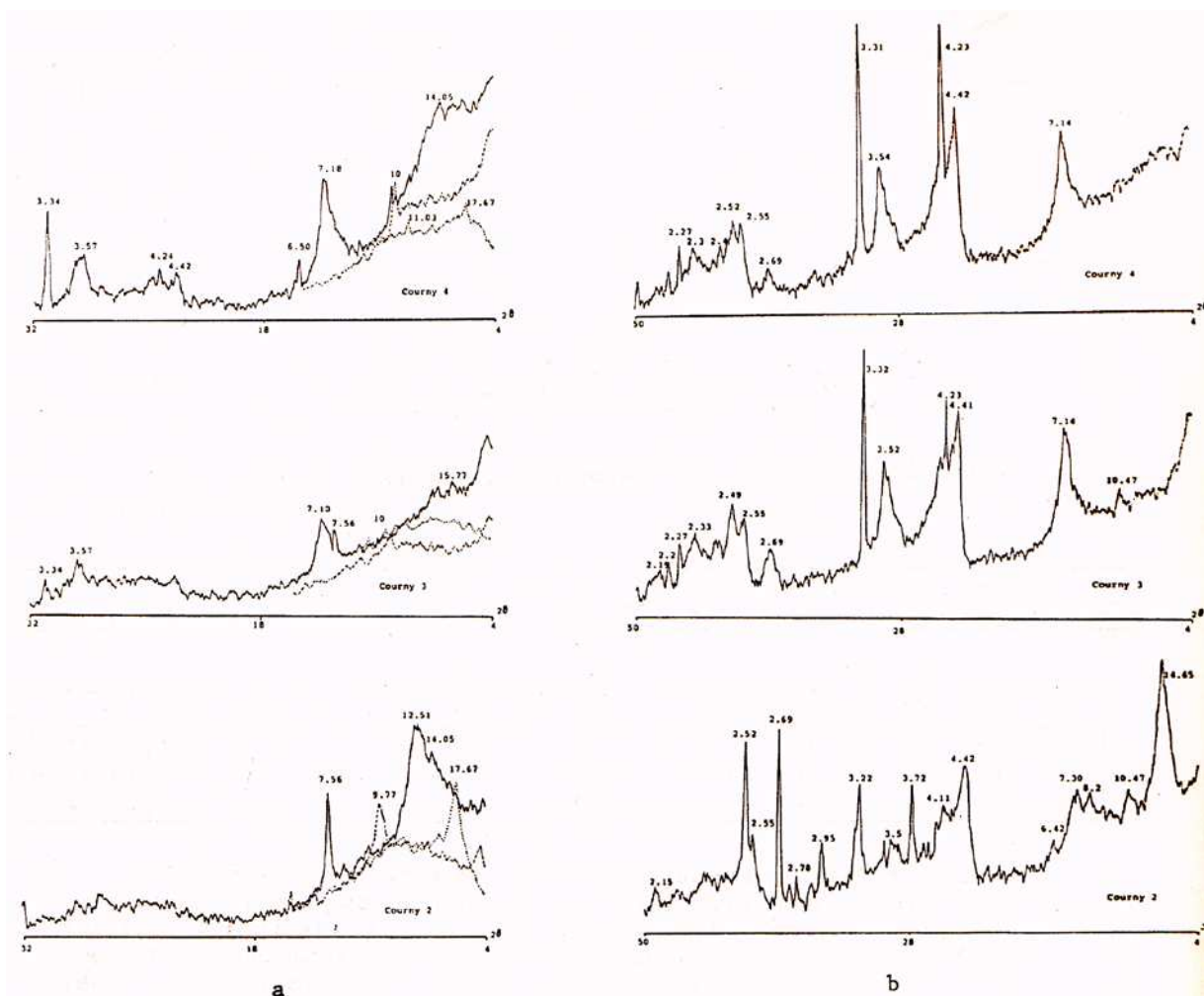


Figure 28. Puy Courny, diagrammes RX. a) agrégats orientés, fraction $< 20 \mu\text{m}$. Noter la présence du gypse ($7,56 \text{ \AA}$) à la base du profil, qui est également la plus riche en smectite ; plus haut, la kaolinite devient dominante. b) poudre, fraction totale. L'hématite est bien cristallisée au front d'altération (éch. 2).

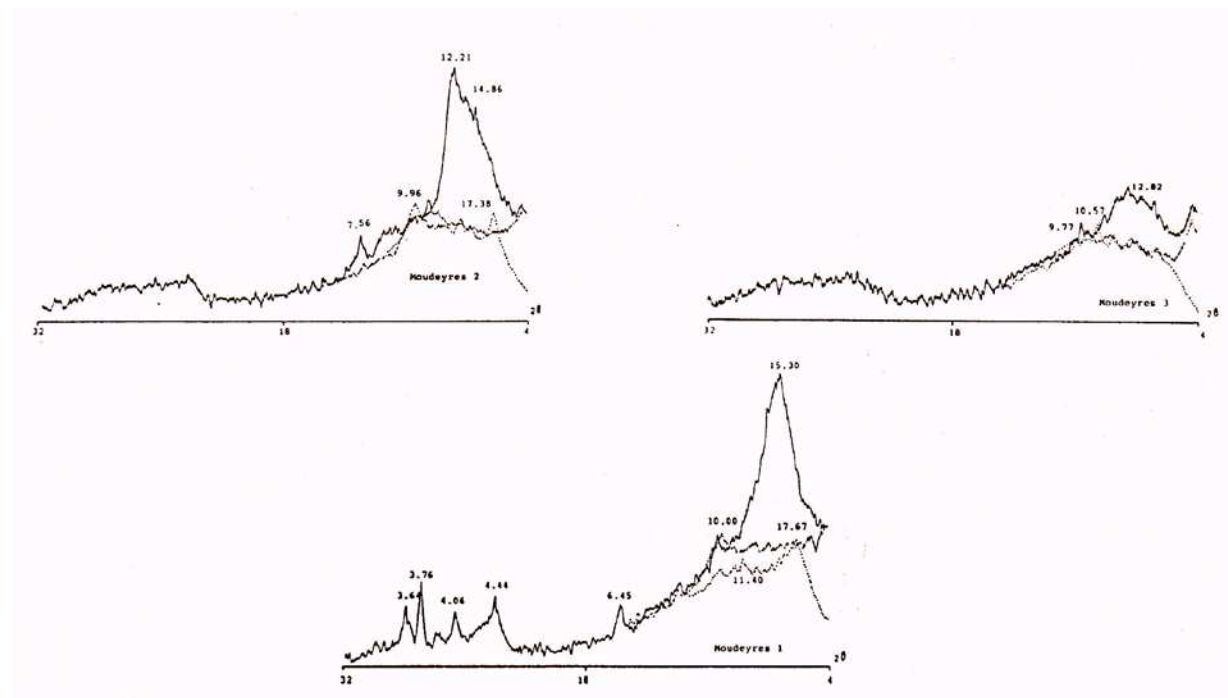


Figure 29. Moudeyres, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction < 20 μm).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
R	37.81	25.38	7.02	0.06	1.44	0.10	0.72	1.10	0.07	0.10	0.16	0.18	12.84	11.99	98.91

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Tot.
B2	43.00	16.25	12.46	0	3.14	0.27	2.59	1.83	1.08	2.01	0.56	9.50	5.97	98.66
B1	42.44	16.09	15.01	0	2.83	0.06	3.51	1.25	0.41	0.53	0.33	10.36	6.94	99.76
β alc.	45.80	14.60	11.90	8.70	2.60	0.20	10.70	9.40	2.60	0.90	-	0	0.80	99.50

Tableau 43. Beaugard, analyses chimiques totales de deux niveaux pyroclastiques. L'échantillon 1 est pris dans un lit de lapillis argilisés et compactés (faciès dit "horizons rouges compacts"). Raboulet, niveau pyroclastique argileux et compact. (An. : J. Quillard, Caen ; basalte alcalin in Girod, 1984).

Beaugard	1	2
Halloysite	tr.	
Smectite	++	
Interstratifiés		+ IV
Illite		+
Gypse	=	=
Feldspath		=
Amphibole		=

Tableau 44. Beaugard, analyses diffractométriques de la fraction < 20 μm. (An. : G. Pierre, Meudon).

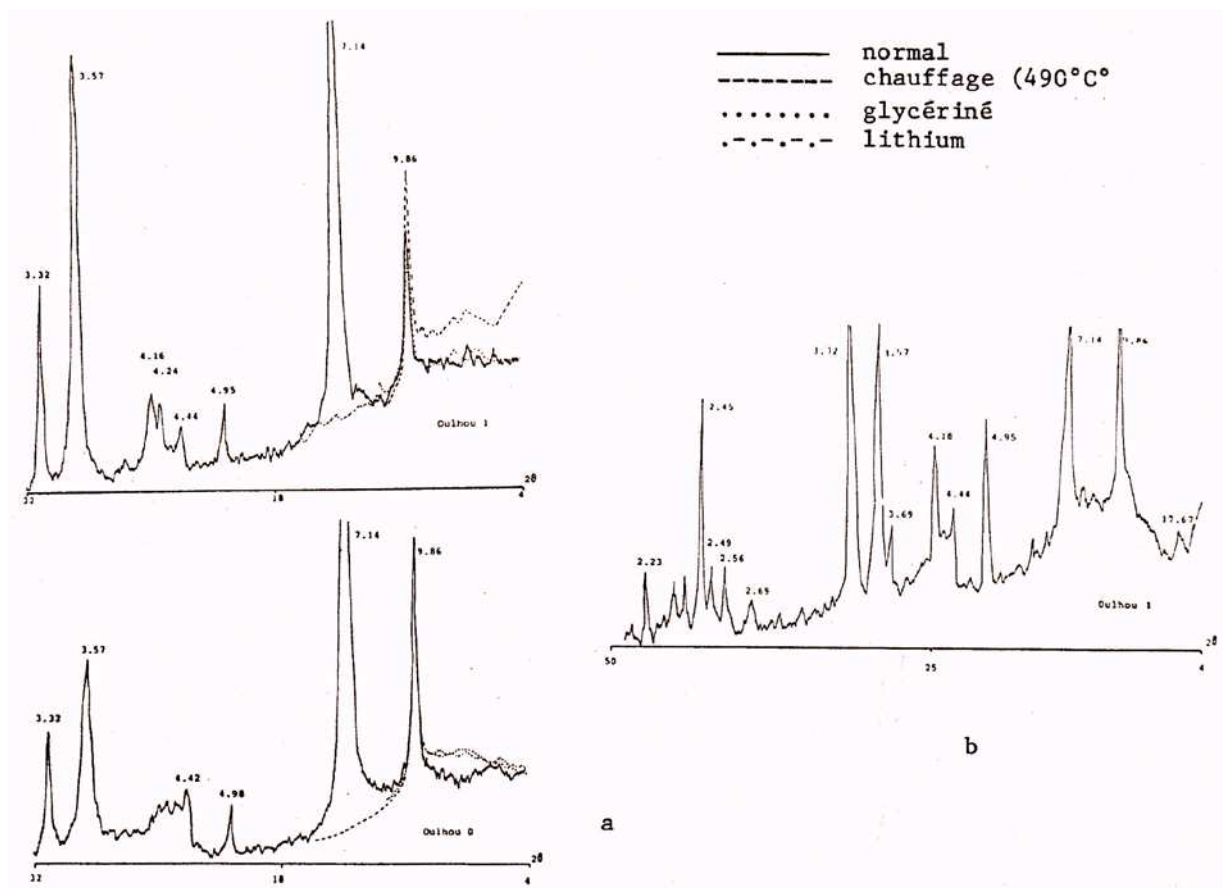


Figure 30. Oulhou, diagrammes RX. a) agrégats orientés, fraction <math> < 20 \mu m </math>. La kaolinite de l'altérite in situ (7,14 Å et 3,57 Å) est encore mieux exprimée dans le remaniement ferrugineux (où se trouvent un peu de quartz et de feldspath). b) poudre totale : l'hydroxyde de fer qui colore l'ensemble ferrugineux est une goéthite (4,18 Å, 2,45 Å, 2,69 Å, 2,23 Å).

Aulac moyen	1	2	3	4
Kaolinite			+	tr.
Halloysite			++++	
Illite			+	
Interstratifiés	tr. IC		+ IC	
Feldspath			=	
Oxyde Al		= G		

Aulac haut	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Kaolinite	+	+++			+	tr.			
Halloysite			+	+		tr.	tr.		
Smectite									++
Illite		+		+	++				
Interstrat.	tr. IV		tr. IV	tr. IV	tr. IV	tr. IV	tr. IV		
Vermiculite		+			+				
Feldspath		=		=	=	=			=
Oxyde Al		= G	tr. G	= B	= B				

Tableau 45. Aulac moyen et haut, analyses diffractométriques de la fraction <math> < 20 \mu m </math>. (An. : G. Pierre, Meudon).

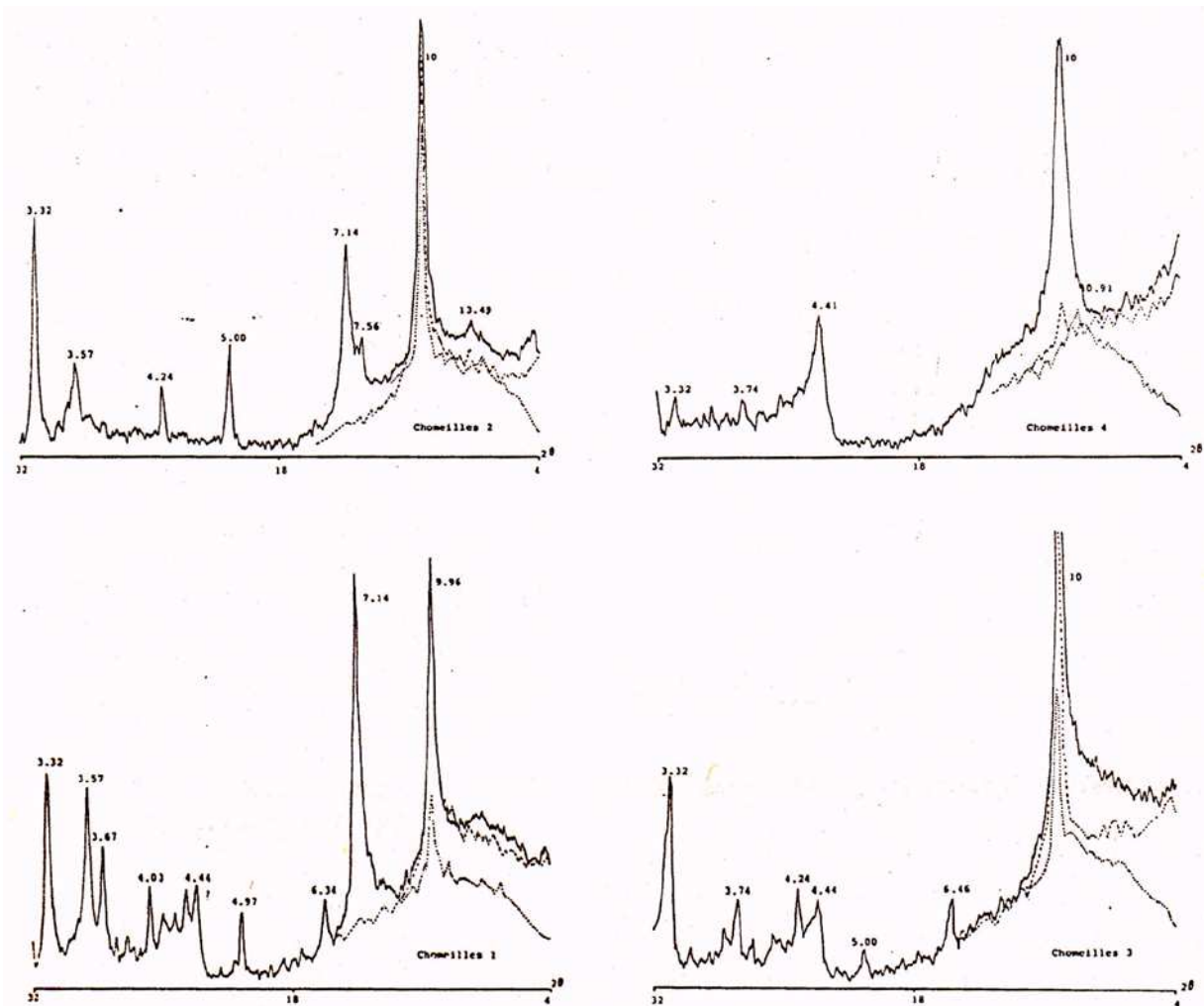


Figure 31. Chomeilles, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction < 20 μm). Les échantillons 1 et 2 (altérite in situ) ont une signature assez semblable à celle de l'altérite d'Oulhou (n'eut été la subsistance de minéraux primaires : 4,24 Å (quartz), 3,67 Å, 4,03 Å, 6,34 Å (feldspaths)). Remarquer la disparition de la kaolinite en 3, et l'absence de contamination par l'halloysite basaltique (4).

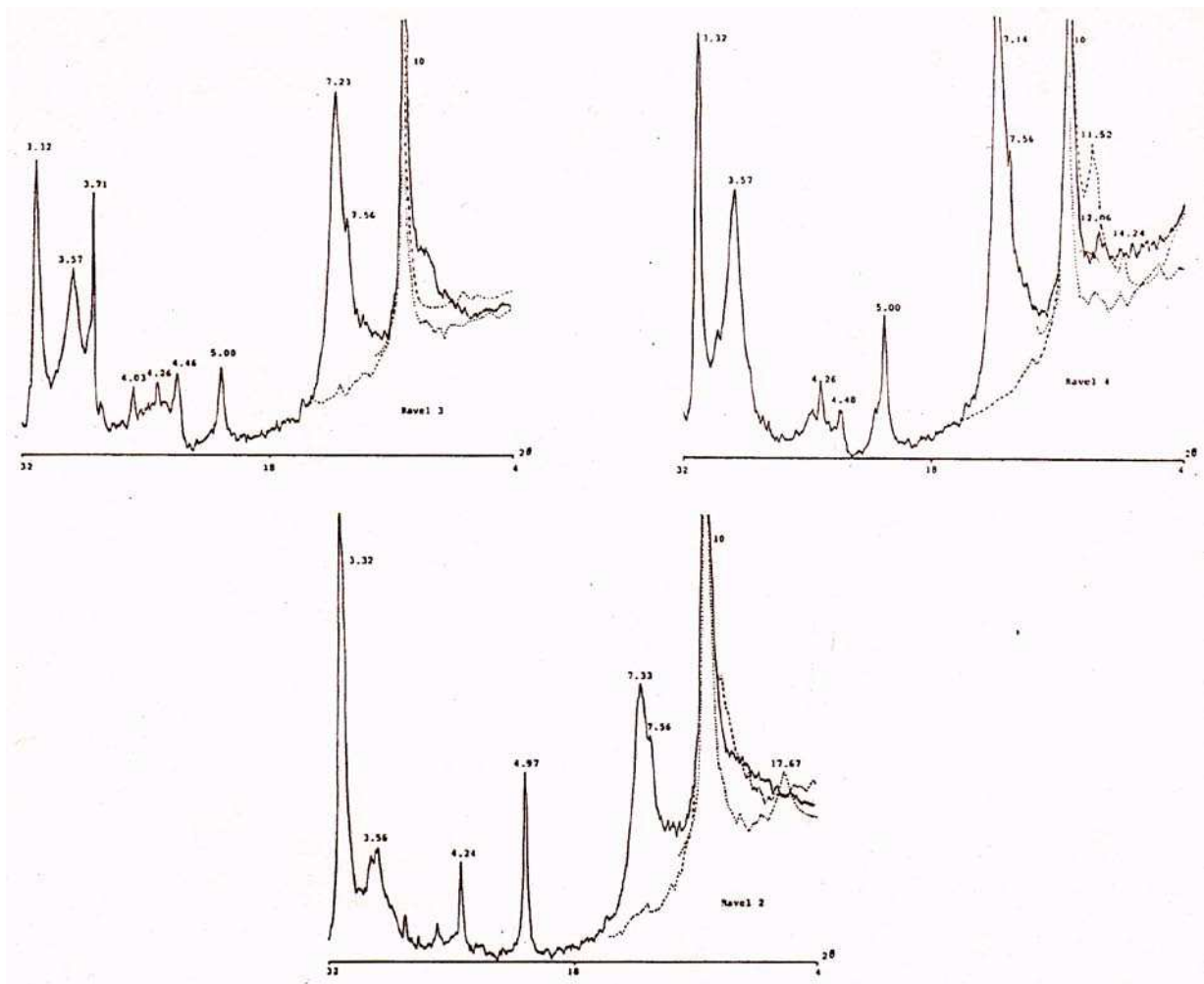


Figure 32. Ravel, diagrammes RX d'agrégats orientés (fraction <math>< 20 \mu\text{m}</math>).

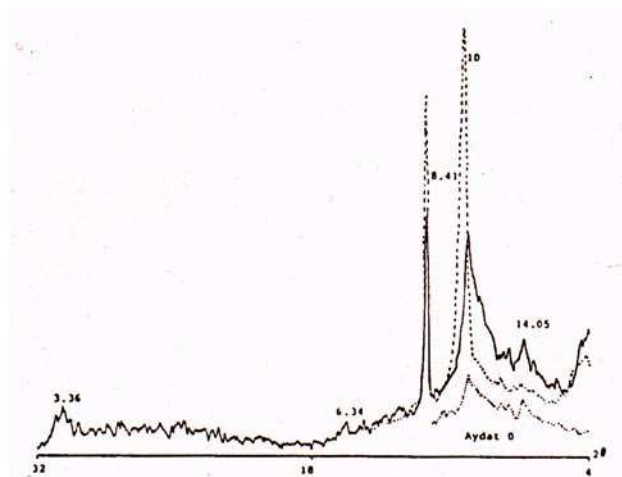


Figure 33. Aydat, diagramme RX d'agrégats orientés (fraction <math>< 20 \mu\text{m}</math>). Les néoformations sont très réduites : vermiculite (14,05 Å), illite (10 Å). Minéraux primaires : amphibole (8,41 Å) et feldspath (6,34 Å).