

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

**MEMOIRES**

TOME XVI

**Essai de synthèse des données acquises  
sur la genèse et l'évolution  
des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers**

***Review of the formation and evolution  
of petrographic markers in coal basins***

par

**A. BOUROZ, D.A. SPEARS et F. ARBEY**

**S. G. N.**

**59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex**

**1983**



SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

**MEMOIRES**

TOME XVI

**Essai de synthèse des données acquises  
sur la genèse et l'évolution  
des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers**

***Review of the formation and evolution  
of petrographic markers in coal basins***

par

**A. BOUROZ, D.A. SPEARS et F. ARBEY**

**S. G. N.**

**59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex**

**1983**



# Essai de synthèse des données acquises sur la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers (\*)

## Review of the formation and evolution of petrographic markers in coal basins (\*)

par A. BOUROZ (\*\*), D.A. SPEARS (\*\*\*) et F. ARBEY (\*\*\*\*)

**Résumé.** — La présence de marqueurs pétrographiques d'épaisseur relativement mince a été observée depuis longtemps dans les séries houillères (au sens large, c'est-à-dire quel que soit leur âge : Carbonifère, Permien, Oligocène du Japon, Tertiaire des Montagnes Rocheuses américaines, etc...). L'originalité de ces marqueurs est due essentiellement à deux facteurs : leur aspect lithologique (couleur souvent claire, absence de schistosité, diaclases normales à la stratification des terrains encaissants, présence continue sur des surfaces considérables) et leur composition pétrographique (minéraux d'altération ou de néoformation toujours très bien cristallisés tranchant par leurs habitus variés avec la très grande monotonie des minéraux d'origine détritique constituant les terrains sédimentaires encaissants) (\*\*\*\*). Après un rappel des contextes sédimentaires dans lesquels sont inclus ces niveaux et de quelques phénomènes d'explosion volcanique actuels ou très récents, analogues à ceux qui ont dû leur donner naissance, la présente étude a pour but de faire le point sur leurs compositions physico-chimiques dont la variété est à la base de la classification que nous avons établie. Ces compositions sont la résultante de divers processus d'altération ou de néoformation : phénomènes de drainage, de lessivage à l'intérieur de ces niveaux, entraînant le départ ou l'apport et la redistribution de certains éléments chimiques constitutifs des verres volcaniques ou d'autres éléments comme les feldspaths, l'ensemble aboutissant à des phénomènes de *diagenèse précoce en milieu ouvert* ; à tous ces phénomènes se surimpose celui de la *pedogénèse*, mais uniquement dans les bassins ou fractions de bassin à houille autochtone, ce qui peut entraîner, pour un même niveau, des évolutions physico-chimiques différentes suivant qu'il a été soumis ou non à l'action de la *pedogénèse*. Enfin, nous montrerons que l'étude des éléments en trace peut constituer une méthode fiable pour différencier à coup sûr l'origine (volcanique ou sédimentaire) des marqueurs pétrographiques en général et plus particulièrement celle des marqueurs profondément altérés. A la lumière des observations faites, nous ferons l'historique et la critique des classifications successives dont ces niveaux ont été l'objet et nous précisons pour terminer, les conclusions d'ensemble qu'on peut tirer de la présente étude.

**Abstract.** — *The presence of relative thin petrographic markers has been recorded for a long time in coal-bearing strata (in the widest sense, that is irrespective of the age : Carboniferous, Permian, Oligocene of Japan, Tertiary of the Rocky Mountains in N. America, etc...). The originality of the markers is due essentially to two factors : their lithological aspect (often light coloured, absence of bedding, joints normal to the stratification of the enclosing beds, presence over considerable distances) and their petrographic composition (altered minerals or new minerals always well crystallised in various forms in contrast to the great monotony of the detrital minerals constituting the enclosing sedimentary rocks) (\*\*\*\*). After a recall of the sedimentary context in which the beds are to be found, and of present or very recent explosive volcanic activity analogous to those that gave rise to the beds, the present study stresses their composition, the variation of which is the basis of the classification we have established. The compositions are the result of diverse alteration processes or neoformations : phenomena of drainage, of leaching from the interior of the beds, causing the elements contained by volcanic glass or other sources such as feldspars, to be either gained, lost or redistributed, the whole bringing about the phenomena of early diagenesis in an open system ; all these phenomena are superimposed by those of pedogenesis, but only in the basins or parts of basins with autochthonous coals. This will cause, for the same bed, a different chemical evolution depending whether or not the bed was subjected to the action of pedogenesis. Finally, we will show that the study of trace elements constitutes a reliable method to differentiate the origin with certainty (volcanic or sedimentary) of the petrographic markers in general and more particularly for those which have been profoundly altered. In the light of the observations made we will give the history and appraise successive classifications suggested for the beds and finally we will specify all the conclusions that are to be drawn from the present study.*

(\*) Le texte original de cette étude a été rédigé par A. Bouroz, excepté le paragraphe concernant les éléments en trace, rédigé par D.A. Spears. Les observations de terrains dans les exploitations minières et les études pétrographiques au microscope photomique qui se trouvent à la base de la classification des cinérites utilisée dans ce travail, sont de A. Bouroz. La détermination des éléments en trace par spectrométrie fluorescence X et l'identification de l'illite 1M par diffraction X ont été faites par D.A. Spears à la Faculté des Sciences de Sheffield ; il a également établi certains diagrammes d'analyse aux rayons X. D'autres diagrammes ainsi que la vérification d'analyses chimiques à la microsonde électronique ont été réalisés par F. Arbey à la Faculté des Sciences d'Orsay.

(\*\*) 110, avenue Félix-Faure, 75015 Paris, France.

(\*\*\*\*) Laboratoire Sédimentologie, Université Paris XI, 91405 Orsay, Fr.

(\*\*\*\*\*) C'est ce dernier caractère qui justifie l'appellation de « marqueurs pétrographiques » qui leur a été donnée.

(\*) *The original text of this study has been written by A. Bouroz, except the section concerning trace elements written by D.A. Spears. The field observations and those with the optical microscope which form the base of the cinérite classification used in this study are those of A. Bouroz. The trace element analyses by X-ray fluorescence spectrometry and the identification of 1M illite by X-ray diffraction as been done by D.A. Spears in the Geology Department, University of Sheffield. Other X-ray diffractograms and chemical analysis verifications with microprobe have been produced by F. Arbey at the Faculty of Science, Orsay.*

(\*\*\*\*) *Department of Geology, University of Sheffield, Mappin Str., Sheffield S1, 3JD, England.*

(\*\*\*\*\*) *It is this last characteristic which justifies the name « petrographic markers » given to them.*

## INTRODUCTION

L'existence des marqueurs pétrographiques est connue depuis longtemps (Termier, 1888) et leur utilisation comme niveaux-repères pour essayer de résoudre les problèmes de corrélation stratigraphique est également très ancienne (Schmitz-Dumont 1894). Les théories émises au sujet de leur origine s'appuyaient, surtout au début des recherches, beaucoup plus sur des hypothèses vraisemblables mais incontrôlées, plutôt que sur la réalité, au demeurant fort complexe, des faits observables, et le plus grave défaut de certaines d'entre elles était que leurs auteurs les voulaient exclusives de toutes les autres.

Une cause fondamentale d'erreur dans l'appréciation de l'origine des marqueurs pétrographiques est venue de ce que l'on a considéré pendant très longtemps la plupart d'entre eux comme étant formés exclusivement de kaolinite (tonsteins des auteurs allemands). Ceci a été particulièrement vrai des bassins houillers paraliques de tous âges et notamment du grand bassin westphalien du NW de l'Europe. Comme d'autre part, ces niveaux paraissaient intimement liés à la phase phytogène de la sédimentation houillère (kaolin-kohlentonstein), on en avait tout naturellement conclu qu'ils étaient d'origine sédimentaire banale (Schüller et al., 1956) ; quant à l'origine de la kaolinite, elle était recherchée à juste titre mais trop systématiquement parfois, dans l'érosion des sols ayant subi une forte pédogenèse (Erhart, 1956).

Cependant, l'étude de certains marqueurs pétrographiques du bassin des Cévennes (Massif Central, France), appelés localement "gores", avait montré très tôt que la kaolinite pouvait en être totalement absente et que leurs constituants avaient une origine volcanique indiscutable (Termier, 1888) ; cette observation fut amplement confirmée ultérieurement (Bouroz, 1966 ; Bouroz et al., 1969) en ce qui concerne la plupart des marqueurs des bassins stéphaniens français.

La kaolinite étant présente à la fois dans certains marqueurs pétrographiques (en proportion presque exclusive) et dans les sédiments les plus banals des séries houillères (en proportion variable), une étude statistique de la présence de cette kaolinite dans les sédiments stériles inclus dans la houille ou à son voisi-

nage immédiat avait paru indispensable à l'un de nous (Bouroz, 1964).

## I. — COMPOSITION DES INTERCALAIRES STÉRILES D'UNE COUCHE DE HOUILLE

Cette étude a consisté à passer systématiquement à l'analyse diffractométrique aux rayons X, des échantillons de la totalité des toits, des intercalaires et des murs de quelques séquences du bassin westphalien du Nord de la France et d'une séquence du bassin de Carmaux, soit en tout cent-onze échantillons. Il s'agit, dans le premier cas, d'un bassin paraliq et dans le deuxième, d'un bassin limnique intramontagneux, mais tous les deux à houille autochtone et à présence constante de sols de végétation dans les murs et de radicules dans tous les intercalaires stériles. Les analyses font apparaître une différence fondamentale entre les deux types de bassins ; abstraction faite des quartz (plus ou moins abondants) et des feldspaths (rares), on constate les faits suivants :

a) en bassin paraliq, les intercalaires ont une composition pétrographique qui permet de les classer en deux groupes distincts, le premier se composant de shales mixtes à illite-muscovite dominante (pouvant varier de 70 à 90 %) et de kaolinite (celle-ci atteignant au maximum, 30 %), le deuxième se composant de kaolinite pure à plus de 95 % (tonsteins), les autres éléments n'étant présents qu'à l'état de traces ;

b) en bassin limnique à houille autochtone, tous les intercalaires sont presque exclusivement à kaolinite, que ce soit les shales d'origine détritique ou bien les cinérites altérées qui présentent le même faciès pétrographique que les tonsteins des bassins paraliques ; la différenciation entre ces deux sortes de niveaux pouvant se faire grâce à l'habitus des quartz (\*), ce qui est la plupart du temps suffisant, ou par l'analyse des éléments en trace. D'autre part, dans les deux types de bassin, les shales du toit sont à illite ou muscovite fortement dominantes, la kaolinite n'étant généralement présente qu'à l'état de traces.

(\*) Quartz magmatiques dans les cinérites, quartz émoussés dans les shales d'origine détritique.

## INTRODUCTION

The existence of petrographic markers has been known for a long time (Termier, 1888) and their use as bench markers to solve stratigraphic problems is also very ancient (Schmitz-Dumont, 1894). The early theories to explain their origins were based very much on reasonable but untested hypotheses, rather than the reality of the complex observations. The most serious fault of some of the hypothesis was that their authors excluded all other possibilities.

For a long time, fundamental cause of error in the appreciation of the origin of the petrographic markers was based on a consideration that majority were formed of kaolinite (tonsteins of the German authors). This has been particularly true of paralic coal basins of all ages and notably the Westphalian paralic coal measures of NW Europe. On the other hand the beds appeared to be closely linked with the formation of the coal ("kaolin-kohlentonstein") and it was naturally concluded that the origin was also sedimentary (Schüller et al., 1956). The origin of the kaolinite was sought, perhaps too systematically sometimes, in the erosion of soils that had undergone strong pedogenetic alteration (Erhart, 1956).

However, the study of certain petrographic markers in the Cévennes Basin (Massif Central, France) locally called "gores", had shown that kaolinite could be totally absent and their constituents had an incontestable volcanic origin (Termier, 1888). This observation was amply confirmed in later work (Bouroz, 1966; Bouroz et al., 1969) and applies to most of the markers in the French Stephanian basins.

Because kaolinite was present in some petrographic markers (almost exclusively) and in the ordinary sediments of the coal series (in variable proportions) a statistical study of the kaolinite's abundance in the sediment included in and associated with the coal had appeared indispensable to one of us (Bouroz, 1964).

### I. — COMPOSITION OF THE INTERBEDDED SEDIMENTS IN A COAL SEAM

This study was based on a systematic X-ray analysis of roofs, floors and interbedded sedi-

ments from several sequences in the Westphalian of NW France and from a sequence from the Carmaux Basin. A total of 111 samples was examined. The former were deposited in a paralic basin and the latter in an intermontaine limnic basin, both with autochthonous coals, and with soils and rootlets present between the coals.

The analyses reveal fundamental differences between the two types of basin, excluding quartz (variable abundance) and feldspar (rare) which are :

a) in the paralic basins, the interbedded sediments in the coals have a petrographic composition which belongs to one or other of two distinct groups, one consisting of a mixture dominated by illite-muscovite (varying from 70-90 %) and subsidiary kaolinite (maximum of 30 %) and the other consisting of more than 95 % kaolinite (tonsteins) with other components only present in trace amounts ;

b) in the limnic basins, the interbedded sediments associated with autochthonous coals are exclusively composed of kaolinite wheter they be shales of detrital origin or the altered ashes which are petrographically the same as the tonsteins of the paralic basins. Differentiation between the two types is generally achieved by the habit of the quartz(\*) or alternatively by trace element analyses.

On the other hand the roof shales in both types of basin are composed dominantly of illite-muscovite, with generally only trace amounts of kaolinite present. From this it is possible to make some deductions :

1° In the paralic basin, the fact that there are two groups of mudrock interbedded in the coal, one of almost pure kaolinite composition and the other with illite dominating and that there are not intermediate compositions, suggests the two groups have different origins otherwise intermediate compositions would have been found statistically. The beds of pure kaolinite cannot therefore be of sedimentary origin in the paralic basins. On the other hand pedogenesis was very active (rootlets are very nu-

---

(\*) Magmatic quartz in the cinérites, rounded quartz in the detrital shales.

On peut tirer quelques déductions de ce qui précède :

1° *En bassin paraliq*, le fait qu'il y ait deux familles d'intercalaires, l'une à kaolinite pratiquement pure et l'autre à illite dominante et qu'il n'existe pas d'intercalaires à composition intermédiaire, suppose une origine différente pour chacune de ces deux familles, sinon on aurait dû trouver statistiquement toutes les compositions intermédiaires manquantes : les niveaux à kaolinite pure ne peuvent donc pas être d'origine sédimentaire dans les bassins paraliques.

D'autre part, la pédogenèse pourtant très active (radicelles très nombreuses) n'a pas permis une kaolinisation avancée de l'illite, ce qui semble indiquer que l'acidité du milieu était insuffisante : le bassin étant ouvert sur la mer, les concentrations en acides humiques ne pouvaient pas atteindre des taux suffisants.

2° *En bassin limnique*, la kaolinisation presque complète de tous les intercalaires postule une acidité très forte (concentrations importantes d'acides humiques du fait d'un bassin presque fermé). *A contrario*, le passage d'une couche de charbon à son toit, provoqué par une subsidence partielle, renouvelle l'eau, diminue la concentration en acides humiques et tue la végétation sur place, d'où l'absence de radicelles dans les toits (pédogenèse inexistante) et, corrélativement, conservation en leur état, sans altération, des micas d'origine détritique.

D'autre part, il existe une différence d'ordre sédimentologique importante entre les bassins paraliques et les bassins limniques.

a) *Dans un bassin limnique*, il peut coexister dans le même temps et par suite de différences dans les profondeurs de l'eau, des aires importantes et juxtaposées où se déposent dans les unes, de la houille autochtone et dans les autres, de la houille entièrement allochtone. Ceci a été observé dans le bassin du Dauphiné (Bouroz, 1962) et dans les bassins des Cévennes et de Decizes ; la fig. 1 illustre les observations faites dans le bassin du Dauphiné : elle fait apparaître la notion de *profondeur limite* au-dessous de laquelle il n'y a pas de possibilité d'implantation de vie active pour les végétaux hygrophiles des tourbières houillères (\*). En conséquence, une cinérite se déposant dans un tel bassin subira des altérations différentes suivant la profondeur des eaux car, aux modifications physico-chimiques primaires entraînées par sa chute dans un milieu aqueux à forte

(\*) Un exemple de la réalité de cette *profondeur limite* est donné par le bassin campanien de Gardanne (France) : tous les intercalaires inclus dans les accumulations phytogènes sont formés de bancs calcaires ou marneux à faune limnique parfois abondante ; les sols de végétation et radicelles sont totalement absents (Vetter, 1980). Il s'agit donc bien là d'accumulations phytogènes d'eau profonde dans lesquelles les courants pourront classer les débris végétaux suivant leur nature (pollens, spores, cutines, bois) alors qu'en bassin paraliq autochtone, un tel classement n'existe pas. Ce classement pourra avoir aussi au départ, une influence sur le résultat final de la houillification (Inkohlung).

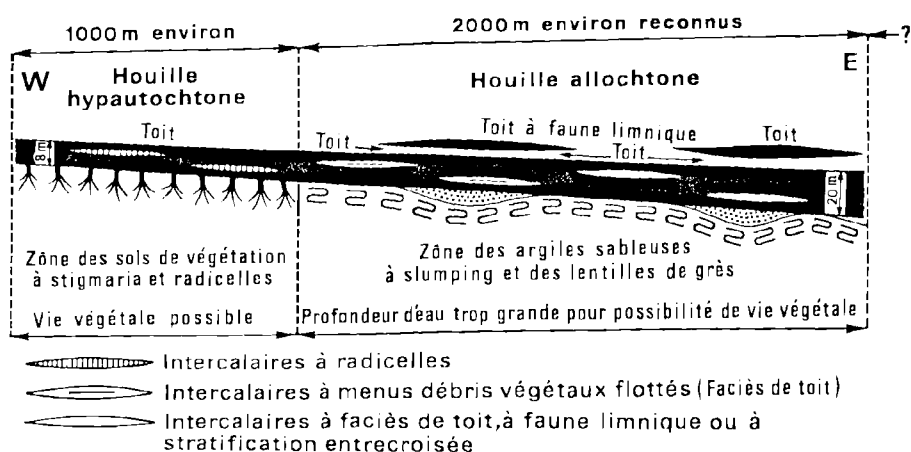


Fig. 1. — Grande Couche de La Mure (Dauphiné, France - Stéphanien A) (d'après Bourouz, 1962).



merous) but nevertheless kaolinisation of the illite has not been achieved, which seems to indicate insufficient acidity in the environment. The basin was open to the sea and the concentration of humic acids was unable to rise sufficiently.

2° In the limnic basin, almost complete kaolinisation of the interbedded mudrocks in the coal suggest a high acidity (humic acids were concentrated because the basin was almost closed). On the other hand, the passage from coal to roof measures caused by partial subsidence renews the water, lessens the humic acid concentration and kills the vegetation on the spot, hence the absence of rootlets in the roofs (pedogenesis absent). Related to this, there is the preservation of the detrital illite-muscovite without alteration.

On the other hand, there is an important sedimentological difference between the paralic and the limnic basins.

a) In a limnic basin, it is possible for important zones to coexist and to be juxtaposed at the same time, due to differences in depth of water. In certain zones the autochthonous coals were deposited and in other, coals entirely allochthonous. This has been observed in the Dauphiné Basin (Bouroz, 1962) and more recently in the Cévennes Basin. Figure 1 illustrates the observations made in the Dauphiné Basin, and it shows the notion of limited depth below which it is not possible for hygrophilic vegeta-

tion of the coal forming peat bog to grow (\*). In consequence an ash deposited in such a basin will alter differently according to the water depths, associated with the primary physical chemical changes brought about by its fall into an aqueous environment concentrated in humic acids, there is superimposed, in the zones of autochthonous coal accumulation, a supplementary alteration due to pedogenetic activity (essentially leaching of K ions). This results in the same ash having a different petrographic composition from one zone to another in the same basin, or in different basins (Pl. IX, fig. 1, 2).

b) In a paralic basin, on the contrary, pedogenic action is the general rule. Beyond the shallow fresh water zones, with actively growing vegetation which will later cover the whole of the basin and where the ashes will be entirely kaolinised, the zones corresponding to the deep zones of the limnic basins here belong to the marine realm.

(\*) A convincing example of this limiting depth is given by the Campanian basin of Gardanne (France). All the interbedded sediments included with the coal accumulation in the basin, are formed of beds of pure limestone or marl with a limnic fauna occasionally abundant; soils and rootlets are totally absent (Vetter, 1980). It is indeed therefore a question of deep water allochthonous coal accumulation in which water currents will be able to classify plant debris according to their nature (pollen, spore, cuticle, wood) when such a classing is not existing in an autochthonous paralic basin. Also, this classing will be able to influence the final result of coalification (inkohlung).

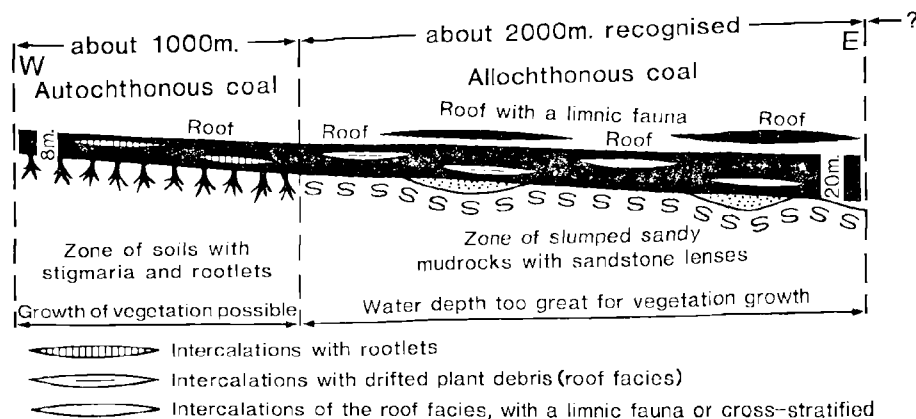


Fig. 1. — Grande Couche of La Mure (Dauphiné, France - Stephanian A) (from Bouroz, 1962).

acidité, se surimposera, mais dans les zones à houille autochtone seulement, une altération supplémentaire due à l'action pédogénétique de la végétation (pompage des ions K<sup>+</sup>). Il en résulte qu'une même cinérite pourra avoir des compositions pétrographiques différentes d'une région à une autre d'un même bassin, ou entre bassins différents (Pl. IX, fig. 1 et 2).

b) Dans un bassin paralique, au contraire, l'action pédogénétique est la règle générale et en dehors des aires peu profondes à eaux douces et à vie végétale active qui représenteront ultérieurement la totalité de la surface du futur bassin houiller et où les cinérites seront entièrement kaolinisées, les zones correspondant aux aires profondes des bassins limniques, appartiennent ici, par définition, au domaine marin (exceptionnellement, une cinérite se déposant dans un toit pourra ne pas être totalement kaolinisée).

## II. — QUESTIONS DE TERMINOLOGIE

Les appellations les plus anciennes employées pour désigner les marqueurs pétrographiques des formations houillères sont incontestablement les mots *tonstein* et *gore*. Le premier a désigné longtemps des niveaux exclusivement kaoliniques, quant au second, il est d'un usage très localisé (formations houillères du SE de la France) et désignait à l'origine tout niveau argileux induré ne présentant pas de schistosité ; il n'a donc pas de réelle valeur spécifique.

Quand l'origine volcanique d'un grand nombre de marqueurs pétrographiques a commencé à être mise en évidence, on a vu apparaître les mots *tuf* et *cinérite* ; l'acception du premier couvre des formations tellement variées que l'auteur qui l'a utilisé pour la première fois dans sa classification (Masek, 1963) a encore utilisé conjointement le mot *tonstein* pour la définition de ses divers types. Quant au mot *cinérite* associé à une étude de *tonstein*, il est apparu un an auparavant (Bouroz, 1962), l'auteur admettant implicitement une commune origine volcanique aux deux sortes de niveaux.

Une dizaine d'années plus tard, les auteurs nord-américains ont commencé à publier des études concernant des marqueurs pétrographiques présents dans les formations houillères tertiaires des Montagnes Rocheuses. A la suite de nombreuses études physico-chimiques mais

apparemment sans étude systématique de lames minces, ils ont assimilé ces marqueurs à des cendres volcaniques altérées (Bohor, 1976) et les ont appelées *kaolinic-bentonites* ou *K-bentonites*, traduisant ainsi la profonde altération subie par ces niveaux (\*) et s'ils ont employé le mot *bentonite*, c'est par référence aux nombreuses formations d'origine volcanique déposées en milieu marin, connues aux États-Unis.

Enfin, d'autres auteurs étudiant les manifestations volcaniques contemporaines ou péneo-contemporaines (Ninkovich et al., 1978) ont dénommé les niveaux de cendres volcaniques à grande extension géographique, du terme de *tephra-layer*, mais ce dernier n'a été utilisé jusqu'ici que dans les études téphrochronologiques de matériel récent.

Finalement, pour diverses raisons, il nous semble qu'il faille exclure les appellations suivantes :

- 1° *Tonstein*, trop attaché à la notion de présence de kaolinite pratiquement pure.
- 2° *K-bentonite*, trop lié à des formations presque exclusivement marines.
- 3° *Tuf*, trop général, appliqué depuis longtemps à des formations trop variées.
- 4° *Téphra-layer*, appliqué jusqu'ici à des dépôts de cendres volcaniques récentes.

Pour toutes ces raisons, tout au long de la présente étude, c'est le terme *cinérite* qui a été exclusivement retenu.

## III. — DEGRE DE FIABILITE DES MARQUEURS PETROGRAPHIQUES SUIVANT LEUR ORIGINE

Suivant qu'un marqueur sera d'origine sédimentaire ou volcanique, son extension géographique et sa fiabilité seront très différentes.

- 1) **Les marqueurs d'origine sédimentaire** (*tonsteins*, d'origine détritique).

Les analyses aux rayons X des intercalaires des couches de houille des bassins paraliques ont montré que les *tonsteins* d'origine sédimentaire peuvent être considérés comme statistiquement inexistantes. Cependant, et très excep-

(\*) en partie, vraisemblablement par pédogénèse.

## II. — QUESTION OF TERMINOLOGY

The oldest names used to describe the petrographic markers in coal-bearing sequences are without doubt tonsteins and gore. The first has been applied for a long time to beds exclusively of kaolinite, while the second has a very local usage (coal formations in the SE of France) and which was originally used for indurated argillaceous beds without bedding ; it does not have, therefore, true specific value.

When the volcanic origin of a great number of petrographic markers began to be seen, the words tuff and cinérite were used ; the meaning of the first covers formations more varied than the latter and was used for the first time in a classification (Masek, 1963) but again utilising jointly the word tonstein to define the various types. As for the word cinérite associated with the study of a tonstein it appeared one year before (Bouroz, 1962), the author accepting implicitly a common volcanic origin of the two sorts of bed.

Ten years later the N. American authors began to publish their studies on petrographic markers in the Tertiary coal bearing formations of the Rocky Mountains. Based mainly on X-ray diffraction and scanning electron microscopy they attributed the beds to altered volcanic ashes (Bohor, 1976) and called them kaolinitic-bentonites or K-bentonites expressing in this way the profound alteration the beds (\*) had undergone, and utilising the word bentonite by reference to numerous volcanic formations known in the U.S.A. and deposited in a marine environment.

Finally, other authors have studied contemporaneous or near contemporaneous volcanic eruptions (Ninkovitch et al., 1978) with a great geographic extension, the beds of ash have been designated tephra-layer but this term has only been utilised in tephrochronological studies of recent material.

In summary, for diverse reasons, it seems to us that the following names should be excluded :

- 1° Tonstein, too linked to the idea of a practically pure kaolinite composition.
- 2° K-bentonite, associated with formations exclusively marine.

---

(\*) In part, in all likelihood, by pedogenesis.

3° Tuff, too general applied for a long time to very varied formations.

4° Tephra layer, applied until now to the beds of recent volcanic ashes.

For all these reasons, throughout the present study it is the term cinérite which is exclusively retained.

## III. — THE RELIABILITY OF PETROGRAPHIC MARKERS AS A FUNCTION OF THEIR ORIGIN

If a marker is sedimentary or volcanic, it follows that its geographic extension and its reliability will be different.

### 1) Markers of Sedimentary Origin (detrital tonsteins).

X-ray analyses of the interbedded markers in coals from paralic basins have shown that tonsteins of sedimentary origin are statistically insignificant. However, and very exceptionally, their possible presence can be found (e.g. tonstein Horeb Westphalian B in the Pas-de-Calais), they differ from kaolinised cinérites (volcanic tonsteins) in a clear difference in the habit of the kaolinite crystals. In the cinérites, vermicules of kaolinite are abundant and very well developed because of the glass in an uncompact medium. The kaolinite of sedimentary tonsteins has an elongate habit, with irregular badly formed flakes derived directly from the alteration of original illite and muscovite (under the microscope the difference is striking). The accumulation of this type of kaolinite is very exceptional and the origin of this material is indeed to be found in the break up and erosion of soils subjected to extensive pedogenetic action. Certain soils of the Namurian and the base of the Westphalian A in the North of France (English fireclays) would constitute a potential source for such kaolinite, and one has a process conforming with the theory of Erhart (1956).

In any case a sedimentary tonstein is closely linked to the sedimentary conditions existing in the sedimentary basin at that time and hence the stratigraphic value is limited. The great diversity of the palaeotopography and drainage in a great basin prevents the same kind of sediment being carried everywhere at the same

tionnellement, on peut constater leur possible présence (tonstein Horeb du Westphalien B du Pas-de-Calais, par exemple). Ils se différencient des cinérites kaolinisées ("tonsteins" d'origine volcanique) par un habitus nettement différent des édifices cristallins de la kaolinite. Alors que dans les cinérites, les vermicules de kaolinite sont abondants et très bien développés parce que néoformés à partir de verres dans un milieu non encore compacté, la kaolinite des tonsteins d'origine sédimentaire présente un habitus allongé, en lamelles mal formées et irrégulières, dérivées directement de l'altération des formes cristallines des illites et des muscovites originales (au microscope, la différence d'aspect est frappante).

L'accumulation de ce genre de kaolinite est tout à fait exceptionnelle et l'origine de ce matériel se trouve vraisemblablement dans le démantèlement et l'érosion de sols de végétation ayant subi une pédogénèse prolongée. Certains sols du Namurien et de la base du Westphalien A du Nord de la France (équivalents des *fire-clays* anglais) pourraient constituer une source possible d'une telle concentration de kaolinite et l'on se trouverait là en présence d'un processus conforme à la rhexistasie d'Erhart (1956).

De toute façon, un tonstein d'origine sédimentaire est intimement lié aux conditions sédimentologiques instantanées régnant dans le bassin récepteur et c'est ce qui en limite la valeur d'utilisation : la grande diversité de la paléogéographie et du réseau hydrographique d'un grand bassin ne permettra pas d'apporter en même temps et partout le même genre de sédiments ; un tonstein d'origine détritique aura nécessairement une extension géographique limitée, pourra passer latéralement à des formations de composition lithologique différente et sera toujours plus ou moins transgressif ; il ne pourra donc être fiable que très localement.

## 2) Les marqueurs d'origine volcanique (cinérites)

Les cinérites sont constituées par des dépôts plus ou moins épais suivant les cas, de cendres ou de lapilli provenant d'explosions volcaniques de forte puissance. Ce matériel arrive dans un bassin ou un groupe de bassins par voie aérienne et n'a aucun lien, au moment de sa chute, avec la phase sédimentaire et la nature des

sédiments d'origine détritique en cours de dépôt, ce qui confère aux cinérites une originalité pétrographique évidente. La seule condition pour une bonne conservation des cinérites, est qu'au moment de leur chute, le milieu sédimentaire soit dans une phase relativement calme pour qu'il n'y ait pas un risque de mélange avec des matériaux sédimentaires banals, dû à une éventuelle turbidité locale. Finalement, un dépôt de cendres ou de lapilli aura une extension paléogéographique qui ne dépendra que de la puissance de l'explosion volcanique, de la quantité de matériel éjecté et de la force et de la direction des vents dominants au moment de l'explosion ; d'autre part, la grande diversité physico-chimique du matériel volcanique d'une éruption à l'autre et les très nombreux types d'altération observés dans les bassins font que les niveaux cinéritiques présentent des caractères pétrographiques bien individualisés et extrêmement variés, ce qui rend leur emploi très efficace pour résoudre les problèmes de corrélation à longue distance.

La description de quelques explosions volcaniques de grande magnitude permettra de mettre en évidence la réalité des tonnages énormes mis en jeu et de montrer que ces tonnages peuvent couvrir des surfaces dont l'ordre de grandeur est du million de km<sup>2</sup>, ce qui sera la meilleure justification de la fiabilité des cinérites dans leur emploi pour les corrélations à longue distance.

### a) *Bezymianny* (Kamchatka, 1956).

Le volcan *Bezymianny*, dans la presqu'île du Kamchatka, considéré comme éteint depuis plusieurs siècles, donna en 1956 des signes prémonitoires de réveil, ce qui permit aux volcanologues russes de mettre en place des équipes d'observation sur son pourtour. Le 30 mars, à 17 h. 11 min. 5 sec., une première explosion, de direction oblique (45° vers l'Est), envoya des éjections à 35 km d'altitude ; 20 minutes plus tard, une deuxième explosion propulsa de nouveaux produits à 45 km de hauteur ; les cendres furent poussées par les vents vers la mer de Béring, mais sur la presqu'île, le dépôt de cendres occupa une aire de 400 km de long et de 150 km de large. L'éruption fut suivie par des coulées boueuses (*lahars*) puis par l'émission d'une nappe à blocs (*agglomerate flow*). L'ensemble des phénomènes éruptifs cessa à l'automne 1956. La puissance de cette éruption a été évaluée à  $2,2 \times 10^{25}$  ergs (Gorshkov, 1959).

time. A detrital tonstein has therefore by necessity a limited geographic extent. It will pass laterally into lithologically different formations and it will also be transgressive to some extent. It is therefore only of local reliability.

## 2) The Volcanic Markers (Cinérites).

The cinérites are composed of variable thickness of ash and lapilli from volcanic eruptions of great power. This material arrives in a basin, or group of basins, airborne and is unrelated as it falls with the sedimentary facies and the detrital sediments being deposited. This gives to the ash a distinctive petrographic appearance. The only conditions for good preservation is that at the moment of fall, the sedimentary environment is in a relatively calm phase, so that there is no risk of mixing with ordinary sedimentary material, due to a possible local turbulence. Finally a deposit of ash or of lapilli will have a palaeogeographic extension which only depends on the power of the volcanic explosion, the quantity of the material ejected, and the force and direction of the prevailing winds at the time of the explosion. On the other hand, the great diversity in original volcanic composition and the great variation in types of alteration observed in the basins gives to the cinerite horizons a distinctive but varied petrography, which makes them extremely useful for correlation over long distances.

The descriptions of major volcanic explosions demonstrate the vast quantities involved and how this material can cover areas as large as  $1.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ , which is the best justification for the reliability of the cinérites in long distance correlation.

### a) Bezymianny (Kamchatka, 1956).

The Bezymianny volcano in the Kamchatka peninsula, considered extinct for several centuries gave warning signs of reawakening in 1956, which enabled the Russians to send a team of observers. On 30th March, at 17.00 11' 5" a first explosion at an oblique angle ( $45^\circ$  towards the east) sent debris to a height of 35 km, 20 minutes later a second explosion sent new debris 45 km high. The ash was blown by winds to the Bering Sea, but on the peninsula, the ash deposit occupied an area 400 km long by 150 km wide. The eruption was followed by lahars (coulées boueuses), then by an agglom-

erate flow (nappe à blocs). All the volcanic activity stopped in the Autumn of 1956. The power of this eruption was estimated at  $2.2 \times 10^{23}$  ergs (Gorshkov, 1959).

### b) Quizapu (Chile, 1932).

The Quizapu volcano in the Chilean Andes exploded violently on 10th April, 1932, sending debris to a very great altitude where the prevailing winds are from the Pacific. The ash was deposited over a large area of South America (the Argentine, Uruguay, Southern Brasil and Paraguay). Larsen published a detailed study of the sequence of volcanic events, the extent of the ash fall and its thickness (Larsen, 1937). This study was later summarised in another publication (Bouroz, 1972).

The maximum extent of the ash deposit towards the NE was more than 3,000 Km (east of Rio de Janeiro) its thickness varied from 50 mm to 10 mm over a distance of 1,200 km in the direction of elongation from the volcano (a greater distance than that which separates the Saar Coalfield in Germany from the coalfields in the English Midlands). The total volume based on the isopachs of the observed thicknesses has been estimated at  $13.10^9 \text{ m}^3$  of ash products. The total weight of the ash is a little more than  $8.10^9$  tonnes taking into account the apparent density (0.644) of the deposit measured after arrival. One sees then that in favourable conditions for preservation (quiet water lakes or lagoons) and over such distances, a deposit of volcanic ash has every chance of remaining recognisable in the geological formation which will later contain it and where it will be a good stratigraphic marker.

### c) Toba (Sumatra, Quaternary).

A recent study (Ninkovich et al., 1978) gives exact observations on the last eruption of the volcano Toba (NW of Sumatra). We will review the parts of it which appear the most interesting to us in the framework of our study. The observations have been made both on the Island of Sumatra and by piston cores on the sea floor in the Bay of Bengal and in the Indian Ocean south of India and Sri Lanka (see fig. 2).

K-Ar age dating gives an age of 75,000 years; the eruption seems to have had two phases represented in samples from the cores nearest to the island by a lower bed 5-12 cm

b) Quizapu (Chili, 1932).

Le volcan Quizapu, situé dans la partie chilienne de la Cordillère des Andes, a explosé brutalement le 10 avril 1932, envoyant des produits d'éjection à très haute altitude, d'où les vents dominants venant du Pacifique les répandirent sur une partie importante de l'Amérique du Sud (Argentine, Uruguay, sud du Brésil et du Paraguay). Larson a publié une étude détaillée de la chronologie de l'extension géographique et de l'épaisseur du dépôt de cendres (Larson, 1937) ; cette étude a été résumée ultérieurement dans une autre publication (Bouroz, 1972).

L'extension maximale du dépôt de cendres vers le NE a été supérieure à 3.000 km (Est de Rio de Janeiro) ; son épaisseur variait de 50 à 10 mm sur une élévation de 1.200 km à partir du volcan (distance supérieure à celle qui sépare le bassin houiller de la Sarre, en Allemagne, des bassins des Midlands, en Angleterre). Le volume total, calculé d'après les isopaches des épaisseurs observées, a été évalué à 13 milliards de mètres cubes de produits cendreux. Compte tenu de la densité apparente du dépôt (0,644) mesurée peu après l'arrivée au sol des cendres, le poids total du matériel éjecté est d'un peu plus de 8 milliards de tonnes. On voit donc que dans des conditions favorables de conservation après son dépôt (lacs ou lagunes à faibles courants) et sur de telles distances, un dépôt de cendres volcaniques a toutes chances de rester reconnaissable ultérieurement dans la formation géologique qui le contiendra et pourra constituer un bon marqueur stratigraphique.

c) Toba (Sumatra, Quaternaire).

Une étude récente (Ninkovich et al., 1978) donne des observations précises sur la dernière éruption du volcan Toba (NW de Sumatra). Nous en résumerons les éléments qui nous paraissent le plus intéressants dans le cadre de notre propre étude. Les observations ont été faites à la fois sur l'île de Sumatra et par carottage sous-marin dans le golfe du Bengale et dans l'Océan Indien, au Sud de l'Inde et de Ceylan (voir fig. 2).

Une datation par K-Ar donne aux produits de l'éruption un âge de 75.000 ans. L'éruption semble avoir eu deux phases, matérialisée dans les carottages les moins distants de l'île, par un

lit inférieur de 5 à 12 cm d'épaisseur, formé de cendres et de lapilli de 1 à 4 mm, et d'un lit supérieur variant de 10 à 30 cm, composé d'éléments plus fins mais présentant un grain-cassement très net ; le lit supérieur est surmonté d'une zone bio-perturbée contenant encore des cendres très fines. Par comparaison avec les observations terrestres, le lit inférieur grossier peut être corrélé avec la première phase de l'éruption qui est caractérisée par un dépôt plinien de ponces ; quant au lit supérieur, il est formé par un *coignimbrite ash-fall deposit*, qui a accompagné la deuxième phase de l'éruption, matérialisée à terre par la mise en place d'une ignimbrite. Dans les carottages les plus éloignés, on a observé la présence de la deuxième phase seulement. Une estimation prudente du volume des cendres donne environ 1.000 kilomètres cubes de produits éjectés. Il est vraisemblable que les carottages négatifs et les variations d'épaisseur dans les carottages positifs sont dus à l'influence des courants sous-marins. Enfin, la densité mesurée sur les échantillons carottés de cendres s'élève à 1,1 - 1,3, ce qui montre que ces dépôts ne sont pas encore compactés à l'heure actuelle après 75.000 ans et malgré un recouvrement sédimentaire. Par comparaison avec le Quizapu, où la densité des cendres sur le continent était de 0,644, on peut estimer qu'une chute de cendres dans l'eau conduit à une réduction de moitié des vides interstitiels par rapport à une chute dans l'air.

Sur un plan plus général, cette persistance des vides interstitiels, même après que le niveau de cendres ait été recouvert par des apports bio-sédimentaires ou clastiques (ces derniers venant du continent), constitue une observation très importante pour l'évolution d'un tel niveau, c'est-à-dire pour le début de sa diagenèse et ceci pour deux raisons :

1° D'une part, le niveau pourra être le siège d'une circulation d'eau plus ou moins intense permettant en même temps l'altération (par dissolution) du matériel d'origine volcanique et éventuellement un apport microclastique ou chimique allogène.

2° D'autre part, l'existence de vides représentant au départ 50 % du volume du niveau, permettra à d'éventuelles néoformations cristallines de se développer très librement entre les éléments d'origine volcanique et avant que l'ensemble ne subisse une compaction impor-

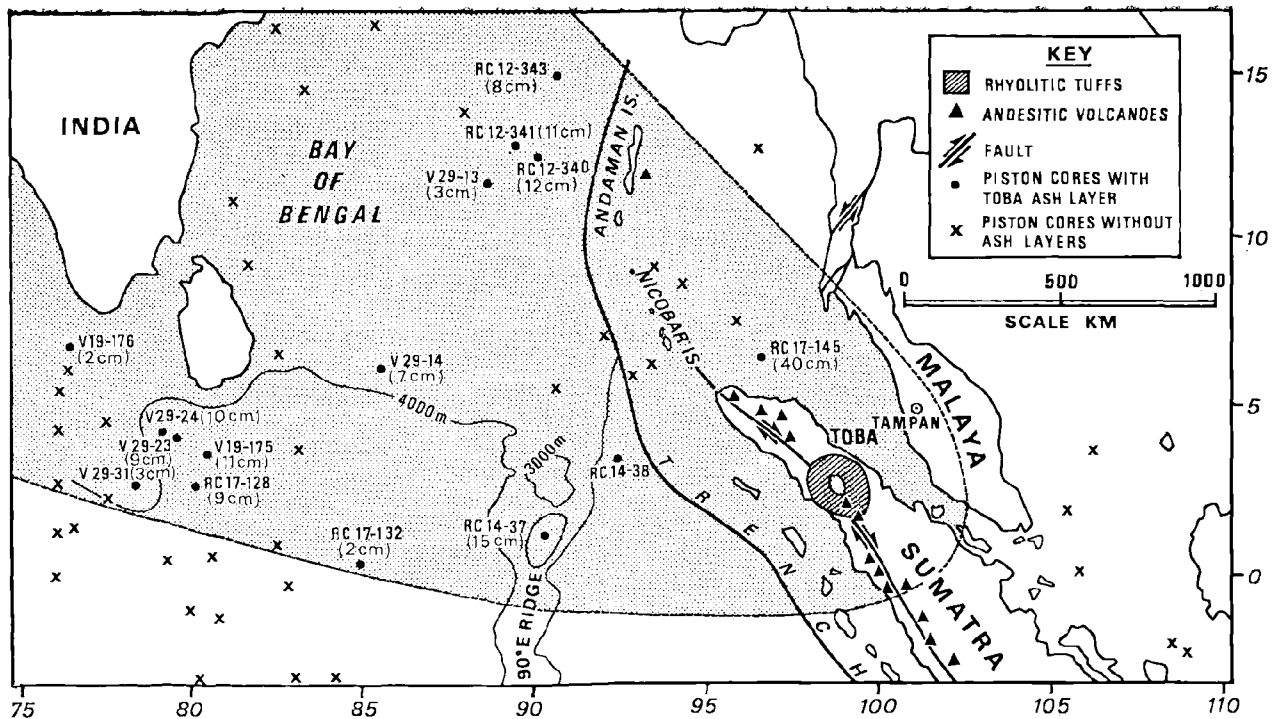


Fig. 2. — Map showing the distribution of the Toba tephra layer in deep-sea cores. Thicknesses of the tephra layer are shown in parenthese (from Ninkovich et al., 1978).

Fig. 2. — Carte montrant la distribution de la cinérite du Toba en carottages sous-marins profonds. Les épaisseurs de la cinérite sont indiquées entre parenthèses (d'après Ninkovich et al., 1978).

in thickness, formed by ash and lapilli 1-4 mm in size, and by an upper bed, varying from 10-30 cm in thickness composed of finer material with normal graded-bedding. On top of the upper bed is a bioturbated zone containing very fine ash. In a comparison with the land based observations, the lower coarse bed can be related to the first phase of the eruption, which is characterised by a plinian pumice fall. As for the upper bed, it formed in the second stage of the eruption which produced an ignimbrite on the land and is therefore a co-ignimbrite ash fall. In the most distant cores only the presence of the second stage has been recorded. A conservative estimate of the volume of the cinders would be about 1,000 km<sup>3</sup> of ejected debris. It is likely that some variation in thickness of cores is due to submarine currents. Finally, the density measured on the ashes from the piston cores is 1.1-1.3, which shows that these deposits are still not fully

compacted after 75,000 years and in spite of a sedimentary cover. In comparison with the Quizapu, where the density of the ash on the land was 0.644, we estimate that an ash fall in water leads to a reduction by half of the empty pore spaces compared with a fall in air (a slower fall in water and less friction between the ash particles).

More generally, this persistence of empty pore spaces even after the ash bed has been covered by biological debris or clastics (the latter coming from the land), is a very important observation concerned with its evolution, that is in early diagenesis and for two reasons :

1° On the one hand, the bed could be the focus of water circulation of varying intensity allowing both alteration (by dissolution) of the volcanic material and eventually precipitation of allogenic material or introduction of fine grained clastics.

tante. Ceci pourrait expliquer pourquoi les très belles néoformations cristallines qu'on observe dans les cinérites n'ont pas été brisées ou déformées par une compaction ultérieure, car elles ont contribué à remplir les vides préexistants et à rendre mécaniquement homogène l'ensemble du niveau.

#### IV. — COMPOSANTS DES CINERITES DES BASSINS HOUILLERS

Les cinérites des bassins houillers, telles qu'on peut les observer actuellement, sont des roches homogènes, de densité voisine de 2,3, ne présentant pas de schistosité mais au contraire une tendance à se fragmenter par diaclases normales au plan général de la stratification (d'où le nom de "schistes cubiques" qu'on leur a parfois donné), leur couleur est toujours claire dans une série stérile, mais pouvant foncer et même devenir noire quand la cinérite est incluse dans une couche de houille (coloration due aux acides humiques); elles peuvent présenter un granoclassement de leur base vers leur sommet.

Les cinérites présentent généralement des épaisseurs constantes, de l'ordre de quelques décimètres à quelques centimètres (exceptionnellement, elles peuvent atteindre plusieurs mètres). La dimension de leurs composants présente une certaine homogénéité: d'après la nomenclature admise, on observe soit des "lapilli" (> 2 mm), soit des "cendres grossières" (2 mm - 0,062 mm), soit des "cendres fines" (< 0,062 mm); après leur dépôt et sous l'influence de la diagénèse et des altérations subies, ces lapilli ou cendres se sont transformées en un certain nombre d'éléments qui constituent les cinérites indurées telles qu'on peut les observer à l'heure actuelle. La diversité de ces éléments constitutifs et les proportions diverses dans lesquelles ils peuvent se mélanger, a permis d'en proposer une première classification (Bouroz, 1966), complétée ultérieurement par des observations complémentaires (Bouroz, 1972). Cette classification est basée sur la nature et les proportions relatives des éléments constitutifs suivants:

1° *Débris de verres volcaniques*: parois de bulles brisées, échardes acérées, en forme de I, T, Y, X, etc..., bulles entières isolées ou accolées, ponces.

2° *Quartz*: faces automorphes, reliquats magmatiques, perles, ménisques, aiguilles, fissures de retrait, d'une façon générale même habitus que les quartz rhyolitiques.

3° *Feldspaths*: orthoclases et notamment sanidines avec leurs fissures de retrait caractéristiques, plagioclases; tous ces feldspaths présentent des stades plus ou moins avancés d'altération.

4° *Eléments anguleux microcristallins*: leur composition varie avec le chimisme du volcan émetteur; ce sont, soit des felsites (à l'origine, substance microcristalline correspondant à un mélange de quartz et de feldspath), soit à des lapilli anguleux, d'une composition chimique moins acide que les felsites et se dévitrifiant par néoformation microphylliteuses apparaissant dans la masse. La différence entre ces deux sortes d'éléments apparaît au microscope polarisant: en lumière naturelle, les felsites sont blanches et ont l'aspect du quartz; en lumière polarisée, elles apparaissent microcristallines, dans les blancs et les gris du quartz; en lumière naturelle, les lapilli sont blancs ou beiges et paraissent parfois plus ou moins mamelonés; en lumière polarisée, ils sont microcristallins avec des teintes de polarisation du deuxième ordre (phyllites à 10 Å).

5° *Biotites*: les biotites sont presque toujours altérées mais encore parfaitement reconnaissables. Elles peuvent constituer jusqu'à 50 % du poids d'une cinérite.

6° *Eléments ovoïdes arrondis*: lapilli ou cendres grossières formés à l'origine de substance vitreuse, mais pouvant présenter tous les degrés d'altération.

C'est en se basant sur la présence ou l'absence et les proportions relatives de ces éléments qu'il a été possible de définir les cinq types principaux de cinérites, mais comme toute classification, celle-ci comporte une part d'arbitraire et n'est qu'une simplification commode et certaines cinérites peuvent présenter un mélange des caractères de deux ou plusieurs types élémentaires.

#### V. — CHIMISME, ALTERATIONS ET NEOFORMATIONS

Des études détaillées de cinérites pouvant être considérées comme caractéristiques des



2° On the other hand, the existence of pore spaces representing 50 % of the initial volume of the bed will permit the free development of neoformed crystals, between the volcanic grains and before it all undergoes an important compaction. This could explain why the very beautiful neoformed crystals seen in cinérites, have not been broken or deformed by a later compaction. The crystals have helped to fill what were previously voids and have thus made the whole of the bed mechanically homogeneous.

#### IV. — COMPOSITION OF THE CINÉRITES IN COAL BASINS

Cinérites in coal basins, as we now observe them, are homogeneous rocks, with a density of about 2.3, lacking fissility with on the contrary a tendency to break normal to the stratification (hence the name cubic shales occasionally given to them). The colour is always pale in barren measures, but it can be darker and even become black when the cinérite is in a coal bed (the colouring is due to humic acids). They can show normal graded bedding.

Cinérites generally have a constant thickness ranging from a few decimetres to several centimetres (in exceptional cases they can be several metres thick). The dimension of their components show a certain homogeneity. According to the nomenclature, one observes either lapilli (> 2 mm) or coarse ash (2 mm - 0.062 mm) or fine ash (< 0.062 mm). During diagenesis, following deposition, the lapilli or ash fragments are changed into a certain number of elements which make up indurated cinérite as we now see them. The different constituent elements and the varying proportions in which they occur led to an initial classification (Bouroz, 1966) later completed with complementary observations (Bouroz, 1972). This classification is based on the nature and relative proportions of the following :

- 1° Volcanic glass debris : broken bubble walls, pointed shards, with a shape I, T, Y, X, etc..., bubbles entirely isolated or adjoining, pumice.
- 2° Quartz : magmatic relicts, isomorphous faces, pearl shaped, crescent shaped, needle like, contraction cracks, in a general way the same habit as the quartz in rhyolites.
- 3° Feldspars : orthoclase and notably sanidine with their characteristic contraction cracks,

plagioclases. All the feldspars show more or less advanced stages of alteration.

- 4° Microcrystalline angular grains : their composition varies with the chemistry of the erupting volcano, they are either felsites (in origin a microcrystalline material corresponding to a mixture of quartz and feldspar) or angular lapilli less acid in composition than felsites and devitrified by neoformation of fine grained clay appearing in the mass. The difference between these two kinds of material appears under the polarising microscope as follows ; in natural light, the felsites are white and look like quartz ; in polarised light, they appear microcrystalline in the whites and greys of quartz ; in natural light, the lapilli are white or beige and occasionally seen more or less undulating, in polarised light they are microcrystalline with second order polarisation colours (10 $\text{\AA}$  clays).
- 5° Biotites : biotites are almost always changed but still perfectly recognisable. They can constitute as much as 50 % by weight of a cinérite.
- 6° Oval or rounded grains : lapilli or coarse grained ashes formed at the same time as the glass, and showing all degrees of alteration.

Based on the presence or absence and relative proportions of these elements, it has proved possible to define 5 principal types of cinérite but as in every classification it is in part arbitrary and it is only a convenient simplification. Some cinérites therefore contain a mixture of characters of two or more elementary types.

#### V. — CHEMISTRY, ALTERATIONS AND NEOFORMATIONS

Detailed studies of type cinérites will be presented. Each time an effort will be made to determine primary components either unaltered or partially altered and what results from almost complete alteration and neoformation. Every time we will first recall the definition of the type being considered.

##### 1) The Cinérites of Type I.

The characteristic petrographic (Pl. I, fig. 1, 3 ; Pl. II, fig. 1-4 ; Pl. III, fig. 1 and 2) and che-

types auxquels elles appartiennent seront présentées. On essayera chaque fois de déterminer ce qui peut être considéré comme constituants primaires, pas ou à peine altérés et ce qui résulte de transformations plus ou moins complètes par forte altération ou par néoformation ; chaque fois, nous rappellerons d'abord la définition du type considéré.

### 1) Les cinérites de type I.

Les caractéristiques pétrographiques (Pl. I, fig. 1, 3 ; Pl. II, fig. 1 à 4 ; Pl. III, fig. 1 et 2) et physico-chimiques des cinérites de type I sont les suivantes :

#### a) Aspect macroscopique.

Roche blanchâtre ou beige clair (mêmes teintes que les rhyolites), souvent friable, à granulométrie très fine, légèrement rugueuse au toucher, présentant parfois une zonation en bancs élémentaires de l'ordre de quelques millimètres.

Présence possible de lits plus ou moins nombreux de "lapilli d'accrétion", ces lapilli ayant un diamètre suivant le plus grand axe, de l'ordre de 5 mm ou moins.

La formation de ces lapilli (Brousse, 1964) est due à la condensation à haute altitude de la

vapeur d'eau émise par le volcan, condensation qui agglomère les particules pyroclastiques en suspension dans l'air ; sphérique au moment de sa formation, le lapilli s'aplatit au moment de sa chute au sol ou dans l'eau (section elliptique en lame mince) (Pl. II, fig. 3).

L'épaisseur des cinérites de type I peut atteindre plusieurs mètres (fig. 3), on les a confondues parfois avec des bancs de grès blancs fins. Elles peuvent présenter parfois à leur base une mince bande d'argile blanchâtre, jaunâtre ou verdâtre, très riche en microphyllites néoformées semblant provenir de la percolation des composants les plus fins et les plus solubles à travers la cinérite surincombante (\*).

#### b) Aspect microscopique.

*Éléments fondamentaux :* accumulations de débris de verres volcaniques brisés (écharde en I, T, Y, X, etc...), fragments de parois de bulles, bulles entières isolées ou accolées entre elles, ponces moussues ou exceptionnellement fibreuses (Pl. II, fig. 1). Parfois, lapilli d'accrétion (Pl. I, fig. 1 ; Pl. II, fig. 3).

(\*) Dans certaines études de gisement, il est arrivé autrefois qu'on ait attaché une grande importance à ces niveaux en tant que niveaux-repères, en négligeant le "banc de grès" surincombant, c'est-à-dire la cinérite qui lui avait donné naissance.

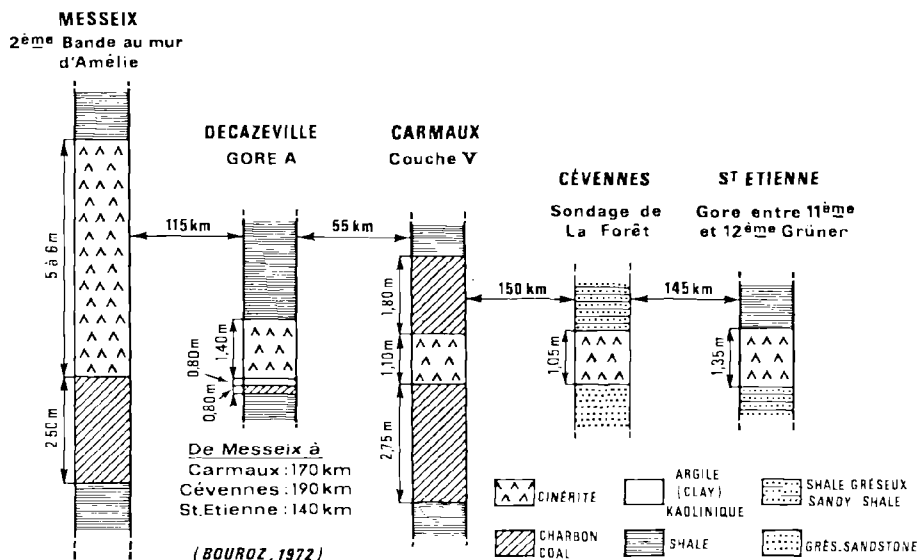


Fig. 3. — Cinérite de Type I à lapilli d'accrétion corrélée entre divers bassins du Massif Central (Stéphanien B).

Fig. 3. — Type I cinérite with accretionary lapilli correlated between different basins in the Massif Central (Stephanian B).

mical features of cinérites of type I are as follows :

a) Appearance in Hand Specimen.

Whitish rock or light beige (same shades as rhyolites), often crumbly and very fine grained. Slightly rough to the touch, showing occasionally a stratification of the order of a few millimetres. Possible presence of beds with fairly numerous accretionary lapilli whose longest axes are about 5 mm or less. The formation of these lapilli (Brousse, 1964) is due to condensation at high altitudes of the steam emitted by the volcano. This condensation agglomerates the airborne pyroclastic particles producing spherical lapilli which were flattened when they fell to the ground or into the water (elliptical cross section in thin section, Pl. II, fig. 3).

Cinérites of Type I can be several metres thick (fig. 3). They have sometimes been confused with beds of fine white sandstone. Sometimes at their base there is a thin bed of shale, pale yellow, green or white in colour, very rich in neoformed clay minerals which seem to have come from the most soluble and fine components in the overlying ash (\*).

b) Appearance under the Microscope.

Essential components : accumulations of broken volcanic glass (shards shaped in I, T, Y, X, etc.), fragments of walls of bubbles, bubbles entirely isolated or adjoining, pumice foamy or exceptionally fibrous (Pl. II, fig. 1) occasionally accretionary lapilli (Pl. I, fig. 1 ; Pl. II, fig. 3).

Accessory components : quartz of typical volcanic origin, orthoclase and plagioclase (more or less altered) of the same size as the vitroclastic components (about 50-200  $\mu\text{m}$ ). In thin section the accessory components represent less than 1 % of the total observed field.

Rare components : small crystals of zircon and apatite.

The vitroclastic elements have kept a characteristic form, but with a strong magnification one observes that the ancient glass is reorganised into extremely fine flakes of neoformed clay (illite or kaolinite) and that these flakes are

(\*) In certain studies of the deposits, great importance was previously attached to these beds, while neglecting the overlying ash which produced it.

perpendicular to the edges, that is to the elongation of the vitroclastic elements, without having deformed the latter : the neoformation of clay inside the vitroclastic elements took place without volume change (Pl. II, fig. 4).

The first alteration phenomenon observed in an ash of Type I is either a primary illitisation or a primary kaolinisation of glass, provided that the latter are potassic or calcic-sodic in origin.

The ash composed of finely pulverised (less than 50  $\mu\text{m}$ ) vitroclastic elements is finely bedded. In thin section as a result of compaction there is an aggregate extinction, all the neoformed crystals lying parallel in a direction normal to the compaction (Pl. II, fig. 2 ; Pl. III, fig. 1).

Later, as a function of physical chemical conditions in the environment and of the amount of leaching or of pedogenesis which the bed has undergone, there is the development in the clay mass of striated microvermicules either of illite or of kaolinite (Pl. III, fig. 2) ; these appear to be part of the clay mass as true "cysts". These secondary neoformations appear in a bed already compacted, and there is a change in volume. At their edges can be seen anomalous birefringence which seems to signify a certain disruption in the development of these new growth. When this kind of change extends through the whole ash, the vermicules are entangled with either illite or kaolinite (i.e. this last case, kristaltonstein according to Schüller's classification). All trace of the volcanic origin of bed has now disappeared.

c) Results of the Chemical Analyses.

The detailed study of an ash of Type I will allow us to be exact about the chemical and mineralogical composition of this kind of marker. The cinérite in question is that between the eleventh and the twelfth Gruner seams, towards the base of the Stephanian B in the Saint-Etienne coal basin (Bouroz, 1978). It is a bed 1.35 m thick, situated between two bed of more or less sandy shale (fig. 3). The contact of the ash with the enclosing formations is sharp, without gradation, which seems to indicate that the very brief deposition of the ash took place at a time when detrital sedimentation was not very active. Detailed observations in sections

*Éléments accessoires* : quartz d'origine volcanique typique, orthoclases et plagioclases (plus ou moins altérés), de même taille que les éléments vitroclastiques (de l'ordre de 50 à 200 micromètres). En lame mince, ces éléments accessoires représentent moins de 1 % de l'ensemble du champ observé.

*Éléments rares* : petits cristaux de zircon et d'apatite.

Les éléments vitroclastiques ont gardé une forme caractéristique mais à fort grossissement on observe que l'ancienne matière vitreuse s'est réorganisée en empilements de feuillettes extrêmement fins de phyllites néoformées (illite ou kaolinite) et que ces feuillettes sont perpendiculaires aux bords, c'est-à-dire à l'allongement des éléments ex-vitroclastiques sans avoir déformé ces derniers : la néoformation de ces phyllites s'est faite en isovolume à l'intérieur des éléments vitroclastiques (Pl. II, fig. 4).

*Le premier phénomène d'altération observable dans une cinérite de type I est, soit une illitisation primaire, soit une kaolinisation primaire des verres, suivant que ces derniers étaient à l'origine, potassiques ou calco-sodiques.*

Dans les cinérites composées d'éléments vitroclastiques finement pulvérisés (inférieurs à 50 micromètres), ces derniers présentent un aspect finement lité qui se traduit en lame mince, à la suite de la compaction du niveau, par une extinction en bloc de la lame, tous les cristaux néoformés étant parallèles entre eux et normaux à la pression de compaction (Pl. II, fig. 2 ; Pl. III, fig. 1).

Ultérieurement, en fonction des conditions physico-chimiques du milieu et du degré de lessivage ou de pédogenèse subi par le niveau, on assiste à la naissance dans la masse phylliteuse, de nouvelles néoformations en amas striés microvermiculés, soit d'illite, soit de kaolinite (Pl. III, fig. 2) ; ces amas paraissent inclus dans la masse phylliteuse comme de véritables "kystes" et ces néoformations secondaires, apparaissant dans un niveau déjà compacté, ne se font pas en isovolume : sur leur pourtour, on observe des anomalies de biréfringence qui semblent traduire une certaine gêne dans le développement de ces nouveaux amas. Lorsque ce genre d'altération atteint la totalité de la cinérite, on se trouve en présence de vermicules enchevêtrés soit d'illite, soit de kaolinite (dans

ce dernier cas, Kristal-tonstein de la classification de Schüller) toute trace de l'origine volcanique du niveau ayant disparu.

### c) Résultats des analyses physico-chimiques.

L'étude détaillée d'une cinérite de type I va permettre de préciser la composition chimique et minéralogique de ce genre de marqueur. Il s'agit de la cinérite située entre les couches 11<sup>e</sup> et 12<sup>e</sup> Grüner, vers la base du Stéphaniens B du bassin houiller de Saint-Etienne (Bouroz, 1978). C'est un niveau de 1,35 m d'épaisseur, situé entre deux bancs de shales plus ou moins gréseux (fig. 3) ; le contact de la cinérite avec les terrains encaissants est net, sans interpénétration, ce qui semble indiquer que le dépôt très bref de la cinérite s'est effectué pendant un temps où la sédimentation terrigène locale était très peu active. Des observations détaillées dans les travers-bancs et les sondages ayant recoupé la cinérite ont montré qu'elle était totalement exempte de radicules : elle n'a donc pas subi d'altération pédogénétique postérieure à son dépôt et sa composition chimique a dû très peu varier. Les couches de houille qui encadrent la cinérite (11<sup>e</sup> et 12<sup>e</sup> Grüner) ont, dans le gisement étudié, des indices de M.V. (cendres déduites) de l'ordre de 29 % pour la couche supérieure et de 25 à 27 % (suivant les sillons) pour la couche inférieure : il n'y a donc pas eu de métamorphisme postérieur au dépôt des couches de charbon.

Au microscope, on observe que cette cinérite est formée presque exclusivement d'échardes d'anciens verres qui ont gardé leur forme extérieure mais qui sont composées intérieurement d'empilements de fines lamelles de phyllites dont l'allongement est normal aux bords des échardes et dont les teintes de polarisation en lame mince sont du *deuxième ordre*, ce qui exclut la présence de kaolinite abondante.

Après analyses par diffraction X (fig. 4a), effectuées par l'un de nous (D.A.S.), il s'agit essentiellement d'une phyllite identifiable à l'illite 1M ; il s'y ajoute environ 15 % de smectite (présence de 0,8 % de MgO dans l'analyse chimique), formant avec l'illite un interstratifié (\*). L'identification de l'illite 1M est

(\*) Un diffractogramme effectué dans la cinérite de la Couche V de Carmaux (équivalente de la cinérite étudiée ici) donne un résultat du même ordre mais avec un peu plus de smectite (25 %).

and from drilling through the cinérite have shown that it was totally devoid of rootlets. It has not therefore undergone pedogenetic alteration after its deposition and its chemical composition must have varied very little. The coal seams associated with the cinérite (eleventh and twelfth Grüner) have in the studied deposit a volatile matter, V.M. (ash deducted) of the order of 29 % for the upper seam and of 25-27 % (following the beds) for the lower seam. There has not been later metamorphism of the coal beds.

Under the microscope we see that ash is formed almost exclusively from splinters of ancient glass which have kept their exterior form but which internally consist of mass of fine clay flakes orientated normal to the sides of the splinters and giving second order polarisation colours in thin section which excludes the presence of abundant kaolinite: it is essentially a clay identified as 1M illite (fig. 4a). A little smectite (bout 15 % of the whole) is added to it forming a mixed layer clay with the illite. This observation is very important for it demonstrates the possibility of direct primary neof ormation of 1M illite from volcanic glass during early diagenesis (\*). It is necessary to add that in this cinérite, in thin section, we observe splinters of vitroclastic origin and more rarely accretionary lapilli. Quartz and feldspar, 20  $\mu$ m or less, are very rare and account for very much less than 1 % of the thin sections.

The chemical composition of the tuff between the eleventh and twelfth Grüner seams is:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Ign <sup>n</sup> loss	Total
73,4	11,4	2,6	1,3	0,8	3,3	2,5	4,4	99,7

The high proportion of SiO<sub>2</sub> in the rock connects this to the rhyolite family, that is to a very acid volcanism which we know can be very explosive. This high silica content appears in the X-ray analyses as strong quartz peaks suggesting an elevated quartz content in the rock (\*\*). There is an apparent contradiction between the high proportion of quartz indicated by the X-ray analyses and the fact that this

(\*) A diffractogram of the tuff associated with the V seam of Carmaux (equivalent to the bed studied here) gives a comparable result but with a little more smectite (25 %).

(\*\*) This proportion has been valued approximately at 40 % by S. Caillère (in Bouroz et al., 1969).

quartz is practically invisible under the microscope.

The presence of a phantom quartz in the cinérites and tonsteins had already been suggested (Bouroz, 1965; Prouvost et al., 1969) but the problem has only been resolved thanks to Louis Bougnères work unfortunately interrupted in 1978 (\*\*\*) .

Bougnères, who had studied the Carboniferous cinérites for a long time with one of us (A. B.), was interested on the other hand in the problem of the origin of miners' silicosis. Against the failure of the initiated silicosis experiments made in different laboratories in France and abroad on animals and with quartz of any origin, Bougnères had the fundamental intuition to think that miners' silicosis could be caused by microcrystalline quartz in the tuffs. To try to show this, he established statistics for the French basins on the percentage of the recognised silicosis cases in relation to the tonnage exploited in the beds, either containing or not containing cinérites. Briefly we give here the essentials of the Bougnères work (for the details, you need to refer to his posthumous thesis).

In the Provence Basin where the coal (dark lignite) was deposited in limestone or marl, and where there are no cinerites, miners' silicosis does not exist. On the other hand, in the Messeix Basin two beds of coal were exploited in 1963 situated below the Amélie Seam. They are referred to as the first and second beds below the Amélie Seam. The roof of the second bed consists of a 5-6 m of a type I cinérite, which is the equivalent in Messeix of the cinérite between the eleventh and twelfth Grüner Seams at Saint-Etienne (fig. 3; fig. 4b). After extraction of the coal and collapse of the roof, that is of cinérite behind the working face, the atmosphere was filled with dust. Figure 5 demonstrates the connection between the gradual extraction of this bed and the appearance and increase in the number of cases of miners' silicosis. In detail the two trends are closely parallel but with a six year's offset, representing the necessary time for the evolution and appearance of pathological signs of the disease.

(\*\*\*) Louis Bougnères died in 1978, before the completion of his work. Because of the importance of his results and to recognise his initiation of them, a posthumous doctor's thesis has been compiled from the manuscripts he left (Bougnères, 1979).

très importante car elle démontre la possibilité de néoformation primaire directe de ce genre d'illite à partir des verres volcaniques dans des conditions de diagenèse précoce. Il faut ajouter que dans cette cinérite, on n'observe pratiquement en lame mince, que des échardes d'origine vitroclastique et, plus rarement, des lapilli d'accrétion ; les quartz et les feldspaths, de l'ordre de la vingtaine de micromètres ou moins, sont très rares et représentent bien moins de 1 % de la surface totale des lames minces étudiées.

La composition chimique de cette cinérite est la suivante :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Perte au feu	Total
73,4	11,4	2,6	1,3	0,8	3,3	2,5	4,4	99,7

La très forte proportion de SiO<sub>2</sub> dans la cinérite rattache celle-ci à la famille des rhyolites, c'est-à-dire à un volcanisme très acide dont on sait qu'il peut être fortement explosif. Cette très forte proportion de silice cristallisée se manifeste dans les analyses aux rayons X par la présence des raies du quartz d'une netteté et d'une intensité telles qu'elles postulent la présence d'une proportion élevée de ce minéral dans la roche (\*): on se trouve donc en présence d'une contradiction évidente entre la proportion élevée de quartz indiquée par l'analyse aux rayons X et le fait que ce quartz est pratiquement invisible au microscope optique.

La présence d'un quartz "fantôme" dans les cinérites et les tonsteins avait déjà été suggérée antérieurement (Bouroz, 1965 ; Prouvost et al., 1969), mais le problème n'a été véritablement résolu que grâce aux travaux de Louis Bougnères, malheureusement interrompus en 1978 (\*\*).

Bougnères, qui avait étudié longuement avec l'un de nous (A.B.) les cinérites du Carbonifère, s'intéressait d'autre part au problème de l'origine de la silicose des mineurs. Devant l'insuccès des expériences de silicose provoquée faites en divers laboratoires, tant en France qu'à l'étranger, sur des animaux et avec des quartz d'origine quelconque, Bougnères eut l'intuition

(\*) Cette proportion a été évaluée approximativement à 40 % par Caillère (in Bourouz et al., 1969).

(\*\*) Louis Bougnères est décédé en 1978 avant d'avoir pu terminer ses travaux. Devant l'importance de leurs résultats et pour lui en reconnaître la paternité, une thèse posthume de doctorat a été rédigée d'après les manuscrits qu'il avait laissés (Bougnères, 1979).

fondamentale de penser que la silicose des mineurs pouvait être provoquée par les quartz microcristallins des cinérites ; pour essayer de le démontrer, il fit établir des statistiques dans les bassins français sur le pourcentage des cas reconnus de silicose par rapport aux tonnages exploités dans des couches contenant ou non des cinérites. Nous résumerons ici l'essentiel des travaux de Bougnères (pour le détail, on voudra bien se reporter à sa thèse posthume).

Dans le bassin de Provence où le charbon (lignite noir) s'est déposé en milieu calcaire ou marno-calcaire et où il n'y a pas de cinérite, la silicose des mineurs n'existe pas. Par contre, dans le bassin de Messeix, on avait exploité à partir de 1963 deux couches de charbon situées au mur de la couche Amélie, appelées 1<sup>re</sup> et 2<sup>e</sup> Bandes au mur d'Amélie ; le toit de la 2<sup>e</sup> Bande est constitué par 5 à 6 m d'une cinérite de type I, qui est l'équivalent à Messeix, de la cinérite entre 11<sup>e</sup> et 12<sup>e</sup> Grüner à Saint-Etienne (fig. 3 ; fig. 4 b) ; après abatage du charbon, on provoquait l'effondrement du toit, c'est-à-dire de la cinérite, par foudroyage à l'arrière des chantiers, ce qui entraînait l'empoussiérage de l'atmosphère de ceux-ci. La fig. 5 est démonstrative du lien existant entre la mise en exploitation graduelle de cette couche et l'apparition et l'augmentation du nombre de cas de silicose chez les mineurs : les deux courbes ont un parallélisme étroit jusque dans le détail, avec un décalage de six années, représentant le temps nécessaire à l'évolution et à l'apparition des manifestations pathogènes de la maladie.

Devant ces résultats significatifs, Bougnères fit les remarques suivantes :

1<sup>o</sup> Les travaux de Prouvost et Ponchelle montrent l'existence, dans les cinérites et les tonsteins d'origine volcanique, d'un quartz submicroscopique dont la taille est de l'ordre du micromètre ; en tenant compte de l'existence de quartz visibles au microscope optique, « il ne semble pas, et ceci est important, que la distribution des quartz soit homogène dans l'échelle des dimensions ; nous avons au contraire deux groupes distincts » (Prouvost et Ponchelle, 1969).

2<sup>o</sup> Le quartz submicroscopique n'est pas d'origine volcanique : « il ne peut provenir de l'explosion qui a donné le quartz visible au microscope car il n'est pas possible d'envisager le dépôt conjoint de deux cendres volcaniques

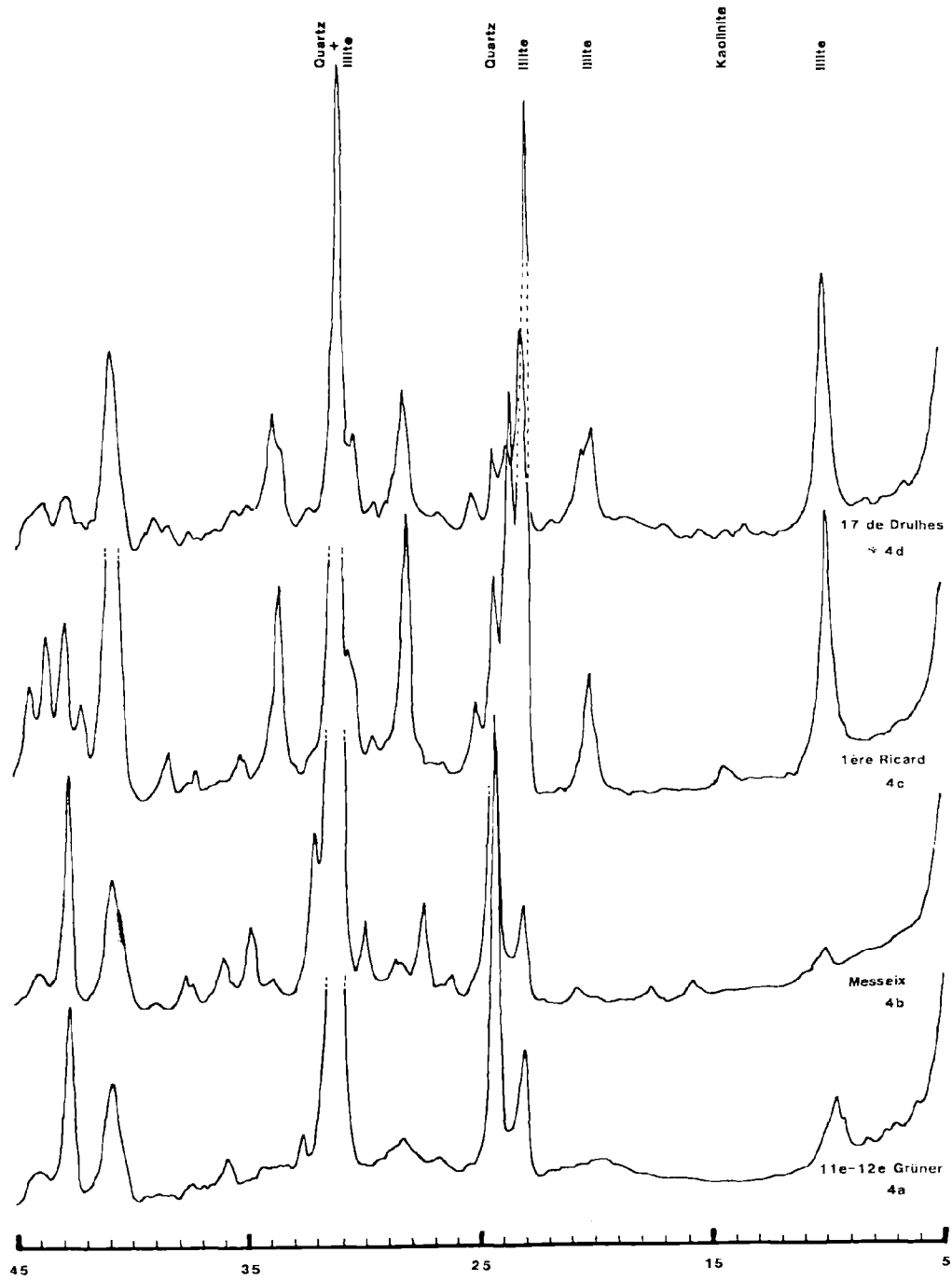


Fig. 4. — Diffractogrammes X de cinérites. — Co  $K\alpha$ , poudres séchées à l'air, sans traitement.  
 Fig. 4. — Cinérites X ray diffractograms. — Co  $K\alpha$ , air dried powders, without treatment.

de granulométrie et d'origine différentes sans défier les lois de la probabilité ».

3° Le quartz submicroscopique n'est pas d'origine exogène (détritique) car les analyses des cinérites montreraient dans ce cas, un enrichissement en silice par rapport au chimisme des laves concomitantes. Or, il en est tout autrement et un appauvrissement en silice par rapport aux compositions des roches volcaniques est le cas le plus général (Bouroz *et al.*, 1969).

4° Le quartz submicroscopique ne peut être qu'authigène, c'est-à-dire résultant de la cristallisation d'une silice secondaire issue des éléments minéraux des cinérites. La seule transformation minérale susceptible de fournir un excédent de silice est celle des produits d'altération du verre volcanique en minéraux argileux moins riches en silice que le verre volcanique. Ce quartz authigène aura donc la même fréquence que les minéraux argileux eux-mêmes ; dans toute cinérite du Houiller renfermant des minéraux argileux, la présence du quartz authigène est constante. Son abondance dépend à la fois de l'acidité du verre volcanique et de la nature des minéraux argileux néoformés.

A ce quartz authigène, Bougnères (dont nous venons de reproduire l'essentiel de ses idées) a donné le nom de *quartz néogénique* et l'a défini ainsi : *Le quartz néogénique des cinérites du Houiller est un quartz authigène dont la présence est constante dans ces niveaux. Il représente la silice excédentaire libérée par la formation des minéraux argileux à partir des produits d'altération des verres volcaniques* (Pl. I, fig. 5).

Il restait à visualiser ce quartz néogénique. Des analyses d'une cinérite de Brassac (France), faites au microanalyseur ionique (laboratoire de volcanologie du Professeur Brousse, Faculté d'Orsay), ont mis en évidence des plages de quartz dont les dimensions varient entre 1 et 4 micromètres. D'autre part, des analyses faites au laboratoire de minéralogie de la Faculté de Lille avec un microscope électronique à haute résolution, ont permis à Ponsolle et Prouvost de mettre en évidence dans les tonsteins Patrice et Laurence (bassin du Pas-de-Calais, France) la présence de fibres de quartz : "...accompagnant les plaquettes transparentes de kaolinite, on trouve de très petites fibres dont les dimensions se situent autour de quelques dixièmes

de micromètre en longueur et de quelques centièmes en largeur" (Ponsolle *et al.*, 1980) : il s'agit là du *quartz néogénique* de Bougnères.

En résumé, dans leur état actuel et à condition qu'elles n'aient pas subi d'action pédogénétique, les cinérites de type I que nous avons étudiées se composent d'une accumulation de matériaux d'origine volcanique dans laquelle les minéraux primaires issus du volcan (quartz, feldspaths) constituent généralement une quantité très faible par rapport à l'ensemble. L'essentiel des cinérites potassiques de type I est constitué par deux fractions, l'une, la plus importante, composée de néoformations de minéraux argileux (phyllites à 10Å incluses dans les volumes des anciens verres), l'autre, composée de quartz néogénique en fines aiguilles microcristallines, provenant de la cristallisation de la silice en excès contenue dans les verres ; ces deux néoformations sont concomitantes (\*).

L'évolution ultérieure des néoformations phylliteuses des cinérites de type I dépendra des conditions physico-chimiques et écologiques auxquelles elles seront soumises dans leur milieu de dépôt. Si une cinérite de type I subit une pédogénèse et un lessivage prolongés (absorption des ions K<sup>+</sup> et Na<sup>+</sup> par les végétaux), les phyllites à 10 Å potassiques se transformeront plus ou moins complètement d'abord en leverriérite (Pl. VII, fig. 4), puis en phyllites à 7 Å (kaolinite) pour aboutir finalement à de la kaolinite pure ; on se trouve alors en présence de *Kristalltonstein* dont l'origine volcanique peut ne plus être évidente au microscope optique, mais reste indiscutable quand il est possible d'établir la corrélation de ce genre de niveau entre des bassins différents.

Pour mettre en évidence l'importance de l'action pédogénétique sur ce qui était originellement des cinérites, nous donnerons les compositions chimiques de quelques tonsteins du bassin du Nord - Pas-de-Calais (France).

Il s'agit d'abord du tonstein Laurence, qui se trouve inclus dans une couche de houille à l'ouest du bassin mais s'est déposé parfois dans une séquence stérile, juste au toit d'une couche (après subsidence partielle), à l'est. Les

(\*) Bien entendu, si la cinérite originelle est calcosodique, ce sont des phyllites à 7 Å (kaolinite) qui se formeront.



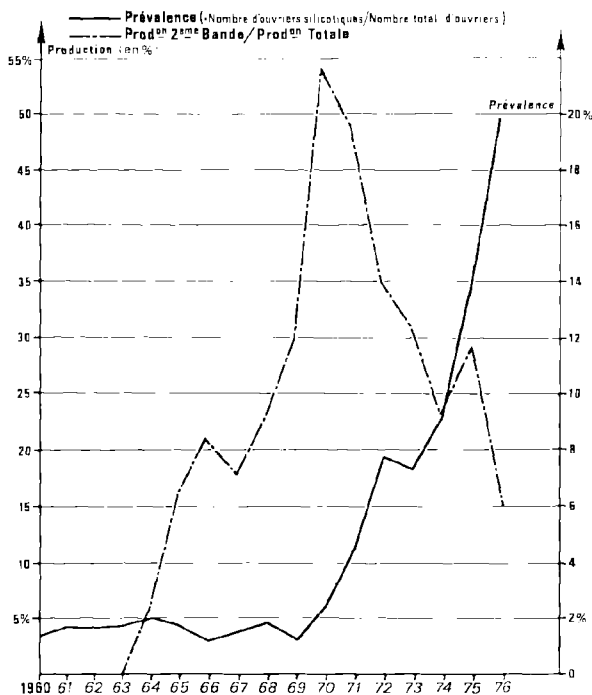


Fig. 5. — Mines de Messeix.

Relation entre exploitation d'une couche à cinérite et silicose des mineurs (d'après Bougnères, 1979).

Fig. 5. — Mines of Messeix.

Relationship between exploitation of a coal with a cinérite and silicosis of the miners (after Bougnères, 1979).

In view of these important results, Bougnères made the following observations :

1° The work of Prouvost and Ponchelle show the existence in cinérites and volcanic tonsteins of submicroscopic quartz, of the order of  $1\ \mu\text{m}$ , together with quartz visible in the optical microscope " It does not seem, and this is important, that the quartz distribution is homogeneous with respect to grain size, we have on the other hand two distinct groups " (Prouvost and Ponchelle, 1969).

2° The submicroscopic quartz is not of volcanic origin : " It cannot come from the explosion which produces the quartz visible under the microscope for it is not possible to imagine the deposit consisting of two volcanic ashes of

different grain size and origin without defying the laws of probability ".

3° The submicroscopic quartz is not exogenic (detrital) in origin for the cinérite analyses would show an enrichment in silica relative to the concomittant lavas. It is in fact otherwise and impoverishment in silica relative to the volcanic rocks is the general case (Bouroz et al., 1969).

4° The submicroscopic quartz can only be authigenic, that is resulting from the crystallisation of secondary silica coming from the minerals of the cinerite. The only mineral transformation which may well supply a surplus of silica is that produced by the changing of the volcanic glass into a clay mineral less rich in silica than the volcanic glass. This authigenic quartz will then be as frequent as the clay minerals themselves. In all cinérites from within coal seams there is a constant presence of authigenic quartz. Its abundance depends both on the acidity of the volcanic glass and on the nature of the neoformed clay minerals.

To this authigenic quartz, Bougnères (whose essential ideas we have just reproduced) has given the name of neogenic quartz and defined it thus :

Neogenic quartz of the coal measures cinérites is an authigenic quartz which is ever present in these beds. It represents the silica released by the formation of the clay minerals produced by the alteration of volcanic glass.

It remains to describe this neogenic quartz. Analysis of a cinérite from Brassac (France) made by ion-probe (volcanic laboratory of Prof. Brousse, Faculty of Orsay) showed a range of quartz with the dimensions varrying from  $1-4\ \mu\text{m}$ . In addition, analyses made in the mineralogy laboratory of the University of Lille with a high resolution electron microscope enabled Ponsolle and Prouvost to show that in the Patrice and Laurence tonsteins (Pas-de-Calais Basin, France) quartz fibres are present "...accompanying the transparent plates of kaolinite one finds very small fibres whose dimensions are around a few tenths of a micrometer in length and a few hundredths in width" (Ponsolle et al., 1980). This is the neogenic quartz of Bougnères.

In summary, in their present state and provided that they did not undergo pedogenic action, cinérites of type 1 studied by us are

compositions chimiques en sont les suivantes (Alexanian, 1959) :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Ouest:	53	42	1,0	2,5	0,1	0,8	1,53	0,5
Est:	71	22	1,0	2,3	0,1	1,6	3,22	0,65

L'importance de l'action pédogénétique se traduit par une diminution de moitié des proportions de K<sub>2</sub>O et de MgO et une baisse importante de la proportion de SiO<sub>2</sub>.

Les analyses des deux autres tonsteins du bassin du Pas-de-Calais confirment ce qui précède. Il s'agit des tonsteins Maxence et Espérance, inclus tous deux en couche de houille (Alexanian, 1959) :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Maxence:	52	38	0,72	1,3	0,4	0,7	0,25	0,45
Espérance:	53	41	0,95	1,0	0,2	0,2	0,17	0,30

Ces deux tonsteins, inclus dans des couches de charbon autochtone, ayant donc subi une pédogenèse prolongée, présentent de ce fait des teneurs en K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O très faibles, très inférieures à ce que sont ces teneurs dans une cinérite peu altérée comme celle dont nous avons donné l'analyse plus haut (cinérite entre 11<sup>e</sup> et 12<sup>e</sup> Gruner, Saint-Etienne). La comparaison des teneurs est significative :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Cinérite 11 <sup>ème</sup> -12 <sup>ème</sup> Gruner:	73,4	11,4	3,3	2,5
Maxence.....	52	38	0,25	0,45
Espérance.....	53	41	0,17	0,30

et pourtant l'origine volcanique des tonsteins Maxence et Espérance est incontestable puisqu'on les retrouve dans le bassin de Sarre-Lorraine (Maxence = T3 et Espérance = T4), où ils présentent le faciès type II à cause du granoclassement intervenu entre les deux bassins (Bouroz, 1967). C'est donc bien l'action pédogénétique qui est responsable des différences constatées, comme dans le cas du tonstein Laurence.

## 2) Les cinérites de type II.

Les cinérites de type II (Pl. III, fig. 3 et 4 ; Pl. IV, fig. 1 à 4 ; Pl. V, fig. 1 et 2) se distinguent de celles de type I par la présence, évidente au microscope optique, de quartz et de feldspaths sous forme macrocristalline, d'éléments anguleux de felsites et, plus rarement, de biotites plus ou moins altérées ; l'ensemble de ces macro-éléments peut représenter jusqu'à 60 %

du champ d'une lame mince, le reste étant constitué par une accumulation de fins débris de verres volcaniques en tous points comparables à ce qu'on observe dans les cinérites de type I. Les proportions relatives variables des divers macro-éléments d'une cinérite à l'autre, sont l'indice d'une variation du chimisme lui-même, qui devient moins acide que dans le type I (laves correspondant au type II : rhyodacite, dacite, trachyandésite, exceptionnellement rhyolite). Au-delà d'une certaine épaisseur, le dépôt de ce genre de cinérite entraîne un granoclassement donnant l'impression d'une cinérite de type I reposant sur une cinérite de type II.

Les caractéristiques pétrographiques et physico-chimiques des cinérites de type II sont les suivantes :

### a) Aspect macroscopique.

Roche blanchâtre ou beige ressemblant aux cinérites de type I, mais présentant une granulométrie moins fine ; sur cassure fraîche, la roche paraît très rugueuse au toucher. L'épaisseur de ce type de cinérite n'excède généralement pas quelques décimètres.

### b) Aspect microscopique.

*Eléments fondamentaux* : quartz d'origine typiquement volcanique, analogues à ceux du type I, mais de dimensions plus grandes (Pl. IV, fig. 1, 2, 3).

Orthoclases et plagioclases parfois très abondants, présentant soit une bonne conservation ou bien des degrés d'altération plus ou moins poussés (Pl. III, fig. 4).

Eléments anguleux de felsites, parfois très abondants (Pl. IV, fig. 1, 2, 3).

*Eléments accessoires* : Biotites paraissant parfois très fraîches ou bien présentant des degrés d'altération divers.

Eléments vitroclastiques identiques à ceux du type I ; bulles parfois abondantes (Pl. III, fig. 4), le tout constituant un fond enrobant les éléments fondamentaux et présentant tous les stades d'altération phylliteuse décrits à propos du type I.

*Eléments rares* : Petits cristaux d'apatite et de zircon (Pl. I, fig. 6 ; Pl. IV, fig. 3).

Les variations de composition parmi les cinérites de type II peuvent être très gran-

composed of an accumulation of volcanic materials in which the primary minerals ejected from the volcano (quartz, feldspars), generally constitute a negligible fraction of the whole. Essentially, Type I potassic cinérites consist of two fractions, one — the most important — consist of neoformed clay minerals (10Å clays enclosed in fragments of ancient glass) and the other made up of neogenic quartz in fine microcrystalline needles, derived from the crystallisation of the excess silica contained by the glass. These two neoformations occur together (\*).

Subsequent evolution of the neoformed clays in Type I cinérites will depend on the ecological and physical-chemical conditions to which they were subjected in their place of deposition. If a Type I cinérite undergoes a pedogenesis and a prolonged leaching (an extraction of  $K^+$  and  $Na^+$  ions by the vegetation) the 10Å potassic clay will transform, more or less completely at first into leverriérite (Pl. VII, fig. 4) later into a 7Å clay (kaolinite) to finally produce a pure kaolinite. This is then a Kristalltonstein, whose volcanic origin is no longer evident under the optical microscope, but unquestionably volcanic when these beds can be correlated between different basins.

To show the importance of the pedogenetic action on what were originally cinérites, we give the chemical composition of several tonsteins from the Pas-de-Calais Basin (France).

First of all the Tonstein Laurence, which is found in a coal seam in the west of the coal-field, but in the east it occurs in a sterile sequence just above a coal (after partial subsidence). The chemical composition are as follows (Alexanian, 1959) :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
West:	53	42	1,0	2,5	0,1	0,8	1,53	0,5
East:	71	22	1,0	2,3	0,1	1,6	3,22	0,65

The importance of the pedogenic action is shown by a reduction of half of the  $K_2O$  and  $MgO$  proportions and an important reduction in the proportion of  $SiO_2$ .

The analyses of two other tonsteins of the Pas-de-Calais Coalfield confirm the above. It concerns Maxence and Espérance Tonsteins,

(\*) Of course if the original cinérite is calcic-sodic, the neoformation which occurs is 7Å clay (kaolinite).

both of which occur in coal seams (Alexanian, 1959) :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Maxence:	52	38	0,72	1,3	0,4	0,7	0,25	0,45
Espérance:	53	41	0,95	1,0	0,2	0,2	0,17	0,30

These two tonsteins are included in autochthonous coal seams and have undergone prolonged pedogenic alteration. Demonstrating this fact are the low contents of  $K_2O$  and  $Na_2O$ , very much lower than in the little altered cinérite that we cited above (cinérite between the 11th and 12th Grüner seams, Saint-Etienne). The comparison of the concentrations is noteworthy :

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Cinérite 11 <sup>ème</sup> -12 <sup>ème</sup> Grüner:	73,4	11,4	3,3	2,5
Maxence.....	52	38	0,25	0,45
Espérance.....	53	41	0,17	0,30

and yet the volcanic origin of the tonsteins Maxence and Espérance is incontestable since they are also found in the Saar-Lorraine Coal-field (Maxence = T3 and Espérance = T4) where they occur as Type II facies because a grain size grading takes place between the two coal-fields (Bouroz, 1967). It is indeed pedogenic action which is responsible for the demonstrated differences, as in the case of the Laurence Tonstein.

## 2) The Cinérites of Type II.

The cinérites of Type II (Pl. III, fig. 3 and 4 ; Pl. IV, fig. 1-4 ; Pl. V, fig. 1 and 2) are distinguished from those of Type I by the presence, seen with the optical microscope, of quartz and feldspars in a macrocrystalline form, angular fragments of felsites and more rarely, biotites more or less altered. These macro-elements represent up to 60 % as seen down the microscope. The rest is made up of an accumulation of fine volcanic glass debris comparable in all respects with what is observed in Type I cinérites. The relative proportions of the macro-elements vary from one cinérite to another, they are an indication of the variation in the chemistry itself, which is less acid than Type I (lavas corresponding to type II are rhyodacite, dacite, trachyandesite and exceptionally, rhyolite). Beyond a certain thickness, the deposit of this kind of cinérite carries a grain size which gives the impression of a Type I cinérite resting on a Type II.

des et leur confèrent souvent au microscope un faciès pétrographique original, ce qui rend leur emploi très efficace pour résoudre les problèmes de corrélation ; par exemple, le tonstein T4 de la Sarre (épaisseur 70 cm, Westphalien C) présente en lumière naturelle et polarisée le faciès suivant : présence de petits quartz et de felsites, à l'exclusion de feldspaths (Pl. IV, fig. 1, 2, 3). Au contraire, une section dans une cinérite du Stérile de Ricard des Cévennes (épaisseur 28 cm, Stéphalien B) montre la présence de gros quartz éclatés, de felsites, mais aussi de grandes biotites très allongées (Pl. III, fig. 3).

### c) Résultats des analyses physico-chimiques.

Trois échantillons de cinérites de type II ont fait l'objet d'analyses physicochimiques : une cinérite potassique (cinérite au mur de la Couche XII de Saint-Florent, bassin des Cévennes, France), une cinérite calco-sodique (intercalaire en veine n° 11 de Bibai, bassin de l'Ishikari, Japon) et une cinérite ayant subi une très forte pédogenèse (tonstein Hermance, bassin du Pas-de-Calais, France).

La comparaison des résultats d'analyses montrera les différences entre les processus d'altération subis par ces cinérites, en relation avec leur composition chimique et suivant leur position dans le cycle sédimentaire au moment de leur dépôt.

#### 1) Cinérite au mur de la Couche XII de Saint-Florent (Cévennes, France).

Cette cinérite présente une épaisseur de 30 centimètres. Elle se trouve peu en dessous de la couche (voir fig. 6) et constitue la limite choisie entre les zones 2 et 3 (Stéphalien inférieur) de la série stratigraphique du bassin des Cévennes (Gras, 1970).

Du fait qu'elle s'est déposée en dessous de la profondeur limite de la vie végétale, en période d'allochtonie régnant dans cette partie du bassin (absence totale de sols de végétation et de radicelles dans la stampe contenant la Couche XII), le faible degré apparent d'altération de ses éléments constitutifs et notamment des nombreux feldspaths contenus, avait fait choisir cette cinérite pour réaliser une mesure d'âge absolu (Bouroz, Roques, Vialette, 1972), l'âge moyen mesuré s'est révélé être de 300 ± 10 MA.

### Couche XII de St. Florent

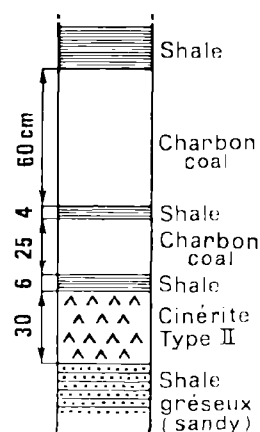


Fig. 6

La composition chimique de la cinérite est la suivante :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
62,5	19,0	2,7	0,75	2,35	0,60	4,10	0,75
TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Perte au feu		Total		
0,35	0,20	Trace	7,10		100,40		

Cette analyse montre que cette cinérite correspond au chimisme d'une rhyolite alcaline riche en potassium et en aluminium, avec une forte prédominance de K<sub>2</sub>O sur Na<sub>2</sub>O, ce qui déterminera la nature des néoformations phylliteuses.

En lame mince, on observe un fond d'éléments vitroclastiques brisés au milieu desquels des bulles entières, isolées ou soudées entre elles, sont abondantes (Pl. III, fig. 4). Les quartz et les feldspaths sont également abondants, ces derniers comportant quelques plagioclases mais surtout des orthoclases (sanidines et microclines), ce qui explique la forte teneur en K<sub>2</sub>O de l'analyse chimique. On observe également de rares biotites très altérées.

L'analyse aux rayons X donne un diagramme complexe, étant donné la richesse en éléments divers de cette cinérite. La phase phylliteuse est composée d'interstratifiés à 10 et 14Å, où les feuillets à 10Å (en partie magnésiens) représentent de 80 à 90 % de l'ensemble ; il s'agit d'un mélange de biotite, d'illite 1M et d'un peu

The petrographic and chemical characteristics of the Type II cinérites are as follows :

a) Appearance in Hand Specimen.

White or beige rock resembling Type I cinérites but coarser grained. On the freshly broken surface, the rock is rough to the touch. This type of cinérite generally does not exceed a few decimetres in thickness.

b) Appearance under the Microscope.

Fundamental components : quartz, typically of volcanic origin, analogous to those of Type I, but much larger (Pl. IV, fig. 1, 2, 3).

Orthoclase and plagioclase occasionally very abundant, showing either good conservation or else varying degrees of alteration (Pl. III, fig. 4).

Angular grains of felsite, occasionally very abundant (Pl. IV, fig. 1, 2, 3).

Accessory components : biotites appear occasionally very fresh or with variable alteration.

Vitroclastic grains identical to those of Type I ; bubbles sometimes abundant (Pl. III, fig. 4) all enclosing the fundamental grains and showing all stages of clay alteration described in Type I.

Rare components : small crystals of apatite and zircon (Pl. I, fig. 6 ; Pl. IV, fig. 3).

The variation in the composition of Type II cinérites can be very great, which often gives them a distinctive petrographic appearance, thus making them very good for resolving correlations problems. For example, the Tonstein T4 of the Saar (thickness 40 cm, Westphalian C) is distinctive in natural and polarised light because of the presence of small quartz and felsite grains and the absence of feldspars (Pl. IV, fig. 1, 2, 3). On the other hand, a section of a cinérite from the Stérile of Ricard, Cévennes (thickness 28 cm, Stephanian B) shows the presence of large broken quartz grains, and felsites ; but also large very elongate biotites (Pl. III, fig. 3).

c) Results of the Chemical Analyses.

Three cinérite samples of Type II have been chemically analysed : a potassic cinérite (cinérite from the floor of Seam XII, Saint-Florent, Cévennes Basin, France), a calcic-sodic cinérite

(interbedded in Seam No. 11, Bibai, Ishikari Basin, Japan) and a cinérite which has undergone intense pedogenesis (Hermance Tonstein, Pas-de-Calais Coalfield, France).

Comparing the analytical results will show the differences between the alteration processes undergone by the cinérites in relation to their chemical composition and with respect to their position in the sedimentary cycle at the time of deposition.

1) Cinérite from the Floor of Seam XII, Saint-Florent (Cévennes, France).

This cinérite is 30 cm thick. It occurs a little below the seam (fig. 6) and has been chosen as the boundary between Zones 2 and 3 (Lower Stephanian) of the stratigraphic succession in the Cévennes Basin (Gras, 1970).

From the fact that it was deposited below the limiting depth for vegetation growth in the allochthonous period in this part of the basin (total absence of soils and of rootlets in the sequence containing the XII Seam) the slight alteration experienced by the constituents, and notably the numerous feldspars made this cinérite a choice for absolute age determinations (Bouroz, Roques, Vialette, 1972). The average age was found to be  $300 \pm 10$  Ma.

The chemical composition of the cinérite is as follows :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
62,5	19,0	2,7	0,75	2,35	0,60	4,10	0,75
TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Ign <sup>n</sup> loss		Total		
0,35	0,20	Trace	7,10		100,40		

This analysis show that the cinérite corresponds to the composition of an alkali rhyolite rich in potassium and aluminium with a predominance of K<sub>2</sub>O over Na<sub>2</sub>O which will determine the nature of the clay neoformation.

In thin section, one sees broken vitroclastic fragments in the middle of which bubbles are common, isolated or fused together (Pl. III, fig. 4). Quartz and feldspars are equally abundant, the latter composed of some plagioclases but mainly orthoclase (sanidine and microcline) which explains the high concentration of K<sub>2</sub>O in the chemical analyses. Also are seen rare biotites very much altered.

de smectite : la biotite est présente en lame mince sous forme très altérée, quant à l'illite 1M, elle s'observe sous forme de fines lamelles néoformées à l'intérieur des parois des bulles et des éléments vitroclastiques brisés, constituant des empilements à teintes de biréfringence du deuxième ordre. Ces néoformations à partir des verres sont en tous points identiques à celles qui ont été décrites à propos des cinérites de type I.

*On observe donc que l'altération en eau profonde, d'une cinérite potassique de type II conduit essentiellement à la néoformation d'illite 1M à partir des verres volcaniques.*

Comme dans les cinérites de type I, ces néoformations doivent s'accompagner de l'apparition de quartz néogénique mais l'abondance des éléments constitutifs et leur variété ne permet pas ici d'en calculer la proportion. Quant à la kaolinite, elle est totalement absente, aussi bien optiquement qu'à la diffractographie X.

## 2) Cinérite dans la couche n° 11 de Bibai (Hokkaido, Japon).

Cette cinérite se présente sous forme d'un intercalaire de 3 cm d'épaisseur, de couleur blanche, d'aspect granuleux fin mais avec un léger granoclassement (la grosseur des grains est variable mais toujours inférieure à 0,5 mm). L'épaisseur en est très régulière et son contact au charbon, net et sans interpénétration.

Elle est massive, à cassure conchoïdale et sans aucune schistosité, ce qui la différencie des autres intercalaires de la couche qui sont foncés ou noirs avec de nombreux filets de charbon inclus. De plus, il y a absence totale de radicules et de sols de végétation dans la série stratigraphique (charbons allochtones d'eau profonde, comme dans beaucoup de bassins japonais ; Bouroz, 1962).

En lame mince, plus de 60 % du champ est constitué par des fragments anguleux de plagioclases présentant, pour ceux qui ne sont pas trop altérés, la mâcle de l'albite ; plus rarement, l'élément feldspathique se présente en nodules constitués par un agrégat de fines aiguilles enchevêtrées de feldspath. Dans les cavernes provoquées par l'altération des feldspaths, on observe un remplissage de kaolinite microcristalline (Pl. V, fig. 1, 2) ; la majeure partie de la pâte est constituée par de la kaolinite microcristalline dans laquelle il y a quelques vermicules de kaolinite en lamelles empilées normalement à l'allongement. On observe aussi quelques petites plages de calcite (altération de l'anorthite) ; quant au quartz, il est pratiquement absent (moins de 1 % du champ des lames minces).

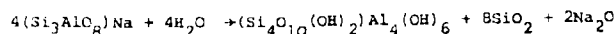
La composition chimique est la suivante :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P. au feu	Total
55	21	Trace	0,5	1,6	6,2	0,30	5,15	10,2	100,27

L'analyse aux rayons X (Bouroz, 1965) a montré la prédominance de labrador et la présence de quartz, de kaolinite et d'un peu d'hydrobiotite (illite 1M). Compte tenu de l'analyse chimique, on peut évaluer approximativement la composition de la cinérite comme suit :

Plagioclase (labrador) ..	> 60 %
Quartz .....	15 %
Kaolinite .....	15 %
Hydrobiotite .....	< 5 %

La présence de 15 % de quartz, c'est-à-dire de silice cristallisée, alors que ce quartz est pratiquement indécélable au microscope optique, indique qu'il doit s'agir de quartz néogénique formé aux dépens du labrador en même temps que la kaolinite. On sait que l'albite, [Si<sub>3</sub>AlO<sub>8</sub>]Na, un des composants du labrador, s'altère suivant la formule (Brousse, 1975) :



c'est-à-dire qu'après évacuation de 2Na<sub>2</sub>O dans les eaux circulant dans la roche, on peut résumer l'altération de l'albite par le schéma suivant :



On arrive à un schéma analogue en ce qui concerne l'autre constituant du labrador, l'anorthite [Si<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>O<sub>8</sub>]Ca, à ceci près que le CaO reste dans la roche sous forme de CO<sub>3</sub>Ca grâce à la présence de CO<sub>2</sub> dissous dans les eaux de circulation (la présence de plages de calcite a effectivement été constatée dans les lames).

*On constate donc qu'en eau profonde, une cinérite calco-sodique de type II s'altère normalement par néoformation de kaolinite, de quartz et de calcite.*

X-ray analyses give a complex picture, expressing the high concentrations of diverse elements in this cinérite.

The clay component is made up of interstratified 10Å-14Å layers where the 10Å layers (partly magnesium) constitute 80-90% of the whole. There is a mixture of biotite, 1M illite and a small amount of smectite. In thin section the biotite shape is very changed, and the 1M illite occurs as fine neoformed lamellae in the interior of the bubble walls and in the broken vitroclastic elements producing aggregates with second order interference colours. These neoformations from the glasses are identical in all respects to those described in the Type I cinérites.

One observed that in deep water the volcanic glass in a potassic cinérite of Type II alters essentially to neoformed 1M illite.

As in the Type I cinérites the neoformations must be accompanied by the appearance of neogenic quartz, but it is not possible to calculate its proportion because of the variation in the abundance and variety of the essential elements. Kaolinite is totally absent both optically and by X-ray diffraction.

## 2) Cinérite in the 11th Seam of Bibai, Hokkaido (Japan).

This cinérite is present within the seam and is 3 cm thick. It is white in colour and has a fine grained aspect, but with fine graded bedding (the size of the grains is variable but always less than 0.5 mm). The thickness is constant and the contacts with the coal are sharp. It is massive, with a conchoidal fracture and without fissility, which distinguishes it from other interbedded sediments. These are also darker or black with numerous coal inclusions. Furthermore there is a total absence of rootlets and soils in the stratigraphic succession (deep water allochthonous coals as in many of the Japanese basins, Bouroz, 1965).

In thin section, more than 60% is composed of angular fragments of plagioclases in which the albite twin can be seen if the alteration is not too extreme. More rarely the feldspathic element shows itself in nodules built up by aggregate of fine needles entangled with feld-

spar. In spaces caused by the feldspar alteration there is an infilling of microcrystalline, kaolinite (Pl. V, fig. 1, 2). The biggest part of the mixture is made up of microcrystalline kaolinite in which there are several vermicules of kaolinite with flakes stacked normal to the elongation. There are also small bands of calcite (alteration of anorthite) and quartz is practically absent (less than 1% in thin section).

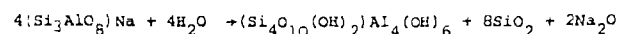
The chemical composition is as follows :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Ign <sup>n</sup> less	Total
55	21	Trace	0,5	1,6	6,2	0,30	5,15	10,2	100,27

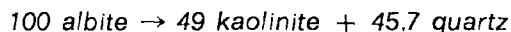
X-ray analyses have shown (Bouroz, 1965) the predominance of labradorite and the presence of quartz, kaolinite and a little hydrobiotite. From the chemical analysis the approximate composition of the cinérite is :

Plagioclase (labradorite)	> 60 %
Quartz	15 %
Kaolinite	15 %
Hydrobiotite	< 5 %

The presence of 15% quartz, that is of crystallised silica, which is practically indistinguishable in the optical microscope, indicates neogenic quartz formed from labradorite at the same time as the kaolinite. It is known that albite (Si<sub>3</sub>AlO<sub>8</sub>)Na one of the components of labradorite, alters according to the formula (Brousse, 1975) :



that is following the loss of 2Na<sub>2</sub>O in the circulating water in the rock, the alteration of albite may be summarised by the following scheme :



If one considers the other component of labradorite, anorthite (Si<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>O<sub>8</sub>)Ca, one arrives at an analogous scheme in which nearly all the CaO is retained in the rock in the form of CaCO<sub>3</sub>, thanks to the presence of CO<sub>2</sub> in the circulating water (the presence of bands of calcite was recorded in thin section).

We conclude that in deep water a calcisodic cinerite of Type II changes normally with the neoformation of kaolinite, neogenic quartz and calcite.

### 3) Tonstein Hermance (Bassin du Nord-Pas-de-Calais, France).

Le tonstein Hermance, comme tous les tonsteins contenus dans les couches de houille du grand bassin paralic du NW de l'Europe, s'est déposé en eau peu profonde, dans des conditions de pédogenèse intense (seuls les tonsteins de ce bassin déposés en eau profonde, c'est-à-dire immédiatement après une subsidence partielle importante, échappent à cette règle ; ils sont très peu nombreux).

Dans les lames minces du tonstein Hermance, le champ est presque entièrement constitué par des amas et des vermicules de kaolinite et par d'ancienne felsites entièrement microkaolinisées. Le quartz observable au microscope optique représente moins de 1 % du champ des lames.

La composition chimique du tonstein Hermance est la suivante (Alexanian, 1959) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Total
55	41	1,0	0,1	0,3	0,21	0,28	0,50	98,39

Une observation importante peut être faite à propos de cette analyse : la pédogenèse a fait descendre les proportions de Na<sub>2</sub>O et de K<sub>2</sub>O, respectivement à 0,21 et 0,28 %, c'est-à-dire à des proportions très inférieures à ce qu'elles sont dans les cinérites altérées en eau profonde (4,10 de K<sub>2</sub>O dans la couche XII de Saint-Florent et 5,15 de Na<sub>2</sub>O, couche n° 11 de Bibai) et ce n'est pas un cas isolé : sur 28 analyses effectuées sur des tonsteins du Pas-de-Calais (Alexanian, 1959), aucune ne donne de proportions de Na<sub>2</sub>O supérieures à 0,75 % et seules 5 analyses donnent une proportion de K<sub>2</sub>O supérieure à 1 %.

Dans l'analyse chimique, la silice et l'alumine représentent à elles deux 96 % de l'ensemble de la roche ; d'autre part, les 41 % d'alumine sont tous inclus dans la kaolinite puisqu'il n'y a pas d'autres phyllites observables et sont donc combinés à 48,3 % de silice (d'après la formule chimique de la kaolinite) ; si on tient compte de 1 % de quartz au maximum observable en lame mince, il reste dans le tonstein 55 — (48,3 + 1) = 5,7 % de silice qui pourraient représenter le quartz néogénique. Cette hypothèse est d'autant plus fondée que la présence du quartz néogénique vient d'être observée directement dans le tonstein Hermance ainsi que dans les tonsteins Patrice, Maurice,

Laurence et Florence du même bassin (Ponsolle et Prouvost, 1980).

Par comparaison avec les cinérites déposées en phase allochtone du cycle sédimentaire, on constate que la pédogenèse, par soutirage des ions K<sup>+</sup> et Na<sup>+</sup>, enrichit considérablement une cinérite en kaolinite et on peut tirer de cette observation, une conclusion très importante : *Quels que soient le type et la composition chimique originels des cinérites, l'action pédogénétique tend à faire disparaître les différences et à uniformiser le chimisme résiduel vers une kaolinisation presque complète. D'autre part, la présence de quartz néogénique est un phénomène à peu près général dans toutes les cinérites, même dans celles qui sont le plus altérées par la pédogenèse, ce qui tendrait à prouver que cinérites et tonsteins kaolinisés ont la même origine.*

Cependant, si les conditions d'altération d'une cinérite ont pu coïncider avec des possibilités de dissolution du quartz (teneur en H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> inférieure à 6 p.p.m. dans les eaux de circulation), la teneur en silice cristalline peut diminuer d'une façon importante (Fritz et al., 1973 ; Millot et al., 1977).

### 3) Les cinérites de type III.

Les cinérites de type III (Pl. V, fig. 3 et 4 ; Pl. VI, fig. 1 à 4 ; Pl. VII, fig. 1 à 4 ; Pl. VIII, fig. 1, 2, 4) se composent essentiellement d'une accumulation de cendres ou de lapilli plus ou moins anguleux de forme irrégulière ; il s'y ajoute du quartz d'habitus rhyolitique typique, des biotites et des ponces, l'ensemble de ces éléments étant enrobé dans des débris vitroclastiques.

#### a) Aspect macroscopique.

Roche de couleur beige, grise ou brune ; elle peut être noire si elle est chargée de matières humiques (dépôt à l'intérieur d'une couche). Les cinérites de type III ne sont pas fréquentes et ceci est dû vraisemblablement au fait qu'elles dérivent d'un volcanisme moins acide dont on sait que les manifestations explosives sont moins fréquentes et moins fortes que celles des volcans à chimisme rhyolitique.

Les cinérites de type III présentent fréquemment un granoclassement très net (Pl. VI, fig. 1 et 2) mais elles peuvent aussi présenter une texture homogène fine : avec l'augmentation de



### 3) Hermance Tonstein (Pas-de-Calais Coalfield, France).

The Hermance Tonstein, like all the tonsteins contained in coals in the major paralic basin of NW Europe, was deposited in shallow water in conditions of intense pedogenesis (only those tonsteins in that basin, which were deposited after an important partial subsidence are exceptions to this rule ; they are few in number).

In the thin sections of the Hermance Tonstein, the field of view is almost entirely made up of masses and vermicules of kaolinite and by ancient feldspars entirely kaolinised. The observable quartz is less than 1 %.

The chemical composition is as follows (Alexanian, 1959) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Total
55	41	1,0	0,1	0,3	0,21	0,28	0,50	98,39

The most important observation that we can make about this analysis is that pedogenesis has reduced the proportion of Na<sub>2</sub>O and of K<sub>2</sub>O to 0.21 and 0.28 % respectively, that is very much lower proportions than in cinerites altered in deep water (4.10 % K<sub>2</sub>O in the Seam XII of Saint-Florent and 5.15 % of Na<sub>2</sub>O, bed No. 11 of Bibai). This is not an isolated case : of 28 analyses carried out on Pas-de-Calais tonsteins (Alexanian, 1959) none give proportions of Na<sub>2</sub>O greater than 0.75 % and only 5 analyses give a proportion of K<sub>2</sub>O greater than 1 %.

In chemical analyses, silica and alumina together represent 96 % of the whole of the rock ; on the other hand, the 41 % of alumina is all included in the kaolinite, since no other clay minerals were observed, and is therefore equivalent to 48.3 % of silica (based on the chemical formula of kaolinite), if there is not more than 1 % quartz observed in thin section, there remains in the tonstein 55 — (48.3 + 1) = 5,7 % of silica which could represent the neogenic quartz. This hypothesis is substantiated by the recent record of neogenic quartz in the Hermance Tonstein and also in the Patrice, Maurice, Laurence and Florence Tonsteins of the same basin (Ponsolle and Prouvost, 1980).

By comparison with the cinerites deposited in the allochthonous phase of the sedimentary cycle, we realise that the pedogenesis, by lea-

ching K<sup>+</sup> and Na<sup>+</sup> ions, enriched considerably an ash in kaolinite and one can draw from this a very important conclusion : whatever the original type and chemical composition of the cinerites, pedogenetic action tends to make the differences disappear and to achieve a uniform residual chemistry corresponding to an almost complete kaolinisation. On the other hand, the presence of neogenic quartz is an almost general phenomena in all the cinerites even in those which are most altered by pedogenesis, which would tend to prove that cinerites and tonsteins have the same origin.

However, if the conditions of ash alteration coincide with possible dissolution of the quartz (concentration of H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> less than 6 p.p.m. in the circulating water) the content of crystalline silica will diminish in a very important fashion (Fritz et al., 1973 ; Millot et al., 1977).

### 3) The Cinerites of Type III.

The cinerites of Type III (Pl. V, fig. 3 and 4 ; Pl. VI, fig. 1-4 ; Pl. VII, fig. 1-4 ; Pl. VIII, fig. 1, 2, 4) are composed essentially of an accumulation of ashes and angular and irregular lapilli ; quartz of a typically rhyolitic habit, biotites and pumice. These constituents are enclosed in vitroclastic debris.

#### a) Appearance in Hand Specimen.

A rock beige, grey or brown in colour. It may be black if rich in humic substance (deposited within a coal seam). The cinerites of Type III are not frequent and that is probably due to the fact that they are derived from less acid volcanism, whose explosions are less frequent and weaker than those with a rhyolitic chemistry. Type III cinerites often show a very clear graded bedding (Pl. VI, fig. 1, 2) but they can also show a fine homogeneous texture, the further away from the emitting volcano, the finer the deposits are.

#### b) Appearance under the Microscope.

Fundamental Components :

1° In those with graded bedding :

Angular ash or lapilli, formed of microcrystalline material (ancient glass), with second order polarisation colours (Pl. VI, fig. 3).

la distance au volcan émetteur, les produits déposés sont de plus en plus fins.

b) *Aspect microscopique.*

*Eléments fondamentaux :*

1° Dans les niveaux à granoclassement :

Cendres ou lapilli anguleux, formés d'une substance microcristalline (anciens verres) polarisant dans les teintes du deuxième ordre (Pl. VI, fig. 3).

Quartz analogues à ceux des types I et II, mais pouvant présenter parfois des plages d'altération : dissolution suivie d'épigénisation) (Pl. I, fig. 2 ; Pl. VI, fig. 4).

Abondance de gros vermicules (jusqu'à 1 ou 2 mm de longueur), de phyllites en feuillets empilés, ces feuillets étant constitués soit par de l'illite 1M néoformée, soit par de la kaolinite, soit par un mélange épitaxique des deux (Pl. VII, fig. 4), suivant absence ou possibilité d'action pédogénétique sur la cinérite.

2° Dans les niveaux à texture fine :

Abondance de vermicules de phyllites néoformées : illite 1M, kaolinite, leverriérite, comme dans les niveaux à granoclassement (Pl. VIII, fig. 1 et 2).

*Eléments accessoires :*

1° Dans les niveaux à granoclassement :

Rares feldspaths plus ou moins altérés.

Eléments ferromagnésiens toujours très altérés.

Ponces et éléments vitroclastiques.

Biotites plus ou moins gonflées et altérées.

2° Dans les niveaux à texture fine :

Quartz aciculaires très petits.

Eléments vitroclastiques.

*Eléments rares :* zircon et apatite (dans les deux sortes de niveaux) (Pl. I, fig. 6).

c) *Résultats des analyses physico-chimiques.*

Nous analyserons successivement deux cinérites de type III, l'une dont l'altération n'a pas dépassé le stade de la néoformation de microphyllites en isovolume (cinérite au toit de la couche 17 de Saint-Jean, Cévennes), l'autre ayant subi des altérations différentes en deux points éloignés mais dans la même couche

(cinérite de la couche Olga de Lavabreille, Cévennes).

1) Cinérite de la couche 17 de Saint-Jean (Cévennes, France).

C'est une cinérite de 37 cm d'épaisseur, située dans le toit de la couche, qui est peu épaisse (fig. 7). Elle s'est déposée dans un toit, donc après une subsidence partielle ayant interrompu la formation du charbon et en dessous de la profondeur limite de la vie végétale. De ce fait, elle n'a pas subi de pédogenèse et en conséquence, son altération n'a pas été très poussée.

Au microscope, on observe essentiellement des quartz magmatiques et de nombreux lapilli anguleux à microphyllitisation en isovolume ; il s'y ajoute d'assez nombreuses biotites et des éléments ferro-magnésiens très altérés (Pl. V, fig. 3, 4).

L'analyse chimique donne la composition suivante :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Parte au feu	Total
55,0	18,2	7,6	1,9	2,2	5,5	0,2	9,6	100,2

La proportion élevée en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est due à la présence de biotites et de ferro-magnésiens assez abondants.

L'analyse aux rayons X montre les raies du quartz et celles d'une phyllite à 10Å. Au microscope optique, les quartz sont effectivement abondants ; quant aux lapilli, ils constituent l'essentiel de la roche et montrent une texture formée d'un agrégat de phyllites microcristallines à teintes de polarisation du deuxième ordre, mais l'extrême petitesse de ces phyllites exclut la possibilité d'un essai de détermination sur un élément cristallin pris isolément (\*).

La proportion relativement élevée de K<sub>2</sub>O indique que la matière vitreuse initiale des cendres devait correspondre à une prédominance d'orthoclases virtuels mais la dévitrification et l'altération des verres dans le milieu acide de la lagune houillère a conduit à la néoformation directe de phyllites à 10Å sans qu'on puisse admettre autre chose qu'une diagenèse précoce, les indices de teneur en matières volatiles des charbons de cette région du bassin

(\*) compte tenu de l'ensemble des analyses effectuées dans le cadre de cette étude, il est hautement probable qu'il s'agit ici aussi d'illite 1M.

Quartz analogous to those in Type I and II but sometimes with bands of alteration as a result of epigenesis (Pl. I, fig. 2 ; Pl. VI, fig. 4).

Abundance of large vermicules (about 1 or 2 mm in length) of clay in stacked flakes. The flakes are composed of either neogenic illite, or kaolinite or a mixture of both (Pl. VII, fig. 4) depending on the absence or possibility of pedogenic action on the cinerite.

2° In those with a fine texture :

Abundance of neofomed vermicules, 1M illite, kaolinite, leverriérite, like that in the graded beds (Pl. VIII, fig. 1, 2).

Accessory Components :

1° In those with graded bedding :

Rare feldspars more or less altered.

Ferromagnesian always altered.

Pumice and vitroclastic grains.

Biotite more or less expanded and altered.

2° In those with a fine texture :

Quartz acicular and very small.

Vitroclastic grains.

Rare Components :

Zircons and apatite (in both sorts of bed (Pl. I, fig. 6).

c) Results of the Chemical Analyses.

We will analyse successively two Type III cinerites, one whose alteration has not gone further than the stage of isovolume neoformation of very fine grained clay (cinérite from the roof of Seam 17, Saint-Jean, Cévennes) and the other which shows in two localities of the same bed a lateral difference in the alteration (cinérite in the Olga Seam, Lavabreille, Cévennes).

### 1) Cinérite in the 17th Seam, Saint-Jean (Cévennes, France).

This is a cinérite 37 cm thick, situated in the roof of the seam, which is not very thick (fig. 7). It was deposited in the roof, after partial subsidence had interrupted the coal formation but below the depth limit for vegetation life. Because of this, it has not undergone pedogenesis and consequently its alteration has not progressed far.

Under the microscope the quartz is seen to be typically volcanic and numerous angular lapilli have been converted to fine grained clay without change in volume.

In addition there are numerous biotites and ferromagnesian minerals which have been very altered (Pl. V, fig. 3, 4).

Chemical analysis gives the following composition :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Ign <sup>n</sup> loss	Total
55,0	18,2	7,6	1,9	2,2	5,5	0,2	9,6	100,2

The high proportion of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> is due to the presence of biotites and of fairly abundant ferromagnesian grains.

X-ray analyses shows quartz peaks and peaks from a 10 Å clay mineral. Under the optical microscope quartz is effectively abundant. The lapilli make up the main part of the rock and show a texture developed by an aggregate of microcrystalline clay with second order polarisation colours but the extreme smallness of these clay particles excludes a more exact determination of the minerals involved (\*).

The relatively higher concentration of K<sub>2</sub>O shows that the initial glassy material could correspond to a predominance of orthoclase. However, the devitrification and alteration of the glasses in the acid environment of the coal lagoon led to the direct neoformation of 10 Å clays without anything other than an early diagenesis being admissible. The volatile matter in the coal in this region of the Cévennes Basin (20-22 %) is opposed to the idea of metamorphic action.

### 2) Cinérite in the Olga Seam (Cévennes, France).

The name of Olga of Lavabreille is the name kept, after the nationalisation of coal mines, in order to standardise the naming of the same seam exploited under different names by different companies in the same area: Seam G of Rochebelle, Olga of Lavabreille, Seam No. 1 of Fontanes and Seam 17 of Drulhes (Gras, 1970).

This coal contains a cinérite 13-18 cm thick between the middle and lower beds in the seam

(\*) According to all the analyses made in this study, it is in all likelihood, 1M illite.

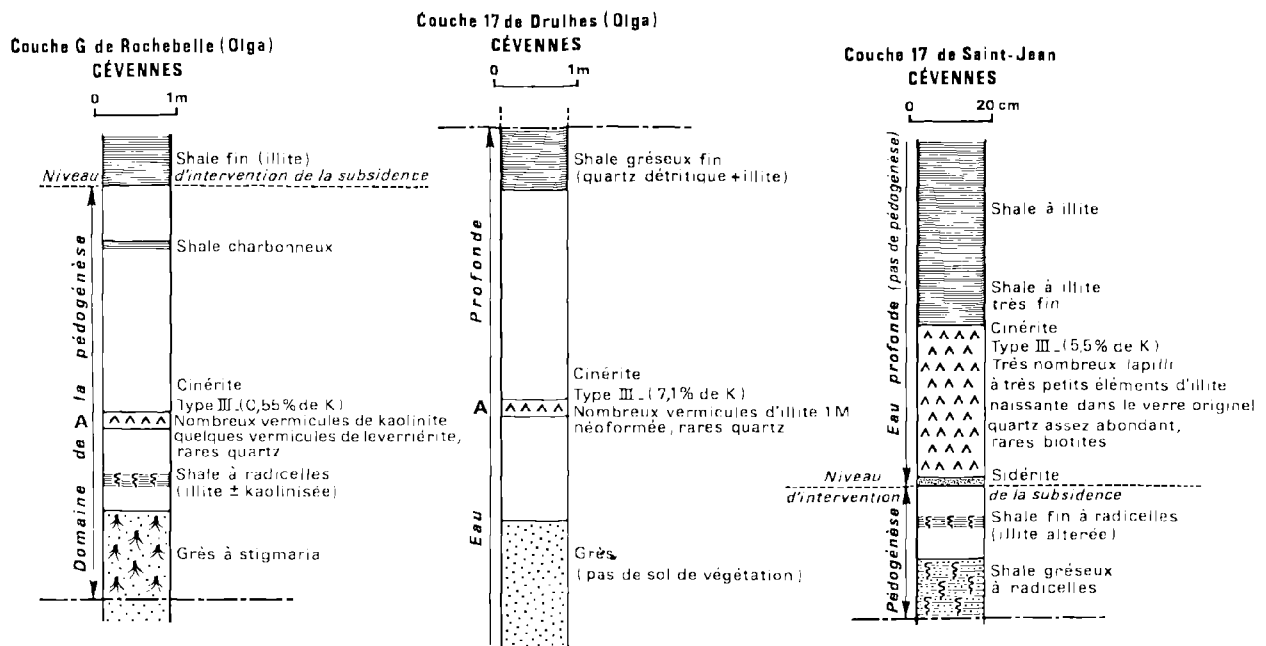


Fig. 7. — Composition des Couches G de Rochebelle, 17 de Drulhes et 17 de Saint-Jean (----- profondeur limite d'implantation des végétaux).

des Cévennes (20-22 %) s'opposant à la possibilité d'admettre une action métamorphique quelconque.

## 2) Cinérite de la couche Olga de Lavabreille (Cévennes, France).

Le nom d'Olga de Lavabreille est celui qui a été retenu après la nationalisation des houillères pour uniformiser les appellations d'une même couche exploitée sous des noms différents quand il y avait dans le bassin plusieurs compagnies d'exploitation privées : couche G de Rochebelle, couche Olga de Lavabreille, couche 1 de Fontanes et couche 17 de Drulhes (Gras, 1970).

Cette couche contient une cinérite de 13 à 18 cm d'épaisseur située entre les tiers moyen et inférieur de son ouverture (fig. 7). Deux échantillons de cette cinérite ont été analysés (Bouroz *et al.*, 1969) et cette étude avait mis en évidence que la cinérite avait évolué différemment suivant qu'elle s'était déposée au NE du bassin (Drulhes et Lavabreille) ou au SW (Rochebelle). Ayant repris les éléments de cette étude et notamment ceux des conditions sédimento-

logiques, on a précisé que la région NE du bassin était une région à charbons allochtones et celle du SW, à charbons autochtones et à sols de végétation.

La cinérite ayant eu évidemment partout une composition chimique constante au moment de son dépôt (aux faibles variations près que l'on constate toujours dans une roche quelconque, si homogène qu'elle puisse paraître), c'est donc bien aux conditions sédimentologiques différentes qu'il faut attribuer les variations de composition chimique de la cinérite en des points différents du gisement.

Les résultats d'analyse chimique sont les suivants :

*Couche G de Rochebelle* (charbon autochtone et sol de végétation).

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Perte au feu	Total
45,3	35,5	2,0	0,8	0,05	0,55	0,3	15,8	100,3

*Couche 17 de Drulhes* (charbon allochtone).

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Perte au feu	Total
43,3	32,9	1,6	2,3	0,2	7,10	0,5	12,3	100,2

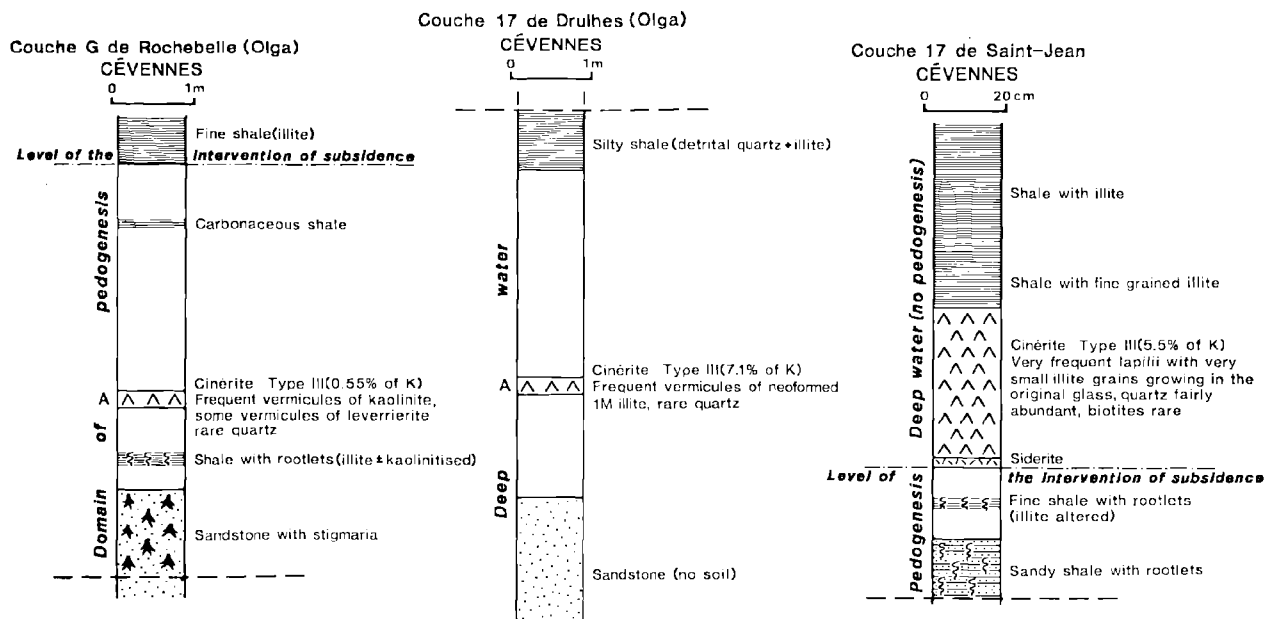


Fig. 7. — Composition of Seam of G of Rochebelle, 17 of Drulhes and 17 of Saint-lean (----- maximum depth of vegetation growth).

profile (fig. 7). Two samples of this cinérite have been analysed (Bouroz et al., 1969) which show that the ash had evolved in a different way after deposition in the NE of the basin (Drulhes and Lavabreille) compared with the SW (Rochebelle). Resuming again this study and notably considering sedimentary conditions, it is certain that the NE region of the basin is an area of allochthonous coals and the SW of the basin is an area of autochthonous coals and soils.

The cinérite had everywhere the same chemical composition at the moment of deposition (with feeble variation one notes in any rock, however, homogeneous it may appear). It is therefore, indeed to the different sedimentary conditions that we must attribute lateral variation of the chemical composition of the cinérite.

The chemical analyses are as follows :

Seam G - Rochebelle (autochthonous coal and soil).

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Ign <sup>n</sup> loss	Total
45,3	35,5	2,0	0,8	2,2	0,55	0,3	15,8	100,3

17th Seam - Drulhes (allochthonous coal).

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Ign <sup>n</sup> loss	Total
43,3	32,9	1,6	2,3	0,2	7,10	0,5	12,3	100,2

The only really significant difference between the two analyses is the decrease in K<sub>2</sub>O which is reduced, because of pedogenetic action from 7.10 to 0.55 %, a variation of 1290 %. CaO is also reduced, but to a lesser extent 287.5 % (it is a question of which elements are preferentially extracted from the soil as the vegetation grows). The variation of MnO and of Na<sub>2</sub>O cannot be considered significant, although the differences are in the direction of impoverishment. The small percentage increase of three other elements is also not significant. As it is a percentage, the important decrease in K<sub>2</sub>O is compensated by a slight proportional increase of the inert elements.

Of course, the differences between the two chemical analyses appears in thin sections as a difference in the aspect and petrographic composition.

La seule différence vraiment significative entre les deux analyses est celle qui concerne la diminution de  $K_2O$  qui passe, du fait de l'action pédogénétique, de 7,10 à 0,55, soit une variation de 1.290 %. On peut y ajouter celle de  $CaO$  qui diminue dans une mesure moindre : 287,5 % (il s'agit là des éléments que les végétaux puisent préférentiellement dans le sol au cours de leur croissance). Les variations de  $MnO$  et de  $Na_2O$  ne peuvent être considérées comme significatives bien que se produisant aussi dans le sens de l'appauvrissement. La faible augmentation du pourcentage des trois autres éléments n'est pas significative non plus : les calculs étant présentés en pourcentage, la forte diminution du  $K_2O$  est compensée par une légère augmentation des éléments stables.

Bien entendu, la différence constatée entre les deux analyses chimiques se traduit en lame mince par un aspect et une composition pétrographiques différents (bien visibles sur les planches photographiques et détaillés ci-dessous).

*Couche G de Rochebelle.* — Les deux constituants pétrographiques principaux de la cinérite sont la kaolinite et le quartz, il s'y ajoute quelques biotites encore reconnaissables mais ayant déjà subi un commencement d'altération par gonflement. Des lames minces jointives faites du sommet à la base de la cinérite montrent un granoclassement très net, les quartz étant tous rassemblés à la base du niveau et pratiquement absents au-dessus ; ils sont à arêtes vives, parfois à faces automorphes et donc d'origine typiquement volcanique. La kaolinite se présente la plupart du temps en bâtonnets arqués striés blanchâtres tout à fait caractéristiques, de taille variable. On observe quelques vermicules de leverriérite dont les feuillets de kaolinite et d'illite sont interstratifiés d'une façon désordonnée ; l'altération des feuillets d'illite est plus ou moins avancée, certains d'entre eux présentant encore des teintes de polarisation du deuxième ordre très franches (Pl. VII, fig. 3 et 4) (fig. 7).

*Couche 17 de Drulhes.* — Les lames minces faites dans la couche 17 de Drulhes (ainsi que dans la couche O'iga de Lavabreille et la partie est de la couche 1 de Fontanes) présentent un faciès pétrographique homogène. Des séries de lames jointives montrent le même granoclassement (Pl. VI, fig. 1 à 4 ; Pl. VII, fig. 1 et 2) (fig. 7), avec accumulation des quartz à la base du niveau, ces quartz présentant les mêmes habitus

d'origine volcanique. Quelques biotites en voie d'altération mais encore identifiables sont présentes dans les lames ; quant aux vermicules de phyllites néoformées, ils sont très gros à la base du niveau mais deviennent de plus en plus petits vers le sommet ; ils montrent dans l'ensemble, de très belles teintes de polarisation du deuxième ordre. Ces vermicules semblent avoir une double origine : les plus gros paraissent issus du gonflement et de l'altération des biotites primaires présentes dans le niveau ; on sait que le premier stade de l'altération des biotites est l'illite 10Å (Brousse, 1975) ; le stade suivant de l'altération biotitique (interstratifiés illite 10 - vermiculite 14) n'a pas été atteint, les teintes de polarisation restent celles de l'illite. Ceci semble indiquer que l'altération de la cinérite en milieu phytogène allochtone s'est arrêtée à un stade peu avancé (fig. 4 d) ; ajoutons que les vermicules géants d'illite néoformée peuvent atteindre jusqu'à 2 mm de longueur. Quant aux vermicules plus petits présents surtout dans la moitié supérieure de la cinérite, où l'on n'observe pas de quartz, ils se sont formés directement à partir de verres plus ou moins finement pulvérisés (granoclassement) : les lames présentent un enchevêtrement de vermicules d'illite 1M sans aucun autre composant pétrographique, ce qui fait qu'à sa partie supérieure, la cinérite illitisée ne montre plus aucune trace de son origine volcanique (Pl. VI, fig. 2). Pour compléter le tableau, l'analyse aux rayons X montre la présence d'un peu de kaolinite, mais elle n'est pas décelable en lames minces.

En résumé, on peut schématiser le processus des néoformations et dégradations dans une *cinérite potassique de type III* de la façon suivante :

Verres → (néoformations) → Illite 1M →  
Leverriérite → Kaolinite

Biotites → (dégradations) → Illite 1M →  
Leverriérite → Kaolinite

l'illitisation est fortement dominante quand l'altération intervient en eau profonde où ses moteurs sont purement physico-chimiques (néoformations dues au lessivage) ; la kaolinite (en passant par le stade de la leverriérite) apparaît ensuite et est d'autant plus dominante que l'action pédogénétique a été plus intense (soutirage des ions K par les végétaux).

En tout cas, dans l'ensemble des couches dont nous venons d'étudier les cinérites et où

Seam G of Rochebelle. — The two principal petrographic components of the cinérite are kaolinite and quartz. To these are added some biotites still recognisable but already suffering change of shape by expansion. Continuous thin sections from the top to the base of the cinérite show a very clear grading, the quartz being concentrated at the base of the bed and practically absent above. The quartz shows good edges, occasionally idiomorphic and therefore typically volcanic in origin. Kaolinite usually appears as small curved rods streaked whitish very characteristically, and of variable size. There are a few vermicules of leverrierite whose flakes of kaolinite and illite are mixed in a random manner. The alteration of the illite flakes is more or less advanced, some of them still give very clear second order polarisation colours (Pl. VII, fig. 3 and 4) (fig. 7).

Seam 17 of Drulhes. — The thin sections made from Seam 17 of Drulhes (as in the Olga Seam of Lavabreille and in the eastern part of Seam 1 of Fontanes) show a homogeneous petrographic character. Continuous thin sections show the same grading (Pl. VI, fig. 1-4 ; Pl. VII, fig. 1 and 2) (fig. 7), with an accumulation of quartz at the base of the bed. This quartz shows the same habit of volcanic origin. A few biotite are present, particularly altered, but still recognisable. The neoformed clay vermicules, are very big at the base of the bed but become progressively smaller towards the top. They show very good second order polarisation colours. These vermicules seem to have a double origin, the largest seem to have developed from the primary biotites by alteration and inflation. It is known that the first stage in the alteration of the biotites is 10Å illite (Brousse, 1975). The next stage of biotite alteration (interstratified 10Å illite-14Å vermiculite) has not been attained, because the polarisation colours are those due to illite. This seems to indicate that ash alteration in the allochthonous coal environment stopped before it reached an advanced stage (fig. 4d). Let us add the giant neoformed vermicules of illite can reach a length of almost 2 mm. As to the smaller vermicules present in the top half of the cinérite where quartz is no longer visible, they were formed directly from glass more or less finely pulverised (graded) and perhaps from very small primary biotites that alteration has destroyed. The sections show a confusion of 1M illite vermicules without

any other petrographic component, which means that in its upper part the ash altered to illite and no longer shows any trace of its volcanic origin (Pl. VI, fig. 2). To complete the picture, the X-ray analyses show the presence of a little kaolinite, but this is not optically visible in thin sections.

In summary the alteration and neoformations of a potassic ash of Type III may be schematically shown as follows :

Glass → (neoformations) → 1M illite →  
Leverrierite → Kaolinite

Biotites → (weathering) → 1M illite →  
Leverrierite → Kaolinite

Illitisation is very dominant when alteration takes place in deep water where the driving forces are purely chemical. Kaolinite appears afterwards (it passes through the leverrierite stage) and dominates if pedogenic action was intense (extraction of K<sup>+</sup> ions by the vegetation). In any cases, all the cinérites we have studied are associated with coals whose volatile % does not vary, 20-22 % and differential metamorphic action can not be invoked to reverse locally the alteration process and the scheme kaolinite → illite suggested previously in certain theories cannot be seriously admitted here (\*).

d) The problem of quartz epigenesis.

It remains to explain a particular phenomenon seen in this cinérite in the regions of Lavabreille and Drulhes ; one notices an epigenetic replacement of quartz by microvermicules of illite by dissolution of all or part of the silica and isovolume replacement by this neoformed illite (Pl. I, fig. 2 ; Pl. VI, fig. 4) (\*\*).

The origin of this phenomenon requires the concentration of silica in the pore waters to be sufficiently low so that it can increase and at the same time, the concentration of K<sup>+</sup> ions in this water should be sufficiently high to allow illite neoformations from the dissolved elements.

(\*) Of course an illitisation of kaolinite is always possible locally in the coal basin due to mineralising solutions rising from depth along fractures.

(\*\*) This phenomena has been observed elsewhere ; notably in the cinérites of the Julie and Mas-Dieu Seams (Cévennes), in the 3rd Beaubrun Seam (Saint-Etienne) and in the Seam below the Grande Couche of La Mure (Dauphiné).

les indices de matières volatiles sont homogènes et de l'ordre de 20-22 %, aucune action de diagenèse profonde ou métamorphique ne peut être invoquée pour inverser localement les processus d'altération et le schéma kaolinite → illite mis en avant par certaines théories, ne peut être admis sérieusement ici (\*)

#### d) Le problème de l'épigénisation des quartz.

Il reste à expliquer un phénomène particulier observé dans cette cinérite, dans les régions de Lavabreille et de Drulhes : on constate une épigénisation des quartz par des microvermicules d'illite, par dissolution de tout ou partie de la silice et son remplacement en isovolume par cette illite néoformée (Pl. I, fig. 2 ; Pl. VI, fig. 4 (\*\*).

La genèse de ce phénomène suppose à la fois que la teneur en silice des eaux de circulation soit suffisamment faible pour admettre une augmentation de cette teneur et, d'autre part, que la teneur en ions  $K^+$  de cette eau soit suffisamment élevée pour permettre la néoformation d'illite à partir des seuls éléments dissous car il ne s'agit pas ici d'une altération d'un minéral quelconque et de sa transformation en un minéral d'une famille voisine, mais bien d'une néogenèse complète d'un minéral très différent de celui qu'il remplace. En fait, il s'agit là d'un problème qui ressortit à la thermodynamique.

Rappelons d'abord qu'une cinérite présente, au moment de son dépôt, des vides de l'ordre de 50 % (Ninkovich et al., 1978), dans lesquels les eaux de ruissellement, peu minéralisées à l'origine, pourront circuler assez librement. S'attaquant à des minéraux de genèse récente ou à des verres qui sont par nature, instables, ces eaux pourront dissoudre certains de leurs composants et les transporter plus ou moins loin à l'intérieur de la cinérite, provoquant régionale-ment soit un enrichissement, soit un appauvrissement en constituants chimiques divers. En résumé, presque dès son dépôt, une cinérite pourra être le siège d'une diagenèse précoce

(\*) Bien entendu, une illitisation de la kaolinite sera toujours possible localement dans un bassin houiller, à la faveur de fractures permettant l'apport d'éléments minéralisateurs venant de la profondeur, mais le phénomène ne pourra être que très localisé aux alentours de ces fractures.

(\*\*) Ce phénomène a été observé également ailleurs : cinérites des couches Julie et Mas-Dieu (Cévennes), 3<sup>e</sup> Beaubrun (Saint-Etienne), Banc de mur de la Grande Couche de La Mure (Dauphiné), notamment.

qui obéit à des règles et dépend de conditions physico-chimiques très complexes mais très précises.

Une étude complète des conditions d'évolution et d'équilibre des minéraux a été publiée par Garrels et Christ (1965) et les méthodes de calcul thermodynamique concernant certaines de ces conditions ont été précisées par Hegelson (1969). Ces méthodes de calcul ont été adaptées par Fritz et Tardy (1973) pour application à l'étude des conditions de genèse et de stabilité des silicates de la surface, à la température de 25° C et à la pression de 1 atmosphère ; ces auteurs ont également présenté un diagramme de stabilité de quelques silicates qui a été repris dans une publication ultérieure (Millot et al., 1977). L'intérêt de ces travaux provient de ce que les conditions de genèse et de stabilité des silicates définies par Fritz et Tardy nous paraissent s'apparenter à celles dont on peut penser qu'elles régnaient dans un bassin houiller en cours de dépôt, mais sans qu'on puisse prétendre à un parallélisme étroit, car les hypothèses de départ ne seraient pas les mêmes et les calculs, au demeurant fort complexes, susceptibles de diverger plus ou moins, d'autant plus que les calculs établissant le diagramme partent d'espèces minérales bien définies alors que les cinérites fraîches comportent une forte proportion de verres, c'est-à-dire d'éléments amorphes. Mais le grand mérite de ce diagramme, pour nous, est qu'il existe et on constate que certaines de ses données permettent de comprendre pourquoi le phénomène d'épigénisation du quartz peut éventuellement se produire et de préciser les conditions physico-chimiques nécessaires à sa réalisation. C'est pourquoi nous pensons qu'il est intéressant de présenter ce diagramme succinctement.

#### Diagramme de stabilité des silicates phylliteux.

Ce diagramme a été calculé à partir des espèces minérales suivantes : microcline, muscovite, illite, montmorillonite, kaolinite et gibbsite. Il concerne des espèces minérales bien définies comme le microcline, la muscovite, la kaolinite et la gibbsite et des espèces à formule chimique variable comme l'illite et la montmorillonite. Le calcul du diagramme a utilisé le microcline car il était nécessaire de partir d'une formule chimique définie ( $Si_3AlO_8K$ ) ; en ce qui concerne les cinérites, la plupart d'entre elles sont fortement potassiques (comme un



It is not a question of alteration of just any mineral and of its transformation into a mineral of a neighbouring family, but indeed of a complete neogenesis of a mineral very different from that it replaces. Indeed there is a problem here which concerned thermodynamics.

Let us remember that an ash at the time of deposition contains about 50 % pore volume (Ninkovitch et al., 1978), in which mobile waters, initially with low concentrations, will be able to circulate quite freely. There is attack of the minerals of recent origin and the glasses which are unstable. The porewaters will be able to dissolve certain of their components and to transport them differing distances into the interior of the ash, causing either an enrichment or an impoverishment of the different elements. Thus, almost at the time of deposition, an ash can be the seat of an early diagenesis which obeys rules and depends on chemical conditions which are very complex but very exact.

A complete study of the conditions of evolution and of equilibrium of minerals has been published by Garrels and Christ (1965). The methods of thermodynamic calculation concerning certain of these conditions has been covered in detail by Hegelson (1969). These methods of calculation have been adapted by Fritz and Tardy (1973). These authors have also presented a stability diagram of some silicates which was referred to in a later publication. The interest in this work stems from the fact that the conditions of silicate genesis and stability described by Fritz and Tardy appear to us to be similar to those thought to have existed in a coal basin at the time of deposition, but not necessarily exactly the same, for the initial starting point would not be the same and the calculations, complex as they may be, likely to diverge to some extent all the more since the diagram is established on well defined mineral species, whereas the fresh cinérites contain a high proportion of glass, that is of amorphous material.

The great merit of this diagram for us, is that some of what it shows permits us to understand how the phenomenon of the epigenetic quartz can eventually be produced and also to discover the necessary chemical conditions. That is why we think it is of interest to succinctly present this diagram.

## Clay Stability Diagram.

This diagram has been calculated from the following mineral species ; microcline, muscovite, illite, montmorillonite, kaolinite and gibbsite. It is concerned with well defined mineral species such as microcline, muscovite, kaolinite and gibbsite, and with species of a variable chemical formula, such as illite and montmorillonite.

In the cinérites, the elementary chemical components are the same as those utilized in the diagram.

Also we will assume that the relative position of the clay stability zones as they appear on the diagram remain valid for the ashes after the glass has crystallised. The diagram is composed of the following elements (fig. 8).

On the abscissa, concentration of the silica in solution, expressed as a  $\log H_4SiO_4$  ; the solubility of the silica in water is independent of the pH until values greater than pH 9. These values are not present in the flowing waters of a coal basin (presence of humic acids). We will assume that the solubility remains independent of the pH.

There exists a single value which is  $\log H_4SiO_4 = -4$ , which corresponds to a silica solubility of 6 p.p.m. or 6 milligrammes per litre. This single value constitutes the solubility limit of quartz : At less than 6 p.p.m., quartz is soluble.

On the ordinate, is shown the logarithm of the linked  $K^+$  and  $H^+$  ion activities, namely :

$$\log \frac{a_{K^+}}{a_{H^+}} = \log \frac{K^+}{H^+} = \log K^+ + pH$$

high values on the ordinate correspond to high concentrations of  $K^+$  and to elevated pH values, variables which are not independent.

## Equilibrium Conditions.

The first condition of equilibrium is the stability limit of quartz,  $SiO_2 = 6$  p.p.m. The order equilibrium conditions form the stability limits of each mineral compared with its neighbours, that is to say, that they delimit surfaces which are the stability fields of this mineral, in relation to its neighbours. It is along these equilibrium boundaries that one mineral recrystallises to another according to the variation in the concentrations in solution of  $SiO_2$ ,  $K^+$  and  $H^+$ .

grand nombre d'analyses chimiques le prouvent) et les composants chimiques élémentaires mis en jeu sont les mêmes que ceux utilisés dans le diagramme ; aussi nous admettons que les positions relatives des aires de stabilité des minéraux phylliteux telles qu'elles apparaissent dans le diagramme restent approximativement valables dans le cas des cinérites après cristallisation de leurs verres.

Le diagramme comporte les éléments suivants (fig. 8) :

En abscisse, concentration de la silice en solution, exprimée en  $\log H_4SiO_4$  ; la solubilité de la silice dans l'eau est indépendante du pH jusqu'à des valeurs supérieures à pH 9, mais ces dernières valeurs ne se présentant pas dans les eaux de ruissellement d'un bassin houiller (présence d'acides humiques), nous admettons que cette solubilité reste indépendante du pH. Il existe un point singulier qui est :  $\log H_4SiO_4 = -4$ , qui correspond à une solubilité en silice de 6 p.p.m. ou 6 milligrammes par litre ; ce point singulier constitue la limite de solubilité du quartz : à des teneurs inférieures à 6 p.p.m., le quartz se dissout.

En ordonnée est porté le logarithme du rapport des concentrations en ions  $K^+$  et en ions  $H^+$ , soit :

$$\log \frac{a_{K^+}}{a_{H^+}} = \log \frac{K^+}{H^+} = \log K^+ + pH$$

les valeurs élevées des ordonnées correspondent donc aux fortes concentrations en  $K^+$  et aux pH élevés, variables qui ne sont pas indépendantes.

#### Droites d'équilibre.

La première droite d'équilibre est la limite de stabilité du quartz :  $SiO_2 = 6$  p.p.m.

Les autres droites d'équilibre constituent les limites de stabilité de chaque minéral vis-à-vis de ses voisins, c'est-à-dire qu'elles délimitent des surfaces qui sont les champs de stabilité de ce minéral par rapport à ses voisins ; c'est le long de ces droites qu'à l'équilibre, un minéral recristallise en un autre selon la variation des teneurs de la solution en  $SiO_2$ ,  $K^+$  et  $H^+$ . Bien entendu, un tel diagramme ne dit rien sur

les vitesses de réaction ; d'autre part, nous avons signalé que certains minéraux (illite, montmorillonite) ont des compositions chimiques variables : en conséquence, la position des droites d'équilibre pourra changer légèrement suivant les formules des compositions chimiques retenues pour les calculs, mais les positions relatives des plages de stabilité ne changeront pas (\*).

En résumé, ce diagramme précise la nature des néoformations possibles dans les conditions de la surface, c'est-à-dire dans des conditions très voisines de celles où se trouvaient les cinérites peu après leur dépôt et avant leur enfouissement à grande profondeur. Il peut permettre également (avec les réserves émises plus haut) d'expliquer certaines observations faites dans les cinérites et les tonsteins qui en sont dérivés :

1° La possibilité de dissolution du quartz explique pourquoi la composition chimique de certaines cinérites telles que nous pouvons les analyser actuellement, présente un déficit en silice par rapport aux tufs originels : dans les types III et IV, l'alumine peut présenter 32 à 35 % du poids total, ce qui est nettement plus élevé que dans n'importe quels lave ou tuf (22 % est un maximum qu'en rencontre dans les phonolites).

2° Les conséquences de la coexistence de deux sortes de phénomènes qui ne paraissent pas liés a priori entre eux, s'expliquent par le diagramme : d'une part, la droite verticale à 6 p.p.m. constitue la limite de solubilité du quartz qui devient soluble pour des valeurs inférieures à 6 p.p.m. ; d'autre part, le champ de stabilité de certaines phyllites (illites par ex.) est entièrement ou presque entièrement (suivant la formule chimique retenue pour l'illite) situé dans le champ de solubilité du quartz. La superposition partielle de ces deux champs explique les phénomènes observés d'épigénéisation du quartz par de l'illite en isovolume.

3° Une autre conclusion importante qu'on peut tirer du diagramme est la démonstration de la possibilité de néoformation directe à partir des verres volcaniques, de phyllites à 10Å sans qu'il faille passer par l'intermédiaire de la kaolinite. Celle-ci peut également se former

(\*) Nous remercions le Professeur Georges Millot d'avoir bien voulu nous conseiller sur l'interprétation du diagramme et les applications qu'on pouvait en faire.

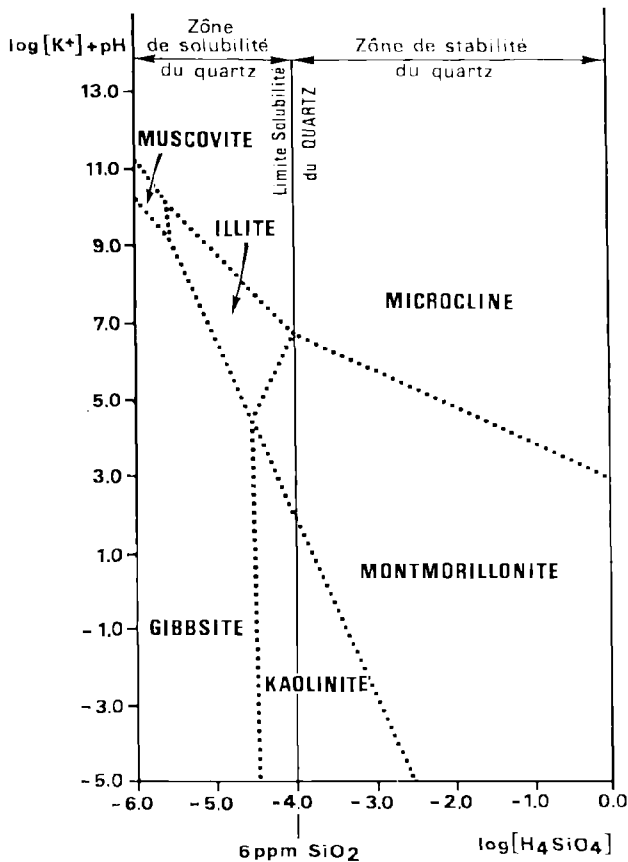


Fig. 8. — Diagramme de Tardy et Fritz, stabilité des minéraux à 25° C et 1 atm. en fonction du pH des teneurs en K<sup>+</sup> et H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>. (d'après Millot et al., 1977).

Fig. 8. — Diagram of Tardy and Fritz, stability of minerals at 25° C and 1 atm. as a function of pH, activity K<sup>+</sup> and H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>. (after Millot et al., 1977).

Of course such a diagram says nothing about the speed of reaction. On the other hand, we have pointed out that some minerals (illite, montmorillonite) have variable compositions, consequently the equilibrium conditions will vary slightly according to the chemical formulae used in the calculations, but the relative positions of the stability fields will not change (\*).

Thus this diagram shows precisely the nature of the possible neoformations under surface

(\*) We thank Professor Georges Millot for having advised us on the interpretation of the diagram and the applications that can be made.

conditions, that is in conditions very close to those in which the ashes found themselves a short time after deposition and before burial to great depths. It can also explain (with the restrictions given above) observations made on the cinérites and the tonsteins which are derived from them :

1° The possibility of quartz dissolution explains why the present chemical composition of certain tonsteins is deficient in silica compared to the original cinérites. In Types III and IV alumina can be 32-35 % by weight which is clearly higher than in any lava or tuff (22 % is the maximum encountered in phonolites).

2° The consequences of the existence of two sorts of phenomena which do not seem connected a priori is explained by the diagram ; on the one hand, the vertical straight line of 6 p.p.m. constitute the solubility limit of quartz, which becomes soluble for values below 6 p.p.m., on the other hand the stability fields of certain clays (e.g. illite) is completely or almost completely situated in the field of quartz solubility. The partial superposition of the two fields explains the isovolume epigenetic replacement of quartz by illite.

3° Another important conclusion that can be drawn from the diagram is the demonstration of the possibility of direct neoformation of 10Å clays from volcanic glass without the need to pass through intermediate kaolinite. This can also form directly from the glass, but the neoformation of these clays corresponds, in each case, to chemical conditions in the environment which exclude the formation of the other two. But if these conditions should vary, the existing clay would be changed into another. On the other hand, if the process should stop for any reason before it had entirely finished, there would be an interstratified mineral (e.g. leverriérite). This is the case in the cinérite in the G seam of Rochebelle which has not been entirely kaolinised.

#### 4) The Cinérites of Type IV.

Type IV cinérite (Pl. VIII, fig. 3 ; Pl. IX, fig. 1-4 ; Pl. X, fig. 1) are characterised by a very clear predominance of biotites over all the other grains. This characteristic corresponds to a less acid chemistry of the emitting

directement à partir des verres, mais la néoformation de ces diverses phyllites correspond pour chacune d'elles, à des conditions physico-chimiques précises du milieu qui excluent la formation des deux autres. Mais si ces conditions venaient à varier, il y aurait transformation de la phyllite existante en une autre ; par contre, si le processus venait à s'arrêter pour une raison quelconque avant qu'il ne soit entièrement terminé, on se trouvera en présence d'interstratifiés (leuverrièreite par exemple). C'est le cas de la cinérite de G de Rochebelle qui n'a pas été entièrement kaolinisée (Pl. VII, fig. 4).

#### 4) Les cinérites de type IV.

Les cinérites de type IV (Pl. VIII, fig. 3 ; Pl. IX, fig. 1 à 4 ; Pl. X, fig. 1) se caractérisent par une prédominance très nette des biotites sur tous les autres éléments. Cette caractéristique correspond à une moins grande acidité du chimisme du volcan émetteur (correspondant à des laves de la famille des dacites et des andésites). La proportion de biotites peut atteindre jusqu'à 50 % du poids de la roche, comme cela a pu être constaté à propos de certaines cendres du Vésuve, par des carottages effectués en mer Adriatique (Van Straaten, 1967). Le reste des composants d'une cinérite de type IV comprend des verres, des quartz, des felsites et, plus rarement, des feldspaths.

##### a) Aspect macroscopique.

Roche grise, brune ou noire, claire en stérile, foncée ou noire quand elle se trouve incluse dans une couche de houille. Elle peut être grenue ou fine suivant la proportion de quartz contenu. Ce genre de niveau atteint rarement plus de 10 cm.

##### b) Aspect microscopique.

*Éléments fondamentaux* : biotites très abondantes, plus ou moins altérées ; quartz cinéritiques typiques dans le faciès grenu.

*Éléments accessoires* : ponces, felsites, ferro-magnésiens altérés dans le faciès grenu. Quartz aciculaires dans le faciès fin.

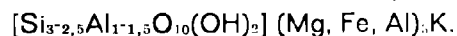
*Éléments rares* : petits cristaux de zircon et d'apatite.

##### c) Résultats des analyses physico-chimiques.

La présence de la biotite en grande quantité rend nécessaire de rappeler quels peuvent être

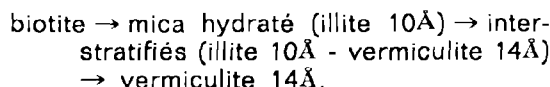
ses divers modes d'altération et dans quelles conditions ils peuvent se produire.

La formule de la biotite est complexe :



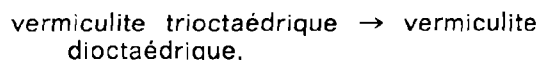
Son altération ne s'opère pas suivant un processus simple, mais passe par des stades successifs qu'on peut schématiser ainsi (Brousse, 1975) :

1° La biotite perd d'abord son ion K, remplacé par des cations (Na, Mg) suivant le schéma :



2° Intervient ensuite l'élimination de Mg et de Fe.

3° Enfin, après déplacement de Al, aboutissant au schéma suivant :



deux étapes finales peuvent intervenir suivant qu'on a Si disponible ou non dans les solutions :

si le milieu est à pH élevé, on a :  
vermiculite → montmorillonite

si le pH est faible (milieu acide), on a :  
vermiculite → kaolinite.

D'après nos observations, il est très rare d'identifier la montmorillonite et la vermiculite dans les cinérites altérées des bassins houillers, sans doute à cause du pH toujours faible du milieu. Finalement, c'est encore la teneur en ions K qui va déterminer le stade auquel s'arrêtera l'altération des biotites (\*) : si l'ion K reste abondant, l'altération s'arrêtera à un stade précoce et l'on aura : biotite → illite 1M ; par contre, si l'ion K est éliminé par la pédogenèse, on aura : biotite → illite 1M → kaolinite, schéma déjà observé dans les cinérites de type III. L'altération des biotites se produit d'une façon tout à fait caractéristique : il y a gonflement de leurs feuillets et leur remplacement par des feuillets parallèles, soit d'illite 1M au premier stade de l'altération, soit de kaolinite quand l'altération est plus poussée ; ce gonflement peut faire augmenter jusqu'à dix fois l'épaisseur de la biotite

(\*) Voir Brousse, 1975, p. 213.

volcano (corresponding to lavas belonging to the dacite and andesite families). The biotite proportion can reach up to 50 % by weight of the rock, like that proved in the case of certain ashes from Vesuvius by the drill cores taken in the Adriatic Sea (Van Straaten, 1967). The remaining components of Type IV ash include glass, quartz, felsites and more rarely, feldspars.

a) Appearance in Hand Specimen.

Rock grey, brown or black ; light coloured in sterile measures, dark or black when found in a coal bed. It is granular or fine depending on the proportion of quartz. This kind of bed is rarely more than 10 cm thick.

b) Appearance under the Microscope.

Fundamental Components : Biotites are very abundant more or less altered. Quartz typical of the cinérites in coarse facies.

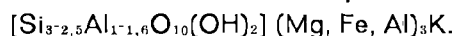
Accessory Components : Pumice, felsites, ferro-magnesian minerals altered in the coarse facies. Accicular quartz in the fine facies.

Rare Components : Small crystals of zircon and apatite.

c) Results of the Chemical Analyses.

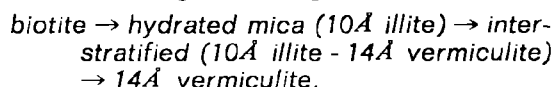
The presence of abundant biotite makes it necessary to recall different methods of alteration and in what conditions they are produced.

The formula of biotite is complex :



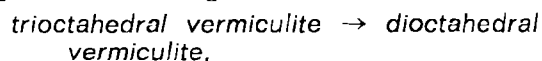
The alteration does not follow a simple process, but passes through successive stages which can be schematically represented (Brousse, 1975).

1° The biotite loses K which is replaced by the cations (Na, Mg) following the scheme :



2° Next comes the elimination of Mg and Fe.

3° Finally, after the displacement of Al, ending in the following scheme :



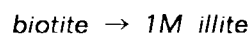
two final stages come next, depending whether Si is available in solution or not :

if the environment has a high pH :  
vermiculite → montmorillonite

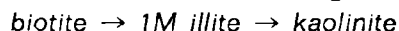
if the environment has a low pH (acid) :  
vermiculite → kaolinite.

Based on our observations, it is very rare to identify montmorillonite and vermiculite in altered cinérites from coal basins, doubtlessly because the pH remained low.

Finally it is again the concentration of K which will determine the stage at which biotite alteration will stop (\*); if K ion remains abundant, alteration will stop at an early stage, and we will have :



on the other hand, if K ion is eliminated by pedogenesis one will have the following succession :



alteration observed in Type III cinérites too.

The alteration of biotite takes place in a characteristic way, there is expansion of the grains and replacement by parallel flakes, either of 1M illite during the first stage of alteration or of kaolinite when the alteration is more advanced. This expansion can increase the thickness of the original biotite by as much as ten-times (Pl. IX, fig. 4). When the alteration is very advanced (very active pedogenesis) the iron of the biotite is found as specks of iron disseminated between the neoformed kaolinite flakes, or else it can be found together with magnesium in the form of siderite or of magnesite in elongated masses between the kaolinite grains (Pl. IX, fig. 4). These phenomena are not observed when the biotite alteration stopped at an early stage (neof ormation of 1M illite). As for the other components of Type IV cinérites, their alteration is the same as in the other and notably the transformation of glass to neoformed 1M illite.

We will give the analyses of two Type IV cinérites.

1) Cinérite of the 1st Ricard Seam (Cévennes, Stephanian B) (Fig. 9).

The cinérite of the 1st Ricard seam has not the same petrographical facies in the west part of its field (Ricard region) or in the east (Oules

(\*) See Brousse, 1975, p. 213.

originelle ; quand l'altération est très poussée (pédogenèse très active), le fer de la biotite se retrouve sous forme de mouchetures d'oxyde de fer entre les feuillettes de kaolinite néoformée ; il peut aussi se retrouver, ainsi que le magnésium, sous forme de sidérite ou de magnésite, en amas allongés entre les feuillettes de kaolinite (Pl. IX, fig. 4). Ces phénomènes ne s'observent pas quand l'altération de la biotite s'est arrêtée à un stade précoce (dégradation en illite 1M). Quant aux autres composants des cinérites de type IV, leur altération est la même que dans les cinérites des autres types et notamment la transformation des verres en illite 1M néoformée.

Nous donnerons les analyses de deux échantillons de cinérites de type IV.

1) Cinérite de 1<sup>re</sup> Couche Ricard (bassin des Cévennes, Stéphaniens B) (fig. 9).

Cette cinérite n'a pas le même faciès pétrographique suivant qu'on l'observe dans l'ouest de son champ (région de Ricard) ou dans l'est (région des Oules) ; dans la région des Oules, à pédogenèse très active, les biotites sont entièrement kaolinisées alors que dans la région de Ricard, à charbons allochtones, l'altération des biotites s'est arrêtée au stade de l'illite 1M (Pl. VIII, fig. 3). La composition chimique d'un échantillon prélevé dans une région intermédiaire est la suivante :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Au	feu	Total
45,3	32,6	3,4	0,9	0,5	1,2	0,6	15			99,5

L'analyse aux rayons X indique la présence du quartz, de l'illite et de la kaolinite. Comme dans certaines cinérites de type III on constate un pourcentage d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nettement plus élevé que dans n'importe quelle lave : l'altération a entraîné ici aussi l'élimination d'une fraction importante de la silice (cf. diagramme de Tardy et Fritz).

2) Tonstein Patrice (bassin du Nord-Pas-de-Calais, Westphalien C).

Ce tonstein est une cinérite de 3 à 7 cm d'épaisseur présente dans tout le bassin du Nord de la France, en Belgique (Petit-Hornu), en Sarre (T 2 1/2), et en Lorraine (T 280) ; surtout, il présente le même faciès pétrographique à biotites altérées très abondantes (Bouroz, 1967), les autres éléments identifiables en lame

mince étant rares : petits quartz aciculaires notamment.

L'analyse chimique ci-après est celle d'un échantillon provenant de l'est du Pas-de-Calais (France) (Alexanian, 1959) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO
50	40	2,0	1,2	1,7	0,2	0,33	1,25

Cette cinérite est incluse en couche de houille dans tous les bassins où elle a été rencontrée et a été soumise à une forte action pédogénétique (bassins à houilles autochtones), c'est pourquoi les teneurs en Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O sont toutes les deux très faibles. La proportion relativement élevée d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> montre qu'après altération de la cinérite, là aussi, une partie de la silice originelle a été dissoute ; l'analyse aux rayons X a montré la présence de kaolinite bien organisée et de quartz ; ce dernier n'étant pratiquement pas identifiable en lame mince, il était normal de penser qu'il pouvait s'agir de quartz néogénique : effectivement, la présence de ce dernier a pu être établie récemment (Ponsolle et al., 1980).

5) **Les cinérites de type V.**

Ce type de cinérite (Pl. X, fig. 2, 3, 4) se rencontre rarement dans les séries houillères. Cela tient sans doute à ce qu'il est issu d'un chimisme relativement peu acide, correspondant à un volcanisme généralement peu explosif. Les éléments constitutifs de ce type se composent de lapilli ou de fragments ovoïdes de cendres sans angles vifs, ce qui semble indiquer qu'ils étaient encore près de la phase liquide au moment de leur éjection dans l'atmosphère.

a) *Aspect macroscopique.*

Roche beige, grise ou noire, suivant la proportion de matières humiques contenues. La texture paraît homogène du fait que la roche est formée presque uniquement d'éléments plus ou moins arrondis jointifs. Le quartz est très peu abondant ou totalement absent. L'épaisseur de ce genre de niveau est généralement inférieure à 10 cm.

b) *Aspect microscopique.*

*Éléments fondamentaux :* Nodules plus ou moins arrondis, ou ovoïdes, ou anguleux émoussés, lités, formés à l'origine, d'une substance vitreuse isotrope.

### 1<sup>ère</sup> Couche Ricard

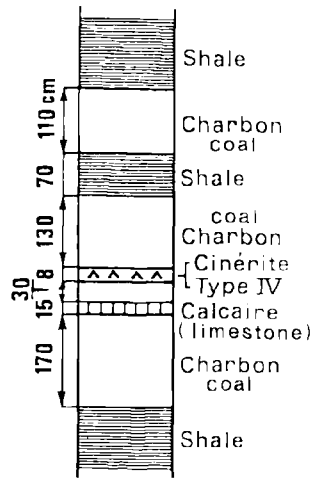


Fig. 9

region); in the east, where the pedogenesis is very active, the biotites are entirely kaolinised, while in the west, where the coal is allochthonous, the biotites alteration does not pass beyond the illite 1M stage (Pl. VIII, fig. 3).

The chemical composition of a sample coming from an intermediate region, is as follows :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Ign <sup>n</sup> loss	Total
45,3	32,5	3,4	0,9	0,5	1,2	0,6	15	99,5

The X-ray analysis of the sample shows quartz, 1M illite and kaolinite.

As in some Type III cinérites, there is a percentage of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> clearly higher than in any lava. Alteration has eliminated by solution an important fraction of the silica. If we refer to the observations made in thin section, we realise that illite is dominant in the west and kaolinit is dominant in the east. The difference being due to variable pedogenetic action from one part of the basin to the other.

### 2) Patrice Tonstein (Pas-de-Calais, Westphalian C).

This tonstein is a cinérite 3-7 cm thick present in the whole of the coal-field in North France, in Belgium (Petit-Hornu), in the Sarre

basin (T2 1/2) and in the Lorraine (T280). Everywhere it presents the same petrographic facies of very abundant altered biotites (Bouroz, 1967). Other components in thin sections are rare, notably small accicular quartz grains.

The following chemical analysis is of a specimen from the east of the Pas-de-Calais (France) (Alexanian, 1959) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO
50	40	2,0	1,2	1,7	0,2	0,35	1,25

This cinérite is included in the coal seam in all the coalfields where it has been found and has been subjected to a strong pedogenic action (autochthonous coal basin) that is why the contents of Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O are both very low. The relatively high proportion of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> shows that after the ash alteration, part of the silica was dissolved. X-ray analyses have proved the presence of well crystallised kaolinite and of quartz. The latter being practically unidentifiable in thin section. It was normal to think it was a question of neogenic quartz. The presence of this latter was recently identified (Ponsolle et al., 1980).

### 5) The Cinérites of Type V.

This type of cinérite (Pl. X, fig. 2, 3, 4) is rarely met in the coal series. That is doubtlessly because it comes from an ash not very acid corresponding to volcanoes generally only a little explosive. The components of this type consist of lapilli or of ovoid ash without sharp angles which seem to indicate that they were near the liquid phase when they were ejected into the atmosphere.

#### a) Appearance in Hand Specimen.

Rock beige, grey or black, depending on the content of humic matter. The texture appears homogeneous due to the fact that the rock is formed almost entirely of joined fragments more or less rounded. Quartz is not very abundant or totally absent. The thickness of this kind of bed is generally less than 10 cm.

#### b) In Thin Section.

Essential components : Nodules, more or less rounded, or sub-angular, layered, formed at the origin of a glassy isotropic material.

*Eléments accessoires* : petits quartz aciculaires, vermicules d'illite ou de kaolinite, très peu abondants entre les nodules.

*Eléments rares* : petits cristaux de zircon et d'apatite.

Les nodules (anciens verres, scories, ou ponces) forment la presque totalité de la roche. La plupart des nodules sont isotropes ou presque isotropes, d'autres sont le siège d'une réorganisation plus ou moins avancée, allant de l'apparition de quelques bâtonnets isolés d'illite ou de kaolinite en petits feuillets empilés dans la masse isotrope des nodules, jusqu'à une transformation complète de la matière vitreuse en une masse microvermiculée d'illite ou de kaolinite ; à la limite, le gonflement produit par les néoformations conduit à un éclatement du nodule, les vermicules pouvant s'en évader en partie au dehors (phénomène facilité par l'existence de vides dans une cinérite non encore compactée) (Pl. X, fig. 4).

Certains de ces niveaux (graupen-tonsteins des auteurs allemands) ne présentent plus aucune trace d'une origine volcanique indiscutable, tant leur altération est complète par suite d'une pédogenèse intense ; cependant, les corrélations qui ont pu en être faites entre des bassins différents (tonstein Maurice du Nord-Pas-de-Calais, tonstein T3b de la Sarre, Tonstein 301 de Lorraine) (Bouroz, 1967) montrent que leur mise en place n'a pu s'effectuer que par voie aérienne : il est impensable en effet, d'admettre que les mécanismes de l'érosion et de la sédimentation banales aient pu apporter au même moment, sur des étendues considérables et dans des bassins différents, un même niveau aussi mince et d'une telle originalité pétrographique (Pl. X, fig. 2).

### c) Résultats des analyses physico-chimiques.

Nous ne disposons pas d'analyse de cinérite de type V n'ayant pas subi de pédogenèse : celle de Blanzay a disparu par suite de l'exploitation à ciel ouvert de son gisement (nous n'en possédons que les lames minces (Pl. X, fig. 3 et 4) ; de même, nous n'avons plus d'échantillons d'une cinérite de ce type, prélevés en 1957 à Takamatsou (Japon) (Bouroz, 1962). Nous ne donnerons qu'une seule analyse, celle du tonstein Maurice, du bassin du Pas-de-Calais, équivalent du tonstein T3b du bassin de la Sarre (Bouroz, 1967).

*Tonstein Maurice (Pas-de-Calais, Westphalien C).*

La composition chimique de ce tonstein est la suivante (Alexanian, 1959) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>
53	38	1,0	0,5	0,1	0,30	0,35	0,86

Comme pour les autres tonsteins analysés ici, l'action pédogénétique a entraîné la diminution des teneurs en K<sub>2</sub>O et en Na<sub>2</sub>O très en-dessous de 1. On constate une fois de plus, que cette pédogenèse entraîne une kaolinisation totale ou presque totale du matériel d'origine volcanique et conduit à une véritable uniformisation des compositions chimiques résiduelles des tonsteins, quel que soit le type originel de la cinérite altérée.

L'analyse aux rayons X a donné une forte prédominance de kaolinite avec un peu de quartz et des traces d'illite. L'analyse chimique permet de calculer approximativement qu'après combinaison de la totalité de l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> avec ce qui est nécessaire comme SiO<sub>2</sub> pour former la kaolinite (un Al pour un Si), il reste 14 % de silice libre. Cette silice ayant été détectée par les rayons X, elle est présente sous forme de quartz, mais comme ce quartz est invisible au microscope optique, il s'agit là aussi de quartz néogénique, comme cela a été observé (Ponsolle et al., 1980).

## VI. — SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS ET DES ANALYSES

De l'ensemble des observations faites au microscope et des analyses chimiques et aux rayons X, on peut tirer des enseignements qui permettent de clarifier les idées qu'on peut se faire sur les divers modes d'altération des cinérites et des tonsteins.

1° En ce qui concerne les cinérites qui n'ont pas subi d'altérations autres que celles résultant de leur immersion en eau profonde acide (cinérites déposées en séquences stériles ou en couche de charbon allochtone), on peut dire que :

a) Pour une forte proportion d'ions K dans la composition chimique, les premières néoformations qu'on observe sont celles de l'illite 1M.

b) Pour une forte proportion d'ions Na, les néoformations qu'on observe sont celles de la kaolinite.



Accessory Components : Small accicular quartz grains. Vermicules of illite or of kaolinite, not very abundant between the nodules.

Rare Components : Small crystals of zircon and apatite.

The nodules (ancient glass, scoria and pumice) form almost the whole rock. Most of the nodules are isotropic or near isotropic, others have reached various stages of reorganisation ranging from the appearance of a few isolated rods of illite or small flakes of kaolinite piled together in the isotropic mass of the nodules, to a complete transformation of the glassy material to a mass of microvermicules of illite or kaolinite (Pl. X, fig. 4). In the extreme alteration the inflation produced by the neoformations leads to the disruption of the nodules and the vermicules extending beyond the nodule (a phenomena facilitated by the existence of voids in an ash not completely compacted).

Some of these beds (graupen tonsteins of the German authors) do not show any trace of the indisputable volcanic origin, so comprehensive is the alteration after intense pedogenic action. However, the correlations which have been made between the different basins (Maurice Tonstein, Pas-de-Calais, Tonstein T3b, Sarre, tonstein 301 in the Lorraine, Bouroz, 1967) shows that they must have been air-borne ; indeed it is difficult to conceive that the mechanisms of erosion and of ordinary sedimentation were able to produce at the same time, over considerable distances and in different basins, the same thin bed with such petrographic originality without defying the laws of probability (Pl. X, fig. 2).

#### c) Results of the Chemical Analyses.

We do not have at our disposal Type V chemical analyses which have not undergone pedogenic action. That at Blanzay disappeared during opencast mining (we only possess thin sections of it). Similarly we have no more samples of an ash of this type taken in 1957 from Takamatsou, Japan (Bouroz, 1962). We will give only one analysis, that of the Maurice tonstein, from the Pas-de-Calais Coalfield, equivalent to the tonstein T3b in the Sarre Coalfield (Bouroz, 1967).

Maurice Tonstein (Pas-de-Calais, Westphalian C).

The chemical composition of this tonstein is as follows (Alexanian, 1959) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>
53	38	1,0	0,5	0,1	0,30	0,35	0,86

As in the other tonsteins analysed here, pedogenic action has reduced the K<sub>2</sub>O and Na<sub>2</sub>O concentrations very much below 1 %. We see once more that pedogenesis brings about a total or near total kaolinisation of material of volcanic origin and leads to a uniformity of the final chemical composition of the tonsteins irrespective of the original type of ash.

X-ray analysis reveals dominant kaolinite with little quartz and some traces of illite. Chemical analyses allows us to calculate approximately that after combining the whole of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> with the SiO<sub>2</sub> necessary to form kaolinite (an Al for a Si), there remains 14 % free silica. This silica has been detected in the X-ray analyses but it is not visible down the optical microscope and therefore there is neogenic quartz, as it was observed recently (Ponsolle et al., 1980).

## VI. — SYNTHESIS OF THE OBSERVATIONS AND ANALYSES

From all the observations made under the microscope, from chemical analyses and by X-ray analyses, we obtain information which allows us to clarify the ideas on the different methods of alteration of cinérites and tonsteins.

1° Concerning cinérites which have not undergone alteration other than those resulting from their immersion in deep, acid water (cinérites deposited in sterile sequences and in allochthonous coal seams) one can say that :

a) If the concentration of K ions is high in the chemical composition, the first neoformations seen are those of 1M illite.

b) If the concentration of Na ions is high, the neoformations seen are those of kaolinite.

2° In those in which pedogenesis follows, there is kaolinisation of the ash at first gradual, then general and then complete by leaching of K, Na and part of the silica by the vegetation.

3° In all the cinérite beds, crystallisation of glass and alteration of feldspars into clay minerals (1M illite or kaolinite) is always accompanied by the formation of neogenic quartz.

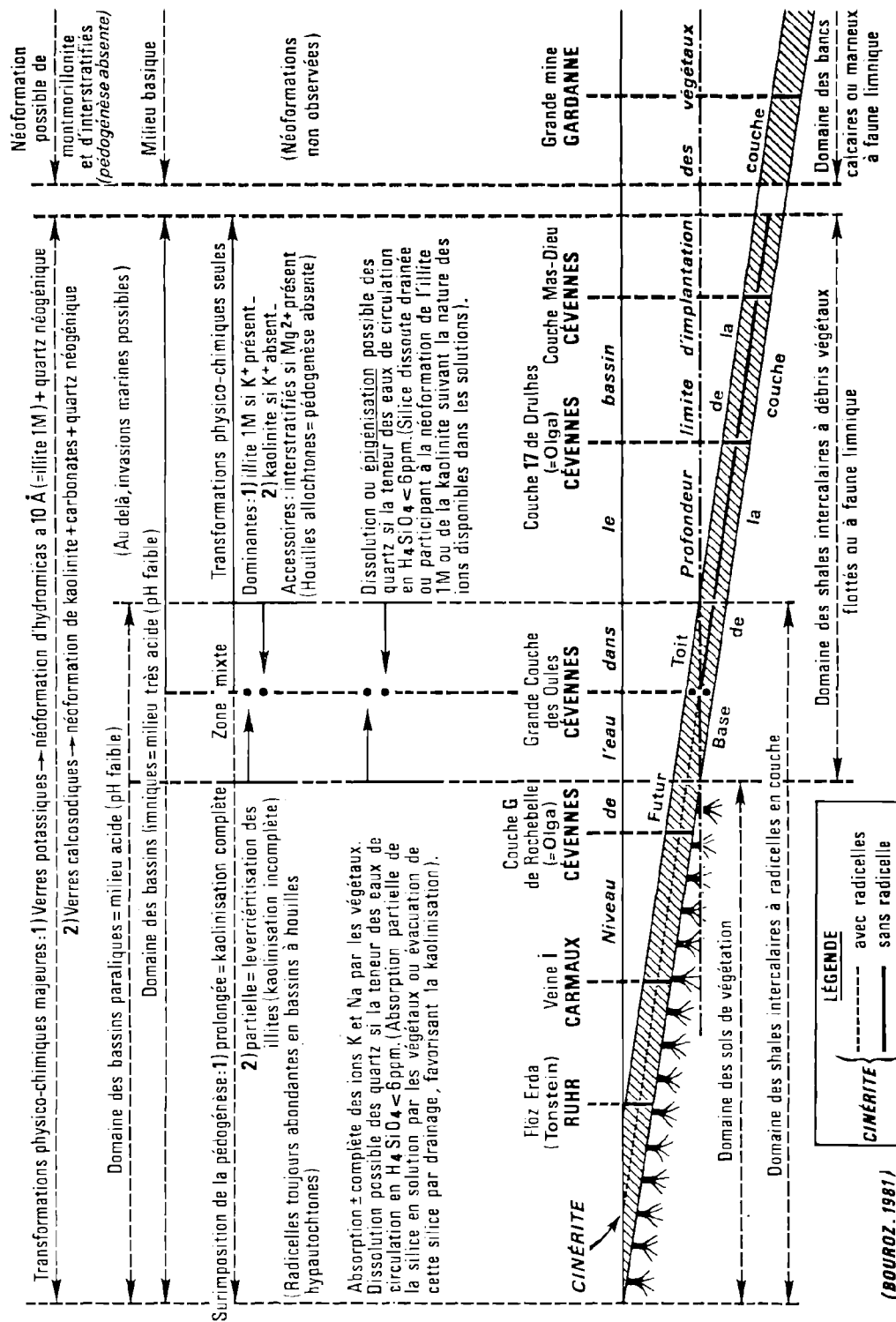


Fig. 10. — Diagramme des conditions d'évolution des verres volcaniques en fonction des profondeurs de l'eau dans un bassin houiller en formation (DIAGENÈSE PRECOCE EN MILIEU OUVERT).

The above observations are schematically shown on fig. 10. On the other hand in fig. 11, two seams from the Cévennes basin are shown, and one seam from the Carmaux basin respectively, the Grande Couche des Oules and the Mas-Dieu Seam (Cévennes) and Seam I (Carmaux). These three seams contain three cinérites (represented by a, b and c) whose correlations can easily be established.

This figure shows the importance of the idea of limited depth on the growth of the vegetation. Following the position of the cinérites with respect to limited depth, we realise that they are illitised when they are below it and kaolinised pedogenetically when they are above it (see also the fig. 12: location of the main french coal basins).

### VII. — TONSTEINS OF SEDIMENTARY ORIGIN

The ordinary sedimentary material (feldspars, muscovites, illites, biotites) is kaolinised in the

same chemical conditions as the constituents of the cinérites (Pl. I, fig. 7 and 8) and it is possible to find in coal sequences tonsteins of sedimentary origin. However, having formed from the supplies of terrigenous sediment, they are subject to its laws and cannot have a paleogeographical extension greater than the normal lithological components of a coal bearing sequence. They are only useful for local correlation problems and must be used carefully for as with the other beds in the sequence, they are transgressive and do not form an absolute chronological "top".

The sedimentary tonsteins present to our knowledge two facies :

1) In a coaly shale there can be kaolinite neof ormation from muscovites and illites, but the neof ormed kaolinite is not present in well formed vermicules but in irregular masses enclosing grains incompletely changed, the whole appearing as neof ormations distorted in their development. This is due to the fact that a shale is

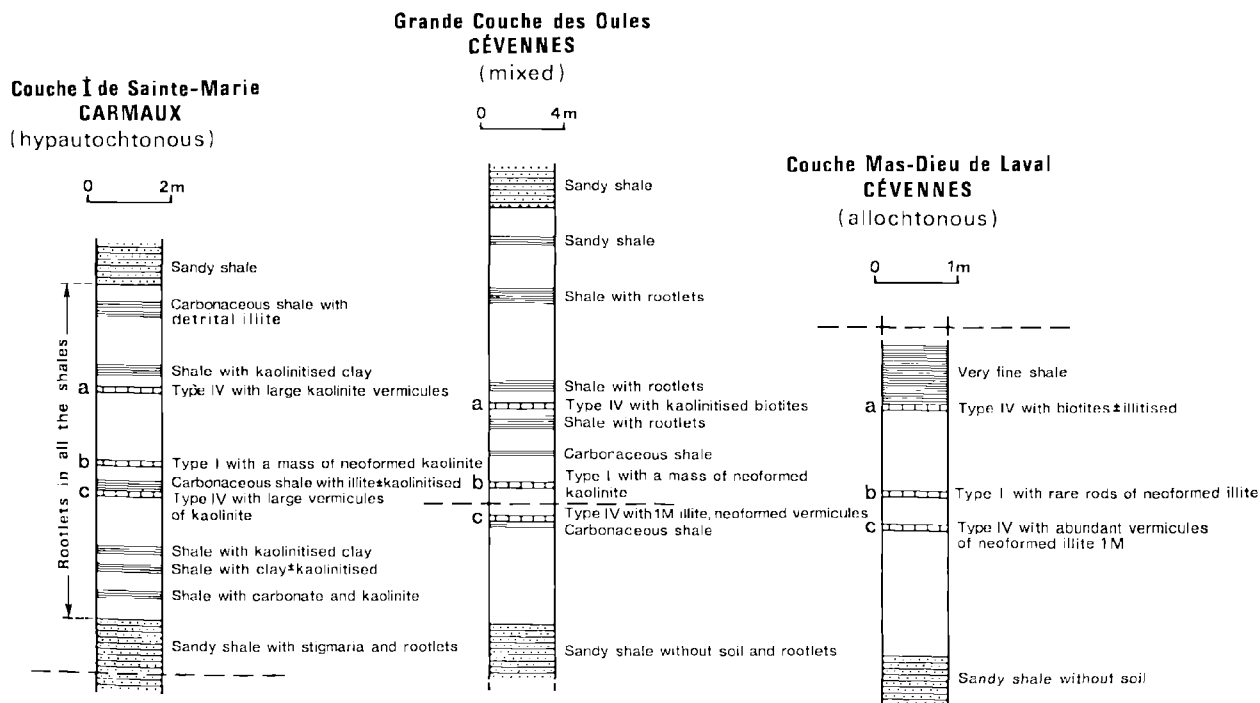


Fig. 11. — Relation between the depth of vegetation growth (— — — —) and the mode of alteration of the cinérites.

2° Dès que la pédogenèse intervient, on assiste à une kaolinisation d'abord graduelle puis générale et complète du matériel cinéritique par absorption des ions K et Na, ainsi que d'une partie de la silice par les végétaux.

3° Dans tous les niveaux cinéritiques, la cristallisation des verres et l'altération des feldspaths en phyllites (illite 1M ou kaolinite) s'accompagnent toujours de la néoformation de quartz néogénique.

Le diagramme de la fig. 10 schématise l'ensemble des observations ci-dessus.

D'autre part, dans la fig. 11, on a représenté deux couches du bassin des Cévennes et une couche du Bassin de Carmaux : Grande Couche des Oules et couche i (Carmaux). Ces trois couches contiennent chacune trois cinérites (repérées a, b et c) dont les corrélations ont pu être établies aisément.

Cette figure fait apparaître l'importance de la notion de *profondeur limite* d'implantation de la vie végétale : suivant la position des cinérites par rapport à cette profondeur limite, on constate qu'elles sont illitisées quand elles se trouvent au-dessous d'elle et kaolinisées par pédogenèse quand elles se trouvent au-dessus (voir aussi la fig. 12 : localisation des principaux bassins houillers français).

## VII. — LES TONSTEINS D'ORIGINE SEDIMENTAIRE

Le matériel sédimentaire banal (feldspaths, muscovites, illites, biotites) est kaolinisable dans les mêmes conditions physico-chimiques que les composants des cinérites (Pl. I, fig. 7 et 8) et il est possible de trouver dans les séquences stratigraphiques houillères, des tonsteins d'origine sédimentaire ; étant formés à partir des

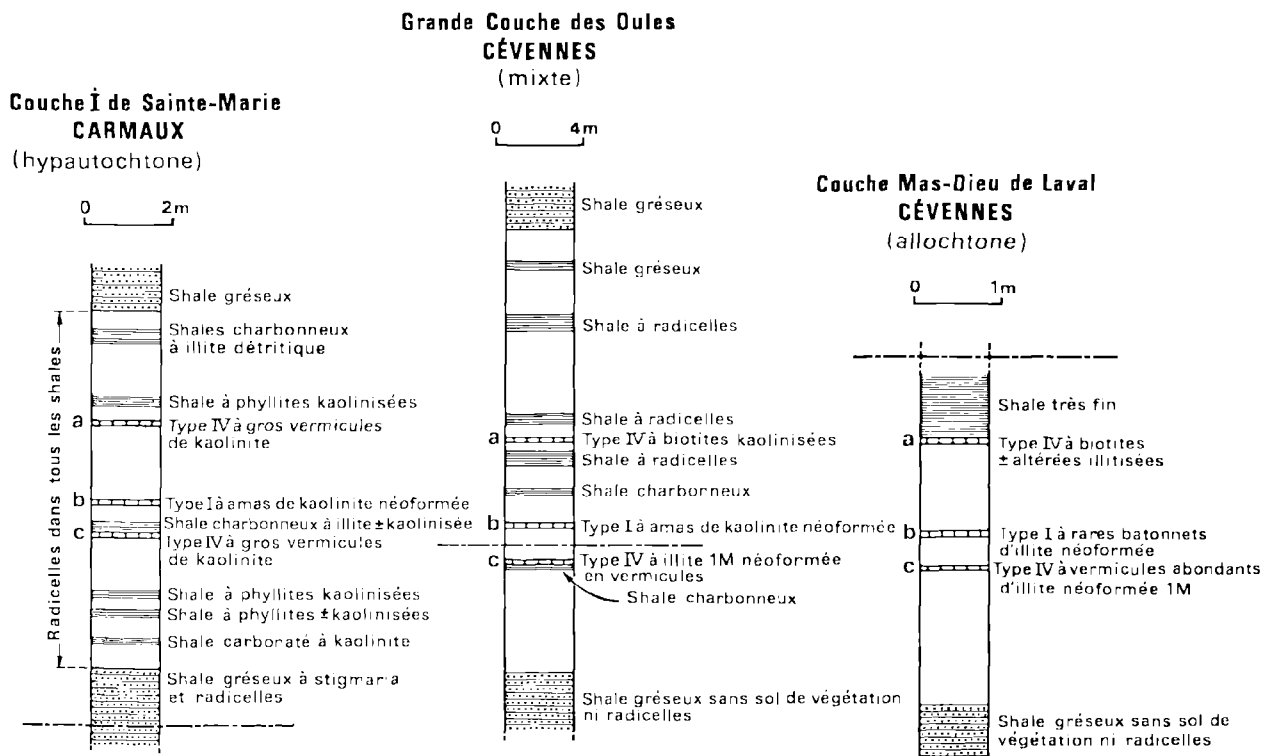


Fig. 11. — Relation entre la profondeur limite d'implantation des végétaux (-----) et les modes d'altération des cinérites.

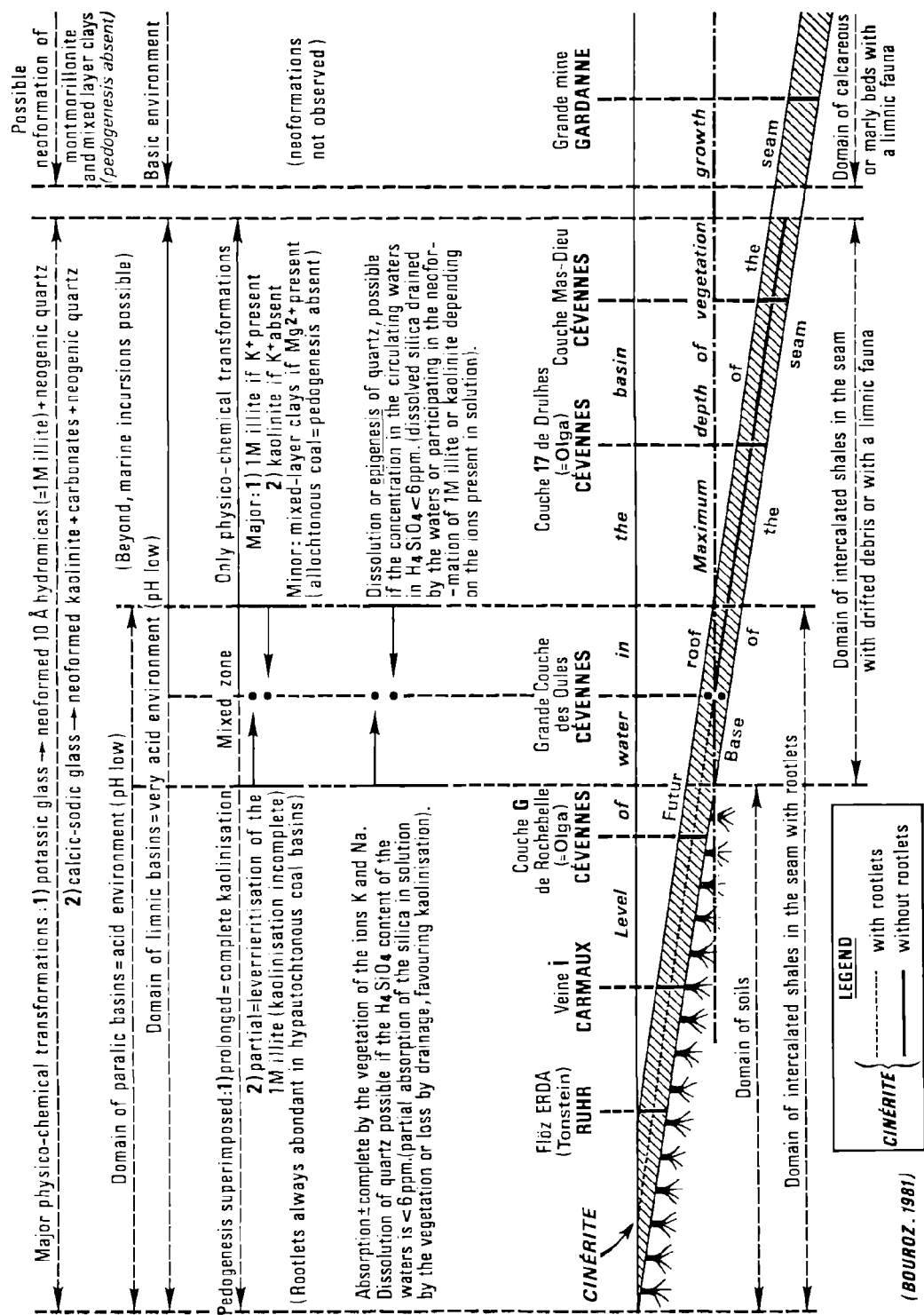


Fig. 10. — Diagram of the conditions of evolution of volcanic glass as a function of water depth in a coal basin during formation (EARLY DIAGENESIS IN AN OPEN SYSTEM).

apports de la sédimentation terrigène, ils obéissent à ses lois et leur extension paléogéographique est comparable à celles des autres composants lithologiques d'une série stratigraphique houillère. Ils ne peuvent donc servir que localement à résoudre les problèmes de corrélation et doivent être employés avec prudence car au même titre que les autres formations de la séquence en cause, ils sont transgressifs et ne constituent pas un " top " chronologique absolu.

Les tonsteins d'origine sédimentaire peuvent présenter, à notre connaissance, deux faciès :

1) Dans un shale houiller, il peut y avoir néoformation de kaolinite à partir des muscovites et des illites mais, dans ce cas, la kaolinite néoformée ne se présente pas en vermicules bien formés mais en amas plus ou moins irréguliers enrobant encore des restes de feuillets de micas incomplètement transformés, l'ensemble donnant l'aspect de néoformations contrariées dans leur développement. Ceci est dû à ce qu'un shale est déjà presque entièrement compacté dès après son dépôt qui est lent et que les circulations d'eau s'y faisaient difficilement ; les tonsteins ainsi formés ont un faciès nettement différent de celui des cinérites kaolinisées (Pl. I, fig. 7).

2) A partir de l'érosion d'un banc argileux, il peut se former un niveau composé d'amas allongés d'argile antérieurement kaolinisée mais le faciès en est nettement différent de celui des cinérites de type V, car ces amas ont des tailles très hétérogènes et ne sont pas jointifs (Pl. I, fig. 8).

D'une façon générale, tous les intercalaires en couche de houille dans un bassin paraliq ue sont constitués (cinérites exceptées) par des shales fins imperméables à toute circulation des eaux et de ce fait, on n'y observe généralement qu'un début de kaolinisation, celle-ci n'étant jamais complète. Par contre, dans les bassins limniques, où la sédimentation est en moyenne plus grossière et les apports sédimentaires plus variés, on observe assez souvent la kaolinisation de la plupart des composants des intercalaires (feldspaths et biotites surtout) mais la présence de quartz émoussés et de restes de muscovites et d'illites d'origine nettement détritique, ne permet pas de confondre ce genre de niveau avec une cinérite.

L'altération des cinérites s'accompagnant toujours de néoformation de quartz néogénique. on aurait pu penser que la présence ou l'absence de ce type de quartz permettrait de différencier les cinérites kaolinisées des tonsteins d'origine sédimentaire : en effet, dans la transformation de la muscovite en kaolinite, il n'y a pas libération d'ions Si excédentaires pouvant donner du quartz néogénique puisque le rapport Si/Al est le même dans les formules chimiques des deux minéraux.

Mais le test ne serait valable qu'à la condition d'être sûr que le niveau ait été formé uniquement de muscovite (ce qui est évidemment impossible), car le moindre apport de feldspaths ferait apparaître par altération, du quartz néogénique.

#### VIII. — LES ELEMENTS EN TRACE DANS LES CINERITES ET LES TONSTEINS

Dans les bassins houillers paraliq ues, les lits de cendres volcaniques fines sont, à de rares exceptions près, altérés en kaolinite. Ainsi qu'il a été noté plus haut, les examens au microscope optique ne fournissent pas toujours des preuves convaincantes d'une origine volcanique et d'autres moyens d'identification ont été recherchés. L'origine volcanique d'un des tonsteins ayant la plus grande extension dans les séries houillères anglaises a été établie à partir de : a) le cortège restreint de minéraux lourds, formé de zircon et d'apatite, qui est caractéristique des bentonites (Weaver, 1963) ; b) le passage latéral à un interstratifié illite-smectite, avec peu de kaolinite, ce qui constitue un assemblage typique des K-bentonites ; c) l'aspect du niveau et ses extensions latérales, caractéristiques des chutes de cendres, ainsi que cela a été discuté plus haut dans cette étude ; d) la géochimie des éléments en trace, qui est inhabituelle pour des roches sédimentaires mais est, d'une certaine manière, caractéristique des roches volcaniques (Spears, 1971). Cet aspect de la question est discuté avec quelques détails, dans ce paragraphe.

Les tonsteins auxquels il est fait référence ci-dessus sont connus comme étant le supra-Wyrley-Yard tonstein dans le bassin houiller du Sud-Staffordshire (= sub-High Main tonstein du Nottinghamshire = Stafford tonstein du North-

already almost entirely compacted after its slow deposition and water circulates there with difficulty, tonsteins thus formed clearly have a different facies from that of kaolinised cinérites (Pl. I, fig. 7).

2) From the erosion of a clay bed ; it forms a bed composed of elongate clays entirely kaolinised, but their appearance is clearly different from that of Type V cinérites for these heaps have a very variable size and are not joined (Pl. I, fig. 8).

Generally all the intercalated beds in a coal seam in a paralic basin are formed (except cinérites) by fine grained shales impermeable to the circulation of water and therefore only the beginning of kaolinisation is observed, never the complete kaolinisation.

On the other hand, in the limnic basins where, on average, sediment is coarser and the sedimentary supply more varied, kaolinisation of the majority of the components is often observed (especially feldspars and biotites) but the presence of rounded quartz grains and the remains of detrital muscovite and illite prevents confusion with a cinérite. The alteration of cinérites is always accompanied by neogenic quartz. Possibly then one would think that the presence or absence of this type of quartz would permit differentiation between kaolinised cinérites and tonsteins of sedimentary origin but in fact, in the transformation of muscovite to kaolinite, silica is not liberated to give neogenic quartz since the Si/Al ratio is the same in the chemical formulas of both minerals. But this would only be appropriate on the condition that the bed had formed entirely of muscovite (which is obviously impossible) for a small amount of feldspars would cause neogenic quartz to appear as a result of alteration.

## VIII. — TRACE ELEMENTS IN TONSTEINS AND CINERITES

In the paralic coal measures, the thin volcanic ash beds have, with very few exceptions, altered to kaolinite. As noted earlier, examination with the optical microscope does not always provide convincing evidence of the volcanic origin and other means of identification have

been sought. The volcanic origin of one of the most extensive tonstein horizons in the British Coal Measures was established from : a) the restricted heavy mineral suite consisting of zircon and apatite which is diagnostic of bentonites (Weaver, 1963) ; b) the lateral passage into a mixed-layer illite-smectite with minor kaolinite, which is an assemblage typical of K-bentonites ; c) the bed form and lateral extent are characteristic of ash falls, as discussed earlier in this paper and d) the trace element geochemistry is unusual for sedimentary rocks but in certain respects is characteristic of volcanic rocks (Spears, 1971). This aspect is discussed in some detail in this section.

The tonsteins referred to above is known as the supra-Wyrley Yard tonstein in the South Staffordshire Coalfield (= sub-High Main tonstein, Nottinghamshire, = Stafford tonstein, North Staffordshire = Sharlston Muck, Yorkshire, see bibliography in Spears, 1971). This horizon was first detected because of the high level of radioactivity in gamma-ray borehole logs (Ponsford, 1955, p. 37). The level of activity recorded was comparable with the major marine horizons and was significantly greater than the normal non-marine measures with which the tonstein was associated. Furthermore the isotope of potassium,  $K^{40}$ , which contributes to the gamma activity of typical sediments is absent from the tonstein. Therefore the difference between this tonstein and the normal sediments would be even greater if the contribution of potassium was excluded. The U concentration in the tonstein was found to be 11.7 p.p.m. and the thorium concentration 43.9 p.p.m. (Spears, 1971). The Th concentration is unusually high for clay rich rocks, with the exception of bentonites, that is clays developed from volcanic ash. In igneous rocks both U and Th increase from basic to acid. Th concentrations are in the range 0.5-2.0 p.p.m. in basic, increasing to the 10-20 p.p.m. range in acid igneous rocks. Th is a very insoluble element and the determined value in the tonstein is readily explained by loss of more mobile elements from an acid ash. The distribution of radioactivity in the specimens was established using a sensitive emulsions.

Zircons and the kaolinite were found to be responsible for the radioactivity and most of the U was thought to be associated with the former

Staffordshire = Sharlston Muck du Yorkshire ; voir bibliographie dans Spears, 1971). Cet horizon a été détecté le premier à cause du haut niveau de radioactivité dans les études par rayons X, des logs de sondage (Ponsford, 1955, p. 37). Le niveau d'activité mesuré était comparable à celui des principaux niveaux marins et significativement plus élevé que celui des dépôts non-marins avec lesquels le tonstein était habituellement associé. Bien plus, l'isotope du potassium  $^{40}\text{K}$  qui contribue à l'activité gamma des sédiments typiques, est absent du tonstein. Par conséquent, la différence entre ce tonstein et des sédiments banals aurait même été plus grande si l'influence du potassium n'avait été exclue. La concentration U dans le tonstein a été trouvée égale à 11,7 p.p.m. et la concentration Th égale à 43,9 p.p.m. (Spears, 1971).

La concentration Th est anormalement élevée pour une roche riche en minéraux argileux, excepté pour les bentonites qui sont des argiles issues de cendres volcaniques. Dans les roches ignées, les teneurs en U et Th augmentent toutes deux, des roches basiques aux roches acides. Les concentrations sont de l'ordre de 0,5-2,0 p.p.m. dans les roches basiques, augmentant jusqu'à 10-20 p.p.m. dans les roches acides. Th est un élément très insoluble et la valeur constatée dans le tonstein est facilement explicable par la perte d'éléments plus mobiles des cendres acides. La répartition de la radioactivité dans les échantillons a été établie par l'emploi d'émulsions sensibles.

Les zircons et la kaolinite ont été trouvés responsables de la radioactivité et l'on peut penser que la plus grande partie de U est associée aux premiers et de Th à la seconde (Spears, 1971). Il a été établi ainsi qu'en dépit d'une forte altération et de la perte d'éléments majeurs, les éléments en trace pouvaient être retenus au cours de l'altération des cendres, que cela soit dû à une association avec des minéraux résistants, ou à une solubilité faible et un manque de mobilité s'ils étaient associés initialement avec des minéraux instables ou avec des verres.

On pense que la conservation de Th peut être importante mais que U non associé initialement avec le zircon, a pu être éliminé sous forme d'uranyl. La teneur significative d'un élément dépend ainsi de l'importance de sa rétention et aussi d'une concentration initiale consi-

dérée comme caractéristique d'une composition volcanique spécifique.

Le travail sur le tonstein de supra-Wyrley Yard fut complété par Spears et Rice (1973) pour inclure d'autres éléments en trace. La présence des éléments fut établie avec une microsonde et en analysant des fractions séparées ( $< 2 \mu\text{m}$  et liqueur dense de  $d >$  bromoforme). En plus de U et de Th, de fortes concentrations en Pb, Sn, Bi, Y, et Be furent observées ainsi que de faibles concentrations en Cr, V, Ni, Co, Cu et Ti, tout cela correspondant à une cendre de composition acide. On a trouvé que les concentrations étaient comparables à celles des roches ignées et la rétention quantitative des éléments était due aussi à leur association avec les fractions peu altérables du niveau ou à la formation de produits insolubles comprenant la kaolinite et des sulfures diagénétiques. Dans les basaltes, Cr, V, Co et Ni sont associés à la magnétite qui est un minéral résistant aux altérations et, par conséquent, on peut s'attendre à de fortes concentrations de ces éléments si le tonstein provient de cendres basiques. Des concentrations élevées en Be et faibles en Cr dans un certain nombre de tonsteins de la Sarre ont suggéré à Stöffler (1963) pour ceux-ci une origine dérivée de cendres rhyolitiques.

Les roches ignées basiques sont également riches en Ti et ce dernier est peu sensible aux processus d'altération. De très fortes concentrations en  $\text{TiO}_2$  (3-7 %) ont été observées par Strauss (1971) dans quelques-uns des tonsteins des bassins houillers du Nottinghamshire-Derbyshire. Des teneurs comparables ont été observées dans les tonsteins de l'Ecosse par Price et Duff (1971), ce qui attire l'attention sur une similitude avec les basaltes alcalins locaux. Les liens avec l'activité volcanique ont été notés antérieurement dans le bassin houiller de Fife par Francis (1961) et Francis et Ewing (1961). Ces auteurs ont reconnu qu'il y avait un passage latéral des pyroclastes aux tonsteins. La composition du magma était principalement celle d'un basalte alcalin et les volcans étaient petits et d'activité de courte durée ; l'extension latérale de ces tonsteins n'excédait généralement pas 40 km (Francis, 1969). Le rapport  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , qui reste constant durant l'altération, a été utilisé par Spears et Kanaris-Sotiriou (1976) pour caractériser les tonsteins formés à partir de cendres basiques et acides et pour les distinguer des sédiments normaux. Cette approche fut étendue



and Th with the latter (Spears, 1971). It was thus established that in spite of extensive alteration and loss of major elements, that trace elements could be retained during ash alteration either due to the association with the resistate minerals or to low solubility and lack of mobility if associated initially with unstable minerals and glass. The retention of Th is thought to be quantitative, but U not initially associated with zircon may have been lost as the uranyl ion. The interpretative value of an element thus depends on the extent of its retention and also on the initial concentration being diagnostic of a specific volcanic composition.

The work on the supra-Wryley Yard tonstein was extended to include other trace elements by Spears and Rice (1973). Element location in the rock were established with the microprobe and by analysing separated fractions ( $< 2 \mu\text{m}$  and  $\text{SG} > \text{bromofom}$ ). In addition to U and Th, high concentrations of Pb, Sn, Bi, Y and Be were recorded and low concentrations of Cr, V, Ni, Co, Cu and Ti all of which correspond to an ash of acid composition. Concentrations were found to be comparable with igneous values and quantitative retention of the elements was achieved by either association with the resistate fraction or the formation of insoluble reaction products including kaolinite and diagenetic sulphides. In basalts Cr, V, Co and Ni are associated with the magnetite which is a resistate mineral and therefore high concentrations would be anticipated, if the tonstein formed from a basic ash. High Be and low Cr concentrations in a number of tonsteins from the Saar Coalfield suggested to Stöffler (1963) derivation from a rhyolitic ash.

Titanium is also enriched in basic igneous rocks and is immobile in the alteration process. Very high  $\text{TiO}_2$  concentrations of 3-7 % were noted by Strauss (1971) in some of the tonsteins from the Nottinghamshire-Derbyshire Coalfields. Comparable values were recorded in Scottish tonsteins by Price and Duff (1969) who drew attention to the similarities with the local alkali basalts. The link with the volcanic activity had been noted earlier in the Fife Coalfield by Francis (1961) and Francis and Ewing (1961). These authors had recognised that there was a lateral passage from pyroclastics into tonsteins. The magma composition was dominantly alkali basalt and the volcanoes were small and short-lived. The lateral extent of these tonsteins generally

does not exceed 40 km (Francis, 1969). The  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio, which remains constant during the alteration, was used by Spears and Kanaris-Sotiriou (1976) to identify tonsteins formed from basic and acid ash and to distinguish these from normal sediments. This approach was later extended (Spears and Kanaris-Sotiriou, 1979) using  $\text{Ti}/\text{Al}$ ,  $\text{Cr}/\text{Al}$ ,  $\text{Zr}/\text{Al}$  and  $\text{Ni}/\text{Al}$  in a multivariate discriminant analysis based on the three rock groups above plus intermediate volcanics. Tonsteins from the paralic coal measures in NW Europe, were then classified into the four groups using the normalised trace elements. It is necessary to express the results as a ratio to overcome the problems of concentration changes due to the loss of mobile elements. The tonsteins fall into two main groups, one group formed from basic volcanic ash containing variable amounts of detrital sediment, and the main group formed from acid volcanic ash which thus substantiated the conclusions of Bouroz (1966) and Bouroz et al. (1969). The former group would appear to be restricted to Britain associated with essentially local eruptions. The latter group, which includes most of the French and German tonsteins, and some of the British, are thought to cover extensive areas, comparable with the recent ash falls described earlier and to have a common source, possibly in the Vosges or Black Forest as suggested by Bouroz (1967).

Analyses of five cinérites are presented in the accompanying table (following page).

The analyses are presented in order of decreasing silica content and increasing alumina content, with the first two analyses very similar to rhyolite concentrations. The quartz content is noteworthy and is indeed sub-microscopic in size, as noted earlier. The mean  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio for these samples is  $0.015 \pm .007$  which is characteristic of an ash of acid composition. This ratio is also comparable with the majority of tonsteins in the paralic coalfields (Spears and Kanaris-Sotiriou, 1979, fig. 4). There is a major difference however, if the  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio is plotted against the quartz content because the quartz content in the tonsteins is characteristically low, as in other bentonites (Schultz, 1962), except where there is an increment of normal detrital sediment (the presence of 2M mica confirms the detrital input) whereas the quartz content in the cinérites is certainly not uniformly low. The trace elements, Ni, Co, V,

plus tard (Spears et Kanaris-Sotiriou, 1979) en utilisant les rapports Ti/Al, Cr/Al, Zr/Al et Ni/Al dans des analyses différentielles basées sur les trois sortes de roches ci-dessus, plus des roches volcaniques intermédiaires. Les tonsteins des bassins paraliques du NW de l'Europe furent alors classés en quatre groupes basés sur les éléments en trace normalisés. Il est nécessaire d'exprimer les résultats par des rapports pour maîtriser les problèmes de changement de concentration dus à la perte des éléments mobiles. Les tonsteins se classent en deux groupes principaux, un groupe formé à partir de cendres volcaniques basiques, contenant des proportions variables de sédiments détritiques et un groupe, le plus important, formé à partir de cendres volcaniques acides, justifiant ainsi les conclusions de Bouroz (1966) et de Bouroz *et al.* (1969). Le premier groupe semblerait limité à l'Angleterre, associé essentiellement à des éruptions locales ; l'autre groupe, qui inclut la plupart des tonsteins français et allemands et quelques-uns des anglais, sont estimés couvrir des aires étendues, comparables aux chutes récentes de cendres décrites au début de la présente étude, et avoir une origine commune, vraisemblablement à partir des Vosges ou de la Forêt-Noire, ainsi que cela a été suggéré par Bouroz (1967).

Les analyses de cinq cinérites sont présentées dans le tableau I.

Les analyses sont présentées dans l'ordre décroissant des teneurs en silice et dans l'ordre croissant des teneurs en alumine avec, pour les deux premières analyses, une similitude avec les concentrations des rhyolites. La teneur en quartz est remarquable et ce quartz est d'une taille sub-microscopique, ainsi que cela a été indiqué plus haut. La moyenne du rapport  $TiO_2/Al_2O_3$ , pour ces échantillons, est de  $0,015 \pm 0,007$ , qui est caractéristique d'une cendre de composition acide.

Ce rapport est comparable aussi à celui de la majorité des tonsteins des bassins paraliques (Spears et Kanaris-Sotiriou, 1979, fig. 4). Il y a cependant une différence majeure si le rapport  $TiO_2/Al_2O_3$  est rapporté à la teneur en quartz parce que cette dernière est caractéristiquement basse dans les tonsteins, comme dans les bentonites (Schultz, 1962), excepté là où il y a un accroissement des sédiments détritiques (la présence de mica 2M confirme l'apport détritique) alors que la teneur en quartz dans les

N° d'échantillon	1	2	3	4	5
Total $SiO_2$ (silice libre + quartz %)	79.1 (50.0)	76.2 (45.2)	61.9 (37.4)	59.3 (23.3)	47.4 (4.4)
$Al_2O_3$ %	12.56	13.89	17.26	25.20	34.82
$TiO_2$ %	0.09	0.16	0.44	0.33	0.09
Ni ppm	2	3	7	10	12
Co ppm	17	38	12	4	1
V ppm	1	5	35	38	41
Cr ppm	21	22	46	58	54
Zn ppm	37	11	52	13	6
Cu ppm	7	2	12	4	4
Rb ppm	153	122	154	314	107
Sr ppm	94	167	71	36	129
Y ppm	43	25	98	18	52
Zr ppm	180	126	192	108	290
Pb ppm	92	55	38	20	23
Ba ppm	598	490	465	523	359

Tableau I

Echantillon 1	Cinérite entre 11° et 12° Grüner (Saint-Etienne).
Echantillon 2	Cinérite en Couche V (Carmaux).
Echantillon 3	Cinérite Gore B (Decazeville).
Echantillon 4	Cinérite mur de la Couche Katia (Cévennes).
Echantillon 5	Cinérite dans la Grande Couche des Oules (Cévennes).

(Analyses en spectrométrie fluorescence X par le Dr Kanaris-Sotiriou).

cinérites n'est certainement pas uniformément basse. Les éléments en trace Ni, Co, V, Cr et Cu, qui sont concentrés dans les roches ignées basiques, sont tous présents à des concentrations typiques des roches volcaniques acides. Excepté Co, ces éléments ne décroissent pas avec l'augmentation de l'altération, démontrant ainsi la stabilité de leur comportement. Il y a une diminution dans les concentrations de Pb dans le cas d'une altération, ainsi que dans celles de Zn. Dans les tonsteins, ces éléments sont retenus en association avec les sulfures diagénétiques. Il est possible que dans les cinérites, les activités diagénétiques de réduction du soufre soient insuffisamment élevées. Les mêmes analyses discriminatoires utilisées pour classer les tonsteins peuvent être appliquées aux cinérites. En utilisant les rapports Ti/Al, Cr/Al, Ni/Al et Zr/Al et les teneurs différentielles calculées (Spears et Kanaris-Sotiriou, 1979, tableau 4), les cinérites se classent comme roches éruptives acides.

Sample Number	1	2	3	4	5
Total SiO <sub>2</sub> %	79.7	76.2	61.9	59.3	47.4
(free silica = quartz%)	(50.0)	(45.2)	(37.4)	(23.3)	(4.4)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	12.56	13.89	17.26	25.20	34.82
TiO <sub>2</sub> %	0.09	0.16	0.44	0.33	0.09
Ni ppm	2	3	7	10	12
Co ppm	17	38	12	4	1
V ppm	1	5	35	38	41
Cr ppm	21	22	46	58	54
Zn ppm	37	11	52	13	6
Cu ppm	7	2	12	4	4
Rb ppm	153	122	154	314	107
Sr ppm	94	157	73	36	129
Y ppm	43	25	98	18	52
Zr ppm	180	126	192	108	290
Pb ppm	92	55	38	20	23
Ba ppm	598	490	465	523	359

Table I

Sample 1 Cinérite between the 11th and 12th Grüner (Saint-Etienne).

Sample 2 Cinérite in seam 5 (Carmaux).

Sample 3 Cinérite from Gore B (Decazeville).

Sample 4 Cinérite in the floor of the Katia Seam (Cévennes).

Sample 5 Cinérite in the Grand Seam (Cévennes).

(Analysed by X-ray fluorescence spectrometry by Dr. R. Kanaris-Sotiriou).

Cr and Cu, which are concentrated in basic igneous rocks, are all present at concentrations typical of acid volcanics. With the exception of Co these elements do not decrease with increasing alteration thus demonstrating their immobile behaviour. There is a decrease in the Pb concentrations on the table with alteration, and also Zn. In the tonsteins, these elements were retained associated with diagenetic sulphides. Possibly in the cinérites the diagenetic activities of reduced sulphur species were insufficiently high. The same discriminant function analysis used to classify the tonsteins may be applied to the cinérites. Using the Ti/Al, Cr/Al and Zr/Al ratios and the calculated discriminant function values (Spears and Kanaris-Sotiriou, 1979, Table 4), the cinérites classify correctly as acid igneous.

The trace elements in the cinérites are compared with those in the acid derived tonsteins in the table II.

Element	Cinérites (n = 5)	Acid Tonsteins (n = 31)	Δ/95% Confidence Limit
Ni	6 ± 4	178 ± 13	0.65
Co	14 ± 15	7 ± 6	0.45
V	24 ± 19	25 ± 34	0.07
Cr	40 ± 18	26 ± 29	0.87
Zn	24 ± 20	47 ± 63	0.29
Cu	6 ± 4	21 ± 35	0.37
Rb	170 ± 83	25 ± 48	2.27
Sr	100 ± 51	93 ± 163	0.88
Y	47 ± 31	65 ± 60	0.22
Zr	180 ± 71	122 ± 57	0.53
Pb	46 ± 29	61 ± 31	0.59
TiO <sub>2</sub> %	0.34 ± 0.23	0.40 ± 0.26	0.27

Table II

element concentrations µg/gm unless shown otherwise. mean values ± standard deviation.

Δ/95% confidence limit = difference between the means divided by confidence limit.

If this is > 1, upper and lower confidence limits for the difference does not include 0 and the population means are unlikely to be the same.

In the table, some of the standard deviations are greater than the mean values indicating a non-normal distribution. The significance of the difference between the sample means has therefore been calculated on a logarithmic scale. The only element which differs significantly is Rb, which is mobile but is retained along with K in the cinérites. This table demonstrates that not only are the cinérites and acid tonsteins very similar, but also that the trace elements as a group are much less mobile than are the major elements.

The trace elements have been used to confirm the volcanic origin of many tonsteins and to determine the original ash composition. The igneous rock groups used are broad and greater subdivision is now desirable. The problem of recognising altered pyroclastic is not only of interest to tonstein workers. Pearce and Cann (1973) used immobile elements to identify the tectonic setting of basic igneous rocks. This was extended by Winchester and Floyd (1977) to cover all volcanic rock groups and discrimination was achieved on a number of diagrams by plotting immobile element ratios against either other ratios or single element concentrations. The plot of Nb/Y against Zr/TiO<sub>2</sub> was used by Huff and Turkmenoglu (1981) to identify the original ash composition of K-bentonites. On the same diagram the analyses of British tonsteins either fall in the alkali basalt field or

Les éléments en trace dans les cinérites sont comparés avec ceux des tonsteins acides qui en sont dérivés, dans le tableau II.

Element	Cinérites (n = 5)	Tonst. acides (n = 3)	$\Delta/95\%$ Intervalle de confiance
Ni	6 ± 4	178 ± 13	0.65
Co	14 ± 15	7 ± 6	0.45
V	24 ± 19	25 ± 14	0.07
Cr	40 ± 18	26 ± 29	0.87
Zn	24 ± 20	47 ± 63	0.29
Cu	6 ± 4	21 ± 35	0.37
Rb	170 ± 93	25 ± 48	2.27
Sr	100 ± 51	991 ± 1630	0.38
Y	47 ± 31	65 ± 60	0.22
Zr	180 ± 71	122 ± 57	0.53
Pb	46 ± 29	61 ± 31	0.59
TiO <sub>2</sub> *	0.34 ± 0.23	0.40 ± 0.26	0.27

Tableau II

concentrations exprimées en  $\mu\text{g/g}$  (p.p.m.) sauf spécification contraire.

valeurs moyennes  $\pm$  écart-type.

$\Delta/95\%$  d'intervalle de confiance = différence entre les moyennes, divisée par l'intervalle de confiance.

Plus ce rapport se rapproche de 1, moins il y a de chances que les moyennes soient les mêmes dans les deux faciès.

Dans ce tableau, quelques écarts-types sont supérieurs à la moyenne et indiquent une distribution anormale. Le seuil de signification de la différence entre les moyennes des échantillons a été calculé en échelle logarithmique. Le seul élément qui diffère d'une manière significative est le Rb, mobile, il suit le K dans les cinérites.

Ce tableau montre aussi, non seulement que les cinérites et les tonsteins acides sont très semblables, mais encore que le groupe des éléments en trace est moins mobile que celui des majeurs.

Les éléments en trace ont été utilisés pour confirmer l'origine volcanique de nombreux tonsteins et pour déterminer la composition des cendres originelles. Les groupes de roches ignées utilisées sont nombreux et des subdivisions plus grandes sont actuellement désirables. Le problème de l'identification des pyroclastes altérés n'intéresse pas que les chercheurs étudiant les tonsteins. Pearce et Cann (1973) ont utilisé les éléments stables pour préciser la mise en place tectonique des roches ignées basiques. Cela a été étendu par Winchester et Floyd (1977) à tous les groupes de roches volcaniques et le classement fut complété sur de nombreux dia-

grammes en déterminant le rapport des éléments de comportement stable aux concentrations d'autres éléments simples. Le rapport de Nb/Y à Zr/TiO<sub>2</sub> a été utilisé par Huff et Turkmenoglu (1981) pour déterminer la composition de la cendre originelle d'une K-bentonite. Sur un même diagramme, les analyses des tonsteins anglais se placent dans le champ, soit des basaltes, soit dans celui des rhyolites ou des rhyodacites-dacites. Sur cinq cinérites analysées, quatre appartiennent au champ des rhyolites et une à celui des rhyodacites-dacites, ce qui confirme ainsi la similitude générale des cinérites et des tonsteins acides. Dans les études des roches d'épanchement modernes, la transition des rhyolites aux rhyodacites et aux dacites est souvent caractérisée par une augmentation des éléments cristallins et une diminution concomitante des verres. Cela peut être accentué par le classement et c'est pourquoi une variation latérale dans la composition des cendres est possible.

## IX. — ETUDE CRITIQUE DES DIVERSES CLASSIFICATIONS DE CINÉRITES ET DE TONSTEINS

Les nombreuses études dont ont été l'objet les marqueurs pétrographiques ont abouti à des classifications que nous allons rappeler succinctement avant d'en discuter les valeurs relatives. Chronologiquement, elles ont été publiées par les auteurs suivants : Schüller (1951), Schüller (in Schüller et Hoehne, 1956), Bouroz (1962), Masek (1933), Bouroz (1936, 1972), Dopita et Kralik (1967, 1969).

Nous en rappellerons les données en nous inspirant, en partie, d'une publication précédente (Burger, 1979).

### 1) Classifications antérieures.

Schüller (1951) :

- 1) Mechanische sedimente
  - (a) gewöhnliche tonsteine (fossile tone)
  - (b) kaolinitsteine
  - (c) bentonitsteine
- 2) (Bio-) chemische sedimente
  - (a) graupentonsteine
  - (b) kristalltonsteine
- 3) Vulkanogene sedimente
  - tuffsteine (fossile dichte tuffe)

in the rhyolite, rhyodacite-dacite fields. Of the five cinérite analyses, four fall in the rhyolite field and one in rhyodacite-dacite field, which thus confirms the general similarity of the cinérites and the acid tonsteins. In studies of modern tephra the transition from rhyolite to rhyodacite and dacite is often achieved by an increase in the crystal content and a concomitant decrease in the glass content. This may be achieved by sorting and therefore a lateral variation in the ash composition is possible

## IX. — CRITICAL STUDY OF DIFFERENT CINERITE AND TONSTEIN CLASSIFICATIONS

The numerous studies made on the petrographic markers have resulted in classifications that we are going to recall briefly, before discussing their relative values. Chronologically they have been published by the following authors: Schüller (1951), Schüller (in Schüller and Hoehne, 1956), Bouroz (1962), Masek (1963), Bouroz (1966, 1972), Dopita and Kralik (1967, 1969).

We shall recall the data, partially from an anterior publication (Burger, 1979).

### 1) Anterior classifications.

Schüller (1951) :

- 1) *Mecanische sedimente*
  - (a) *gewöhnliche tonsteine (fossile tone)*
  - (b) *kaolinitsteine*
  - (c) *bentonitsteine*
- 2) *(Bio-) chemische sedimente*
  - (a) *graupentonsteine*
  - (b) *kristalltonsteine*
- 3) *Volkanogene sedimente*  
*tuffsteine (fossile dichte tuffe)*

This classification, tending to classify the tonsteins according to origin was replaced by his other classification, as follows :

Schüller (in Schüller and Hoehne, 1956) :

A - Körnige tonsteine

- 1) *Kristalltonsteine (numerous crystals of kaolinite and occasionally of leverriérite)*
- 2) *Graupentonsteine (grains of kaolinite finely crystallised and nearly isotropic optically)*
- 3) *Pseudomorphosen-tonsteine (which is, essentially, composed of microcrystalline kaolinite pseudomorphing silicates such as micas and feldspars)*

B - Dichte tonsteine

(tonsteins composed almost exclusively of a fine paste, nearly isotropic of kaolinite, illite but very rarely montmorillonite)

C - Tonsteinähnliche Detritussedimente

(composed principally of broken micas : biotite, muscovite, chlorite).

This classification, based originally on the study of the tonsteins from the Ruhr and Sarre Basins, is used at present by the German school and by numerous researchers elsewhere. According to the publications of its author and those of Hoehne, the sedimentary origin of the tonsteins became to them a true dogma. Consequently, this classification appeared to them to answer correctly all the questions that one could ask at that moment.

Bouroz (1962) :

- 1) *Ortho-tonstein ( $\alpha$ ,  $\beta$ )*
- 2) *Strato-tonstein ( $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\beta$ )*
- 3) *Crypto-tonstein*
- 4) *Meta-tonstein*
- 5) *Cata-tonstein*

(for the definitions please go to the original publication).

This classification was established by the author at time when he only had as his field of study the basin in the north of France. It was of course not sufficient to obtain a view of the whole question, based as it was by force of circumstances on a paralic basin. However, the author felt it necessary to publish this classification in response to that of Schüller's, because it seemed so incapable of answering a number of questions, of which this was the main one ; how it was possible to admit an orthodox sedimentary origin for such thin beds, so widely spaced geographically and of such a contrasting petrographic composition, while the sedimentary conditions prevalent at a given moment in a very big basin are extremely heterogeneous and transgressive with respect to one another.

Masek (1963) :

- 1) *Tonsteins with crystals (corresponding to tuffs with biotite)*
- 2) *Tonsteins with grains (lapilli tuffs)*
- 3) *Tonstein compact (tuffs with kaolinised ash)*
- 4) *Tonsteins with pseudomorphs (tuffs with quartz and sanidine crystals).*

Cette classification, tendant à classer les tonsteins d'après leur origine, a été remplacée par son auteur, par la classification suivante :

Schüller (in Schüller et Hoehne, 1956) :

A - Körnige tonsteine

- 1) Kristalltonsteine (à nombreux cristaux de kaolinite et, occasionnellement, de leverriérite)
- 2) Graupentonsteine (à grains de kaolinite finement cristallisés et optiquement presque isotropes)
- 3) Pseudomorphosen-tonsteine (qui, pour l'essentiel, se compose de pseudomorphoses de kaolinite microcristalline en silicates tels que micas ou feldspaths)

B - Dichte tonsteine

(Tonsteins composés à peu près exclusivement d'une pâte presque isotrope de kaolinite, d'illite ou parfois, mais très rarement, de montmorillonite)

C - Tonsteinähnliche Detritussedimente

(Constitués principalement par des micas broyés, biotite, muscovite, chlorite).

Cette classification, basée à l'origine sur l'étude des tonsteins du bassin de la Ruhr et du bassin de la Sarre, est utilisée actuellement par l'école allemande et de nombreux chercheurs d'autres pays. D'après les publications de son auteur et celles de Hoehne, l'origine sédimentaire des tonsteins constituait pour eux un véritable dogme ; par conséquent, cette classification leur paraissait répondre correctement à toutes les questions qu'on pouvait se poser à ce moment-là.

*Bouroz (1962) :*

- 1) Ortho-tonstein ( $\alpha$ ,  $\beta$ )
- 2) Strato-tonstein ( $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\beta$ )
- 3) Crypto-tonstein
- 4) Meta-tonstein
- 5) Cata-tonstein

(pour les définitions, on voudra bien se reporter à la publication originale).

Cette classification a été établie par son auteur alors qu'il ne disposait comme champ d'étude, que du bassin du Nord de la France. C'était, bien entendu, notoirement insuffisant pour avoir une vue d'ensemble de la question, ses recherches se limitant, par la force des choses, à un bassin paralique seulement.

Cependant, l'auteur avait tenu à publier cette classification en réaction contre celle de Schüller, tellement celle-ci lui avait paru incapable de répondre à un certain nombre de questions, dont

la principale était la suivante : comment était-il possible d'admettre une origine sédimentaire banale pour des niveaux aussi minces, aussi étendus géographiquement et de composition pétrographique aussi constante, alors que les conditions sédimentologiques régnant à un instant donné dans un très grand bassin sont extrêmement hétérogènes et transgressives d'un point à un autre.

*Masek (1963) :*

- 1) Tonsteins à cristaux (correspondant à des tufs à biotites)
- 2) Tonsteins à grains (tufs à lapilli)
- 3) Tonsteins compacts (tufs de cendres vitreuses kaolinisées)
- 4) Tonsteins de pseudomorphose (tufs cristallins à quartz et sanidines).

Cette classification est la première à se référer explicitement à l'origine volcanique de ces niveaux par leur assimilation à des tufs. Mais il nous paraît regrettable qu'elle continue à employer le terme tonstein, car ce mot a été longtemps considéré comme synonyme de niveau d'origine sédimentaire à kaolinite largement dominante.

*Bouroz (1966, 1972) :*

La classification de 1972 est celle qui a été exposée tout au long de la présente étude ; celle de 1966, dans laquelle il n'y avait pas encore de type V, traduisait une première approche de la question, son auteur n'ayant eu qu'à partir de 1964, l'ensemble des bassins houillers français, comme champ d'activité.

Ce sont les cinérites des bassins stéphaniens du Massif Central qui, par la fraîcheur remarquable qu'elles avaient conservée dans les formations à charbon allochtone des gisements, ont permis de confirmer la véritable origine de ces marqueurs pétrographiques et c'est leur très grande variété qui a permis d'arriver à une classification qui paraît relativement complète, dans l'état actuel de la question.

*Dopita et Kralik (1967, 1969) :*

- 1) Type T (tuf, tuffite) - tufs à cristaux altérés et phyllitisés.
- 2) Type KT (kristalltonstein) - tufs vitreux presque entièrement phyllitisés.

This classification is the first to refer specifically to the volcanic origin of these beds by inclusion of tuff. But it appears regrettable that he continued to use the term tonstein which had for a long time been considered synonymous with a bed dominated by kaolinite but of sedimentary origin.

Bouroz (1966, 1972) :

The classification of 1972 is that used throughout the present study. The classification of 1966, in which Type V were unrepresented, represented a first approach to the problem and it was only after 1964 that the author became involved with material from all the French Coalfields. Thus, the cinérites of the Stephanian Basins of the Massif Central which by the remarkable freshness that they had retained during the formation of allochthonous coals, enabled the true origin of these petrographic markers to be established, and it is their very great variety which enabled a classification to be produced, which looks relatively complete in the present state of knowledge.

Dopita and Kralik (1967, 1969) :

- 1) Type T (tuff) - tuffs with crystals altered to clay
- 2) Type KT (kristalltonstein) - tuffs with glass almost entirely converted to clay.

These authors have equally recognised the ash origin of the beds they have studied, but it seems that they have not dealt with sufficient numbers to be able to build an exhaustive classification.

## 2) Comparison of Schüller's (1956) and Bouroz's (1972) Classification.

It is interesting in the present stage of research, to try to harmonise these two classifications, and to consider why they appear, at first sight, to be so dissimilar. The fundamental cause responsible for this difference must be sought in the depositional conditions of the material studied and retained as a basis of classification. While the Bouroz classification (1972) stressed principally on beds having not undergone extreme alteration (beds whose tuff origin was easily recognisable because they were deposited in sterile sequences or in the allochthonous coals of limnic basins), Schüller's 1956 classification relied on the tonsteins of the Sarre Basin. Now we know that the material in

that basin has been subjected to intense pedogenic activity which has resulted in an almost total kaolinisation of the original materials whatever its original chemical composition. This particular process of alteration appears to us so important that it would in itself justify the replacement of Schüller's kaolinkohle-tonstein by the term kaolinpedogenesetonstein, especially as, if the tonsteins preferentially occur in beds of coal (but not always), this is due to a question of probability, as has already been demonstrated (Bouroz, 1970). This apparent connection (\*) results from the fact that in any sedimentary coal sequence, the time for the accumulation of the coal represent a very high percentage of the total time of deposition of the sequence : 69 % for the Westphalian C of Pas-de-Calais, 87 % for the Stephanian in Carmaux. There is also the fact that volcanic explosions occur in a very uncertain manner with respect to time (Chalard, 1967). It is to be expected that the ashes will be most numerous in the sedimentary phase which represents the longest relative time (phase of organic accumulation). It remains to consider each term in Schüller's classification and to find out what it corresponds to in the Bouroz classification.

**Kristalltonsteine.** — When the bed is composed entirely of kaolinite vermicules often without optically visible quartz, there is complete kaolinisation either of a cinérite of Type I or of a cinérite of Type III, a long way from its place of emission (Pl. VIII, fig. 4).

If one observed quartz with a rhyolitic habit and angular grains corresponding to altered feldspars or to altered felsites kaolinised with no change in volume, it is a question of Type II cinérites (Pl. IV, fig. 4).

**Graupentonsteine.** — These are generally Type V cinérites, with the accumulation or rounded lapilli corresponding to less acid ashes in which one observes only a little quartz (Pl. X, fig. 2).

---

(\*) In the bibliography of the note by Burger (1979) the translation into German of the Bouroz note (1970) has been the subject of a mistranslation by the translator : in the title of the original note, the word "apparent" is used in the sense of fortuitous, but it has been translated by evident which means in the title translated into German the opposite of what its author meant in French. It is true that this mistranslation makes the title of the note conform better with the sedimentary origin of the tonsteins.

Ces auteurs ont également reconnu l'origine cinéritique des niveaux qu'ils ont étudiés, mais il ne semble pas qu'ils aient disposé de niveaux suffisamment nombreux pour pouvoir bâtir une classification exhaustive.

## 2) Comparaison des classifications Schüller (1956) et Bouroz (1972).

Il paraît intéressant, au stade actuel des recherches, d'essayer d'harmoniser ces deux classifications et de rechercher pourquoi elles paraissent à première vue, si dissemblables.

La cause fondamentale qui se trouve à l'origine de cette dissemblance doit être recherchée dans les conditions de gisement du matériel étudié et retenu comme base de classification. Alors que la classification Bouroz (1972) s'est appuyée principalement sur des niveaux n'ayant pas subi, la plupart du temps, d'altération très poussée (niveaux dont l'origine cinéritique était facilement reconnaissable parce qu'ils s'étaient déposés souvent en séquences stériles ou dans les couches de houilles allochtones des bassins limniques), la classification de Schüller (1956) s'est appuyée dès l'origine, sur les tonsteins du bassin de la Sarre. Or, on sait que le matériel de ce bassin a été soumis à une pédogenèse intense dont le résultat a été d'entraîner une kaolinisation presque intégrale du matériel originel, quelle que soit la composition physico-chimique initiale de ce dernier. Ce processus d'altération particulier nous paraît tellement important qu'il justifierait à lui seul de remplacer, dans le cadre de la classification de Schüller, le terme *kaolinkohlentonstein* par le terme *kaolinpedogenesetonstein*, d'autant plus que si les tonsteins se rencontrent préférentiellement (mais pas toujours) dans les couches de houille, cela est dû à une question de probabilité comme cela a déjà été démontré (Bouroz, 1970) : cette liaison apparente (\*) résulte du fait que, dans une séquence sédimentaire houillère quelconque, les temps cumulés de dépôt des couches de houille représentent un pourcentage très

(\*) Dans la bibliographie de la note Burger (1979), la traduction en allemand du titre de la note Bouroz (1970) a fait l'objet d'un contresens de la part du traducteur : dans le titre de la note originelle, le mot « apparent » est pris dans le sens de « fortuit », mais il a été traduit par « évident », ce qui fait dire au titre traduit en allemand, le contraire de ce que son auteur a voulu dire en français. Il est vrai que ce contresens fait mieux cadrer le titre de la note avec la théorie de l'origine sédimentaire des tonsteins.

élevé du temps total de dépôt de la séquence : 69 % pour le Westphalien C du Pas-de-Calais, 87 % pour le Stéphien de Carmaux. Comme d'autre part, les explosions volcaniques se répartissent dans le temps, d'une façon aléatoire (Chalard, 1967), il est normal que les cinérites soient plus nombreuses dans la phase sédimentaire qui représente le temps relatif le plus long (phase d'accumulation phytogène).

Il reste à analyser chaque terme de la classification Schüller et à rechercher à quoi il correspond dans la classification Bouroz.

*Kristalltonstein.* — Lorsque le niveau est composé uniquement de kaolinite vermiculée, avec ou sans quartz optiquement visible, il s'agit de la kaolinisation intégrale d'une cinérite de type I ou de type III, très éloignée de son lieu d'émission (Pl. VIII, fig. 4).

Si l'on observe la présence de quartz d'habitus rhyolitique et d'éléments anguleux correspondant à d'anciens feldspaths ou à d'anciennes felsites kaolinisées en isovolume, il s'agit de cinérites de type II (Pl. IV, fig. 4).

*Graupentonsteine.* — Il s'agit généralement de cinérites de type V, accumulation de lapilli arrondis correspondant à des cinérites d'un chîcisme relativement peu acide dans lesquelles on observe peu de quartz (Pl. X, fig. 2).

*Dichte tonsteine.* — Il s'agit de cinérites de type I extrêmement fines, dans lesquelles les cristallisations sont rares. L'accumulation des débris vitroclastiques et la compaction ultérieure entraînent généralement un litage et une orientation unique des composants microcristallins, ce qui produit une extinction en masse des minéraux en lumière polarisée (Pl. II, fig. 2).

Les trois termes précédents de la classification de Schüller traduisent d'une façon directe et précise ce que l'on peut observer au microscope polarisant, principalement dans les tonsteins des bassins de la Sarre et de la Ruhr et c'est la raison pour laquelle ces termes ont connu, et à juste titre, un grand succès auprès de tous ceux qui s'étaient intéressés à l'étude des tonsteins. Mais il n'en a plus été de même avec l'apparition du terme « Pseudo-morphosen Tonstein » introduit dans la classification de Schüller pour tenir compte d'observations nouvelles qui ne permettaient plus de faire rentrer



**Dichte tonsteine.** — These are Type I cinérites extremely fine grained in which secondary crystallisation is rare. The accumulation of vitroclastic debris, with later pressing together usually causes a preferred orientation of the elements which produces aggregate polarisation colours in thin section (Pl. II, fig. 2).

The three preceding terms of Schüller's classification are interpreted directly and exactly with what is observed under the polarising microscope, mainly in the tonsteins for the Sarre and Ruhr Coalfields and that is why these terms have rightly been accepted by all those interested in the study of tonsteins. However (\*), it is not the same with the term "pseudo-morphosen tonsteine" introduced into Schüller's classification to account for new observations which no longer made it possible to place the beds in question into one of the three initial terms of the classification.

**Pseudomorphosen tonsteine.** — In this new variety of tonstein, its essential has been defined as "kaolinite pseudomorphs in silicates" (Burger, 1979). In the explanation of the plates accompanying this last note, the author indicates the existence of kaolinite pseudomorphs in feldspars or micas, admitting without discussion nor explanation the reality of these pseudomorphs and the sense in which, according to him, they are produced.

A pseudomorph is a change by which a mineral while keeping its exterior form, is replaced by another. In other words, it is what we have called in the present study isovolume alteration. And it is because of this that pseudomorph of kaolinite in feldspar, like those recorded in Burger's paper (1979) (Pl. 2, p. 10) we appear to interpret the phenomenon in a wrong manner. In effect the angular grain (feldspar) is the primary mineral and the infilling mineral (kaolinite) is the residue from the alteration of the feldspar, for how can we seriously admit that kaolinite which remains optically microcrystalline, should suddenly take an angular shape corresponding to

---

(\*) It is quite strange to realise (Burger, 1979) that it is partly the study of the cinérites associated with the seams Olga, No. 17 de Drulhes and Mas-Dieu from the Cévennes Basin, which brought Schüller and Hoehne to the idea pseudomorphosen tonsteine, so that they interpreted what they saw in these beds into the theory of the sedimentary origin of the tonsteins. Yet it is a question of completely typical cinérite (Pl. VI, fig. 1-4; Pl. VII, fig. 1, 2).

a feldspar crystal, when there is not yet optically any trace of feldspar in the mass. This interpretation contrary to the phenomenon of the pseudomorphs only appears explicable with great effort, in the Schüller's classification, in order to agree with the suggestion of a sedimentary origin of the tonsteins as a general rule.

It is the same with the pseudomorphs of kaolinite in mica (Burger, 1979, Pl. 3, 6, 7, 8) even though in this case, the phenomena are more complex. It is known that muscovite can be transformed into kaolinite by leaching of the  $K^+$  ion and that conversely a supply of the same ion can bring about the transformation of the kaolinite into illite, but this last phenomenon is usually seen only very locally in the indurated beds in the immediate neighbourhood of fractures providing a supply of mineralising elements. The seemingly most significant case is that of the cinerites of Type IV, where one observes numerous crystals of biotite in various stages of kaolinisation. The complexity of the biotite structure makes completely improbable the converse phenomenon, that is of neof ormation from kaolinite. In the context of the coal sequence a simultaneous supply of the ions, K, Mg, Fe and Al as well as an important raising of the temperature would be necessary.

The kaolinised biotites, which are so characteristic of some tonsteins (Patrice Tonstein of the Pas-de-Calais, tonstein T2 1/2 of the Sarre, for example), must be considered as coming from alteration of a cinérite of Type IV abundant in primary biotites, but certainly not resulting from a "pseudomorphose" changing kaolinite into biotite (which would be necessary in the hypothesis of a sedimentary origin of the kaolinite). More so since these two tonsteins are found in 40 % V.M. coal seams which are known not to have exceeded a temperature of 80° C at any time during diagenesis (Karweil, 1973).

In summary, Schüller's classification seems to have been considered as representing one moment in the history of studies on tonsteins, but unable to explain now the totality of the phenomena of alteration observed in these beds, on the one hand, because it has been based initially and almost exclusively on the study of beds greatly altered by pedogenesis and on the other, because in trying to integrate important new observations into this classification the notion of pseudomorphs is used in a completely

les niveaux en question dans un des trois termes initiaux de cette classification (\*).

*Pseudomorphosen tonsteine.* — Dans cette nouvelle variété de tonstein, l'élément essentiel a été défini comme des "pseudomorphoses de kaolinite en silicates" (Burger, 1979). Dans les explications de planches accompagnant cette dernière note, l'auteur indique l'existence de pseudomorphoses de la kaolinite en feldspaths ou en micas, admettant sans discussion ni explication (à la suite des auteurs qu'il cite), la réalité de ces pseudomorphoses et le sens dans lequel, selon lui, elles se produisent.

Or, une pseudomorphose est une modification par laquelle *un minéral peut, en conservant sa forme extérieure, être remplacé par un autre.* C'est aussi ce que nous avons appelé, dans le cours de la présente étude, *une altération en isovolume.* Et c'est pour cela que les pseudomorphoses de kaolinite en feldspath, telles qu'elles sont rapportées dans la note Burger (1979) (Pl. 2 ; 9, 10 ; Pl. 3 ; 9, 10) nous paraissent interpréter le phénomène à contresens ; en fait, le contour anguleux (feldspath) est celui du minéral primaire et le minéral de remplissage (kaolinite) est le résidu d'altération du feldspath, *car comment peut-on admettre sérieusement que la kaolinite, qui reste optiquement de la kaolinite microcristalline, prenne subitement un volume anguleux correspondant à un cristal de feldspath, alors qu'il n'y a pas encore optiquement trace de feldspath dans ce volume.* Cette interprétation a contresens du phénomène de la pseudomorphose ne paraît pouvoir s'expliquer que par le souci, dans le cadre de la classification de Schüller, de l'harmoniser avec l'hypothèse d'une origine sédimentaire des tonsteins, comme processus général de leur formation.

Il en est de même de la pseudomorphose de la kaolinite en mica (Burger, 1979, Pl. 3 ; 6, 7, 8), encore que dans ce cas, les phénomènes soient plus complexes. On sait que la muscovite peut s'altérer en kaolinite par lessivage de l'ion  $K^+$ ,

---

(\*) Il est assez curieux de constater (Burger, 1979) que c'est en partie l'étude des cinérites des couches Olga, 17 de Drulhes et Mas-Dieu du bassin des Cévennes qui avait amené Schüller et Hoehne à la notion de *Pseudomorphosen Tonsteine*, afin d'arriver à intégrer ce qu'ils voyaient dans ces niveaux, dans la théorie de l'origine sédimentaire des tonsteins. Or il s'agit de cinérites tout à fait caractéristiques (Pl. VI, fig. 1 à 4 ; Pl. VII, fig. 1, 2).

et qu'inversement, un apport du même ion peut entraîner la transformation de la kaolinite en illite, mais ce dernier phénomène ne s'observe généralement que très localement, dans les niveaux indurés, au voisinage immédiat de fractures permettant un apport d'éléments minéralisateurs. Le cas qui nous paraît le plus significatif est celui des cinérites de type IV, où l'on observe la présence de nombreux cristaux de biotite en voie de kaolinisation plus ou moins avancée. La complexité de la structure de la molécule de biotite rend tout à fait improbable le phénomène inverse, c'est-à-dire sa néoformation à partir de la kaolinite dans le contexte houiller, car il y faudrait un apport simultané d'ions K, Mg, Fe et Al, ainsi qu'une importante élévation de température et, sans doute, de pression.

Les biotites kaolinisées qui sont si caractéristiques de certains tonsteins (tonstein Patrice du Pas-de-Calais, tonstein T21/2 de la Sarre, par exemple) doivent être considérées comme provenant de l'altération d'une cinérite de type IV à biotites primaires abondantes, mais certainement pas comme résultant d'une "pseudomorphose" transformant la kaolinite en biotite (ce qui serait nécessaire dans l'hypothèse d'une origine sédimentaire de la kaolinite), d'autant plus que ces deux tonsteins se rencontrent dans des gisements de charbons flambants dont on sait qu'ils n'ont à aucun moment, dépassé une température de 80° C au cours de la diagenèse (Karweil, 1973).

En résumé, la classification de Schüller nous paraît devoir être considérée comme représentant un moment de l'histoire des études concernant les tonsteins, mais incapable de rendre compte actuellement de la totalité des phénomènes d'altération observés dans ces niveaux, d'une part parce qu'elle a été basée initialement et presque exclusivement sur l'étude de niveaux fortement altérés par la pédogenèse et, d'autre part, parce que, dans le souci d'intégrer d'importantes observations nouvelles dans cette classification, elle a utilisé la notion de pseudomorphose en dénaturant le sens attaché ordinairement à ce phénomène. Toutefois, dans les bassins paraliques à cinérites entièrement kaolinisées, il est commode de continuer à se servir des trois premiers termes de la classification de Schüller parce qu'ils rendent bien compte de la typologie de ces niveaux et parce que l'altération profonde qu'ils ont subie ne permet plus de

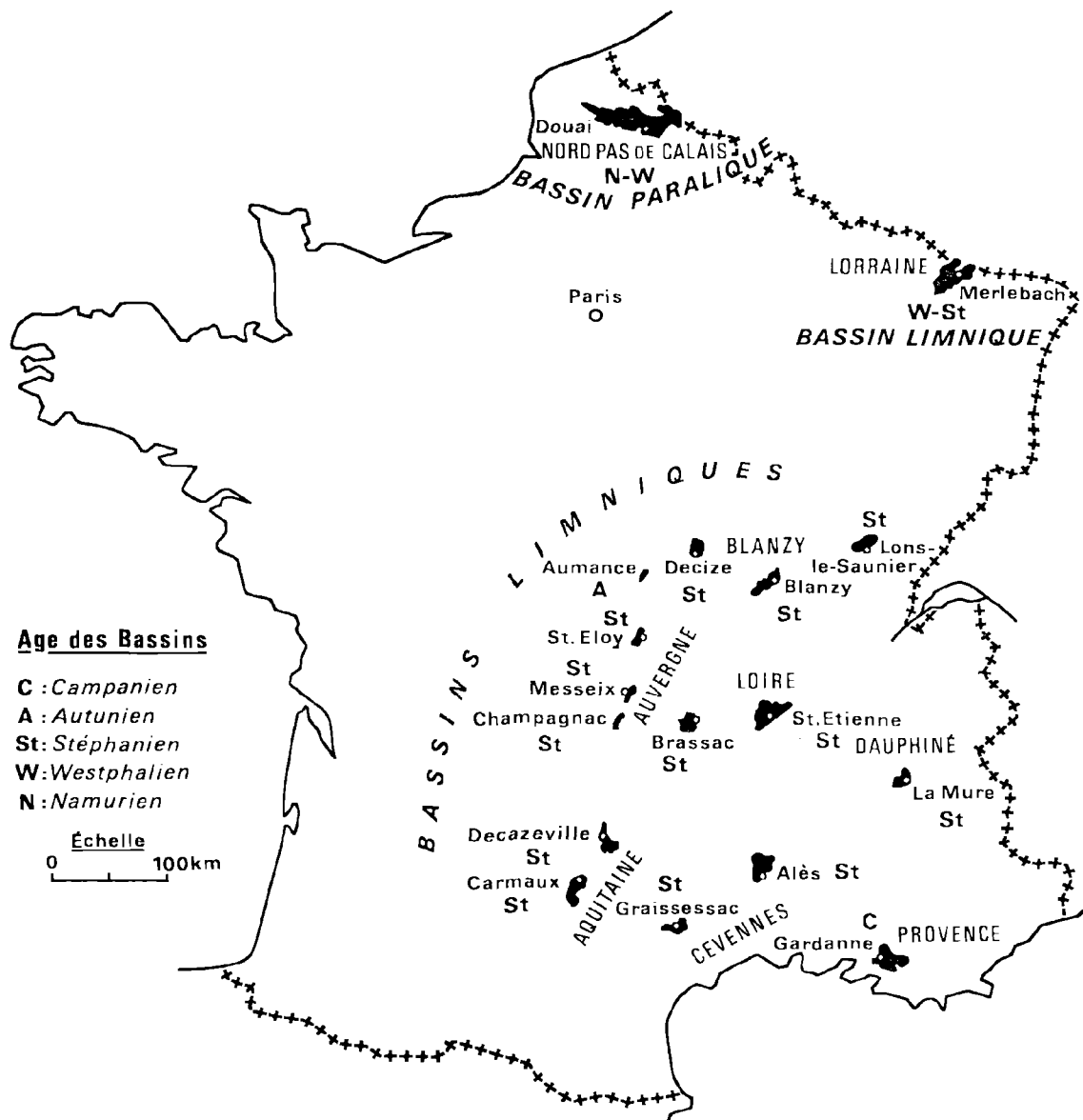


Fig. 12. — Carte montrant la localisation des principaux bassins houillers français.

Seuls ont été figurés les bassins actuellement exploités et ceux ayant fait l'objet d'exploitations ou de reconnaissances approfondies par sondages carottés, ces trente dernières années. Tous, sauf les bassins de l'Aumance et de Gardanne, contiennent des cinérites ayant été étudiées et, le cas échéant, corrélées (Bouroz, 1967, 1970).

Fig. 12. — Map showing the location of the main french coal basins.

Only the basins actually worked and those having been worked or well studied by core-drilling this last thirty years, are represented. All of them but the Aumance and Gardanne basins contain cinérites having been studied and, as the case may be, correlated (Bouroz, 1967, 1970).

les rattacher avec certitude à un type donné de cinérite.

## X. — CONCLUSIONS

Nous résumerons les observations qui ressortent de la présente étude en y ajoutant quelques autres, faites antérieurement mais qui nous paraissent importantes pour une interprétation cohérente du problème traité.

1° Le milieu sédimentaire d'accumulations phytogènes est un *milieu acide* (acides humiques). D'autre part, les eaux de ruissellement entrant dans un bassin houiller en voie de formation étant elles-mêmes (sauf rares exceptions) peu minéralisées, cela contribue à maintenir constamment un pH faible dans ce milieu.

2° Dans un bassin houiller, les périodes d'accumulation des charbons représentent un temps beaucoup plus long que celui nécessaire au dépôt de tous les autres sédiments plus grossiers (poudingues, grès, etc...) (Bouroz, 1970). Il en résulte que le dépôt d'une cinérite ou d'un tonstein (cinérite kaolinisée) se fera préférentiellement dans les charbons pour une raison purement statistique : les explosions volcaniques ayant une répartition aléatoire dans le temps, les dépôts qu'elles engendrent seront plus nombreux dans les sédiments houillers dont les temps de dépôt sont les plus longs. *Il n'y a donc aucune liaison nécessaire d'ordre génétique entre une couche de houille et la présence d'une cinérite, même kaolinisée, en son sein.*

3° Une cinérite qui vient de se déposer dans un bassin houiller constitue un *milieu ouvert* où les vides forment environ 50 % du volume total de la roche (\*) et ce milieu restera ouvert pendant un temps relativement long, même lorsque la cinérite aura été recouverte par de nouveaux sédiments (Ninkovich et al., 1978). Elle pourra donc être le siège d'une circulation d'eaux acides qui s'attaqueront facilement à un matériel volcanique frais et instable (verres notamment), entraînant une dissolution et une migration des éléments chimiques et leur réorganisation pos-

---

(\*) Dans le cas des cinérites formées de lapilli ou de cendres grossières.

sible en minéraux néoformés, phénomène dont on sait qu'il peut se produire dans les conditions de température et de pression régnant à la surface (Fritz et al., 1973 ; Millot et al., 1977). La présence de vides importants dans la roche facilitera cette *diagenèse précoce*, ce qui explique la présence de très belles néoformations cristallines. Le développement même de ces néoformations et la compaction finale du niveau fermeront ensuite le milieu et, les circulations d'eau s'arrêtant, la cinérite ne subira plus de modifications.

4° L'épigénisation du quartz en isovolume par de l'illite démontre que cette illite peut se néoformer à partir des éléments dissous dans les eaux de circulation, dans les conditions de température et de pression voisines de celles de la surface, pendant la période plus ou moins longue précédant l'oblitération complète des vides internes de la cinérite. De même, la réorganisation en isovolume, des verres à l'intérieur des échardes vitroclastiques en feuillets d'illite 1M, telle qu'elle a été observée et vérifiée par l'analyse aux rayons X, est une autre démonstration de la réalité de cette néogénèse précoce de l'illite 1M aux dépens du matériel cinéritique.

5° Cette néoformation de l'illite exige que les composants chimiques nécessaires se trouvent réunis dans le matériel cinéritique et notamment que les verres soient potassiques. A contrario, quand le matériel est calco-sodique, c'est la néoformation directe de la kaolinite qui interviendra (cf. couche 11 de Bibaï). *C'est donc la présence ou l'absence de l'ion K qui déterminera la nature des premières néoformations dans une cinérite.*

6° Les néoformations cristallines à partir des verres volcaniques et les altérations de minéraux tels que les feldspaths ou les biotites s'accompagnent généralement de la néoformation de *quartz néogénique* (Bougnères, 1979).

7° L'importance de la *pédogenèse* a été mise en évidence par la comparaison des compositions chimiques et des faciès pétrographiques d'une même cinérite ; suivant qu'elle se sera déposée au-dessus ou en-dessous de la *profondeur limite d'implantation des végétaux*, on constate que ces compositions et ces faciès sont totalement différents, la pédogenèse aboutissant à une kaolinisation plus ou moins complète du matériel cinéritique, quelle qu'en soit

different sense to that normally employed. However, in the paralic basins where the ashes are entirely kaolinised it is convenient to continue to make use of the first three terms of Schüller's classification because they explain well the typology of these beds and because it is no longer possible to attach with certainty these beds, entirely degraded, to a given type of cinérite.

## X. — CONCLUSIONS

The essential points which come from this study merit a detailed summary for they give the key of an exact interpretation of observed phenomena :

1° The sedimentary environment of coal accumulation is an acid environment (humic acid). On the other hand, the flowing water entering into a coal basin, being themselves (with rare exception) not very mineralised, helps to maintain a constant low pH in this situation.

2° In a coal basin, the period of coal accumulation represents a much greater time span than that necessary for the deposition of all other, coarser sediments (conglomerates, sandstones, etc.) (Bouroz, 1970). The result is that the deposition of the cinérite or a tonstein (kaolinised cinérite) would by preference be in the coals purely on statistical grounds : volcanic explosions having a random nature with respect to time, the deposits that they produce will be more numerous in the coal sediments whose depositional time is the longest. There is then no necessary generic connection between a coal seam and the presence within it of cinérite even kaolinised.

3° An ash, just deposited in a coal basin, constitutes an open system where voids form about 50 % of the total volume of the rock (\*) and that environment will stay open for a relatively long time, even when the cinérite has been covered by new sediments (Ninkovitch et al., 1978). It could then be the scene of a circulation of acid waters which will readily attack fresh and unstable volcanic material (notably glass) causing a dissolution and a migration of elements, and their possible reorganisation into

neofomed minerals. A phenomena known to be produced in the temperature and pressure conditions present at the surface (Fritz et al., 1973 ; Millot et al., 1977).

The presence of 50 % of voids in the rock will facilitate this early diagenesis which explains the presence of beautiful neofomed crystal in cinérites. The development of the neofomed crystals and the final compaction of the bed will close the pore spaces, preventing the circulation of water, and the cinérite will no longer be modified.

4° The isovolume epigenetic replacement of quartz by illite demonstrates that this illite can be neofomed from the elements dissolved in circulating waters at temperatures and pressure conditions close to those on the surface, during a period of variable duration before the complete obliteration of the voids inside the ash. Similarly, the isovolume reorganisation of the glass inside the vitroclastic shards by layers of 1M illite, which has been observed and verified by X-ray analysis, is another demonstration of the reality of this early neogenesis of the 1M illite at the expense of ash material.

5° This neofomation of the illite demands that the necessary chemical components are found together in the ash material and notably that the glasses are potassic. On the other hand, when the material is calcic-sodic, it is the direct neofomation of kaolinite which will occur (compare seam No. 11 of Bibai). It is the presence or absence of the K ion which will determine the nature of the first neofomation in a cinérite.

6° All crystalline neofomations from volcanic glass and all the mineral changes involving minerals such as feldspar or biotite are accompanied by the formation of neogenic quartz (Bougnères, 1979).

7° The importance of pedogenesis has been demonstrated by comparing chemical compositions and the petrographic appearance of the same cinérite. Depending whether it has been deposited above or below the maximum depth at which vegetation is established we find that the composition and the appearance are totally different, the pedogenesis producing a more or less complete kaolinisation of the ash material whatever its original chemical composition. If pedogenic action is very strong from the beginning (shallow water depth), the alteration of a

---

(\*) When cinérites are formed of lapilli or coarse grained ashes.

la composition chimique originelle. Si l'action pédogénétique est dès le début très forte (profondeur très faible de l'eau), l'altération d'une cinérite potassique peut ne pas passer par le stade de l'illitisation et être kaolinisée directement par soutirage intensif de l'ion K par les végétaux.

8° La détermination des éléments en trace peut constituer un moyen précis de déterminer l'origine soit sédimentaire banale, soit volcanique d'un tonstein, quel que soit son degré d'altération (Spears et al., 1979).

Les longues recherches qui ont abouti à la rédaction de cette étude ont respecté le précepte de Buffon : « Réunissons des faits pour avoir des idées ». Elles se sont toujours gardées de se référer à une théorie préconçue, cela aurait pu entraîner le risque d'une interprétation tendancieuse des faits pour tenter de les faire entrer dans le cadre de la théorie indûment privilégiée. Au contraire, au cours de nos recherches, chacun des faits a été observé objectivement pour lui-même et tous se sont finalement agencés d'eux-mêmes logiquement pour former un ensemble d'enchaînements cohérents.

\* \* \*

potassic ash cannot pass through the illitisation stage and is kaolinised directly by intensive leaching of K ion by the vegetation.

8° Trace element determinations can give a precise method of determining the origin either ordinary sedimentation or volcanic of a tonstein and the original ash composition whatever its degree of alteration (Spears et al., 1979).

The long researches which are successfully joined together in this study has respected

Buffon's precept : " Let us assemble facts so as to get ideas ". Reference to a preconceived theory has always been guarded against, for that could have risked a tendentious interpretation of the facts in order to attempt to put them into the framework of a wrongly favoured theory. On the contrary during our research each fact has been observed objectively in itself, and all have been finally put together in a logical way to form an ensemble of linking, consistent, facts.

. . .

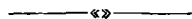




## BIBLIOGRAPHIE — BIBLIOGRAPHY

- 1) ALEXANIAN C. (1959). — Analyse des tonsteins en provenance des Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais. *Compte rendu non publié (CERCHAR)*.
- 2) BOHOR B.F. (1976). — Mineralogic and textural features of some altered volcanic ash (tonstein) layers in coal-bearing facies of the Rocky Mountains region. *The Clay Miner. Soc.*, 25th An. Clay Min. Conf., Corvallis, Or.
- 3) BOHOR B.F., PHILLIPS R.E. and POLLASTRO R.M. (1979). — Altered volcanic ash partings in Wasatch formation coal beds of Northern Powder river basin. Composition and geologic applications. *U.S. Geol. Surv.*, Op. File Report 79-1203, Denver, C<sup>o</sup>.
- 4) BOUGNERES L. (1979). — Les poussières des exploitations de charbon: essai de relation entre leur pétrologie et leur toxicité. *Thèse posthume*, Orsay.
- 5) BOUROZ A. (1962). — Sur la pluralité d'origine des tonsteins (A propos d'une cinérite oligocène du Japon). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXII, p. 77-94.
- 6) BOUROZ A. (1962). — La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique. *C.R. 4<sup>e</sup> Congr. Strat. et Géol. du Carb.*, Heerlen, 1958.
- 7) BOUROZ A. (1964). — Les composants pétrographiques principaux des schistes houillers et leur signification sédimentologique. *C.R. 5<sup>e</sup> Cong. Strat. et Géol. du Carb.*, 1963. Paris.
- 8) BOUROZ A. (1965). — Sur une cinérite du bassin de l'Ishikari (Japon). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 309-313.
- 9) BOUROZ A. (1966). — Fréquence des manifestations volcaniques au Carbonifère supérieur en France. *C.R. Ac. Sc.*, 263, p. 1025-1028, sér. D. Paris.
- 10) BOUROZ A. (1967). — Corrélation des tonsteins d'origine volcanique entre les bassins houillers de Sarre-Lorraine et du Nord-Pas-de-Calais. *C.R. Ac. Sc.*, 264, p. 2729-2732, sér. D. Paris.
- 11) BOUROZ A., CAILLERE C., GRAS H. (1969). — Cinérites et gores du bassin stéphanien des Cévennes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 227-239, Pl. XIII-XIV.
- 11 bis) BOUROZ A. (1970). — Synthèse des corrélations par les cinérites des bassins stéphanien français (Massif Central, Alpes externes, Jura). *C.R. Ac. Sc.*, 271, p. 1171-1174, sér. D. Paris.
- 12) BOUROZ A. (1970). — Réflexions sur l'apparente liaison Tonstein-Couche de Houille. *C.R. 6<sup>e</sup> Cong. Strat. et Géol. du Carb.*, Sheffield, 1967.
- 13) BOUROZ A. (1972). — Utilisation des marqueurs d'origine volcanique en stratigraphie. Exemples d'application dans les gisements houillers. *Mém. B.R.G.M.*, n<sup>o</sup> 77.
- 14) BOUROZ A., ROQUES M., VIALETTE Y. (1972). — Etude de la cinérite au sommet de la zone 2 du bassin des Cévennes. *Mém. B.R.G.M.*, n<sup>o</sup> 77.
- 15) BROUSSE R. (1975). — Précis de Géologie. I. - Pétrologie, 717 p. Dunod, Paris.
- 16) BURGER K. (1979). — Vorkommen und stratigraphische verteilung des Kaolin-Kohlesteinen in der kohlenrevieren der erde. *C.R. 8<sup>e</sup> Congr. Strat. et Géol. du Carb.*, Moscou, 1975.
- 17) CHALARD J. (1967). — Réflexions sur la définition et la genèse des tonsteins. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVII, p. 87.
- 18) ERHART H. (1956). — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris.
- 19) FRANCIS E.H. (1961). — Thin beds of graded kaolinised tuff and tuffaceous siltstone in the Carboniferous of Fife. *Bull. geol. Surv. Gt. Br.*, 17, p. 191-215.
- 20) FRANCIS E.H. (1969). — Les tonstein du Royaume-Uni. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 209-214.
- 21) FRANCIS E.H. and EWING C.J.C. (1961). — Coal measures and volcanism of the Fife Coast. *Geol. Mag.*, 98, p. 501-510.
- 22) FRITZ et TARDY (1973). — Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application à la genèse des podzols et des bauxites. *Sci. Géol. Bull.*, 26, 4, p. 339-367.
- 23) GARRELS R.M. and CHRIST C.L. (1965). — Solutions, minerals and equilibria. 450 p. Harper and Row, New-York.
- 24) GORSHKOV C.S. (1959). — Gigantic eruption of the volcano Bezimianny. *Bull. Volc.*, 2<sup>e</sup> sér., 20, p. 77-112, Pl. 39.
- 25) GRAS H. (1970). — Etude géologique détaillée du bassin houiller des Cévennes. *Thèse*, Clermont-Ferrand (non publiée).
- 26) HELGESON H.C. (1969). — Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 267, p. 729-804.
- 27) HOEHNE K. (1964). — Zur Entstehung und Stratigraphischen Verbreitung des Kaolin-Kohlesteinen in den wichtigsten Kohlenrevieren der Erde. *Fortsc. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 3, 2, p. 541-562.
- 28) HUFF W.D. and TURKMENOGLU A.G. (1981). — Chemical characteristics and origin of Ordovician K-bentonites along the Cincinnati Arch. *Clays and Clay Minerals*, 29, p. 113-123.
- 29) KARWEIL J. (1975). — The determination of paleotemperatures from the optical reflectance of coaly particles in sediments. *Coll. Intern. Pétr. Mat. Org. des Séd. C.N.R.S.*, p. 195-203, Paris.
- 30) LARSON W. (1937). — Vulkanische Asche vom Ausbruch des Chilenischen Vulkan Quizapu (1932) in Argentina gesammelt. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, p. 27-52.
- 31) MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A., TARDY Y. (1977). — L'épigénéisation calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride (Anti-Atlas, Maroc). *Sci. Géol. Bull.*, 30, 3, p. 129-152.

- 32) NINKOVICH D., SPARKS R.S.J., LEDBETTER M.T. (1978). — The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption: An example of the use of deep sea Tephra layers as a geological tool. Lamont Doherty Geological Observatory, Contribution No. 2912. *Bull. Volc.*, vol. 41-3.
- 33) PEARCE J.A. and CANN J.R. (1973). — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19, p. 290-300.
- 34) PONSFORD D.R.A. (1955). — Radioactivity studies of some British sedimentary rocks. *Bull. geol. Surv. Gt. Br.*, N° 10, p. 24-44.
- 35) PONSOLLE L. et PROUVOST J. (1980). — A propos des différentes générations de quartz dans les "tonsteins". *C.R. 105<sup>e</sup> Cong. Soc. Sav.*, Caen, Bibl. Nat. Paris.
- 36) PRICE N.R. and DUFF P. McL. D. (1969). — Mineralogy and chemistry of tonsteins from Carboniferous sequences in Great Britain. *Sedimentology*, 13, p. 45-69.
- 37) PROUVOST J. et PONCHEL G. (1969). — Contribution à l'étude minéralogique des tonsteins. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 223-226.
- 38) PROUVOST J., PONSOLLE L. et BERDZINSKI I. (1982). — La formation du quartz néogénique dans les tonsteins. *R.A.S.T.*
- 39) SCHMITZ-DUMONT W. et G. (1894). — Die Saarbrücker Tonsteine. *Tonindustr. Ztg. Dtsch.*, 18 p. 871.
- 40) SCHÜLLER A. (1951). — Zur nomenklature und genese der tonsteine. *N. J. Miner.*, Mh 5, p. 97-109.
- 41) SCHÜLLER A., HOEHNE K. (1956). — Petrographic, Chemismus und Facies der Tonsteine des Saargebietes. Teil. I, *Geologie*, 5, p. 695-755.
- 42) SCHULTZ L.G. (1962). — Non-montmorillonite composition of some bentonite beds. In: *Clays and Clay Minerals*, 11th Conf., p. 169-177. Pergamon Press, Oxford.
- 43) SPEARS D.A. (1970). — A kaolinite mudstone (tonstein) in the British Coal Measures. *J. sedim. Petrol.* 40, p. 386-394.
- 44) SPEARS D.A. (1971). — The mineralogy of the Stafford Tonstein. *Pric. Yorks. geol. Soc.*, 38, p. 497-516.
- 45) SPEARS D.A. and RICE C.M. (1973). — An Upper Carboniferous tonstein of volcanic origin. *Sedimentology*, 20, p. 281-294.
- 46) SPEARS D.A. and KANARIS-SOTIRIOU R. (1976). — Titanium in some Carboniferous sediments from Great Britain. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, p. 345-351.
- 47) SPEARS D.A. and KANARIS-SOTIRIOU R. (1979). — A geochemical and mineralogical investigation of some British and European tonsteins. *Sedimentology*, 26, p. 407-425.
- 48) STOFFLER D. (1963). — Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund Sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen in Flöz Wahl-schied der Grube Ensdorf (Saar). *Beitr. Miner. Petrogr.*, 9, p. 285-312.
- 49) STRAUSS P.G. (1971). — Kaolin rich rock in the East Midland Coalfield of England. *Compte rendu 6<sup>e</sup> Cong. int. Strat. Geol. Carbonif.*, Sheffield, 1967, N, 1519-1532
- 50) TERMIER P. (1888). — Note sur trois roches éruptives interstratifiées dans le terrain houiller du Gard. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., 16, p. 617.
- 51) VETTER P. (1980). — Le Gisement de Gardanne. *R.I.M.*, 62, N° 6, p. 413-419.
- 52) WEAVER C.E. (1963). — Interpretative value of heavy minerals from bentonites. *J. sedim. Petrol.*, 33, p. 343-349.
- 53) WINCHESTER J.A. and FLOYD P.A. (1977). — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, p. 325-343.



PLANCHES

*PLATES*



Planche I

*Plate I*

PLANCHE I

PLATE I

Fig. 1. — Lapilli d'accrétion. Cinérite entre 11<sup>e</sup> et 12<sup>e</sup> Grüner. Gr. = 7.

Origine : Bassin de Saint-Etienne.  
Etage : Stéphaniem B.

Fig. 2. — Quartz épigénisé par de l'illite 1M néoformée. Cinérite de la couche 17 de Drulhes. Gr. = 100.

Origine : Bassin des Cévennes.  
Etage : Stéphaniem A.

Fig. 3. — Accumulation de fragments de verres volcaniques brisés. Cinérite entre 11<sup>e</sup> et 12<sup>e</sup> Grüner. Gr. = 170.

Origine : Bassin de Saint-Etienne.  
Etage : Stéphaniem B.

Fig. 4. — Quartz magmatique. Cinérite de la Couche G de Rochebelle. Gr. = 100.

Origine : Bassin des Cévennes.  
Etage : Stéphaniem A.

Fig. 5. — Fibre de quartz néogénique. Tonstein Laurence. Gr. = 7.000 (d'après Ponsolle et al., 1980).

Origine : Bassin du Nord - Pas-de-Calais.  
Etage : Westphalien C.

Fig. 6. — Zircons (séparés par liqueur dense, après broyage). Cinérite de la Couche 17 de Drulhes. Gr. = 100.

Origine : Bassin des Cévennes.  
Etage : Stéphaniem A.

Fig. 7. — Feuilletés d'illite détritique altérée avec vermicules de kaolinite néoformée. Tonstein Horeb (d'origine sédimentaire). Gr. = 60.

Origine : Bassin du Nord - Pas-de-Calais.  
Etage : Westphalien B.

Fig. 8. — Amas détritiques allongés de kaolinite microcristalline. Tonstein Talence (d'origine sédimentaire). Gr. = 60.

Origine : Bassin du Nord - Pas-de-Calais.  
Etage : Base du Westphalien D.

Fig. 1. — *Accretionary lapilli. Cinérite between the 11th and 12th Grüner. X 7.*

*Origin : Saint-Etienne Basin.  
Stage : Stephanian B.*

Fig. 2. — *Quartz replaced by neoformed 1M illite. Cinérite of the 17th seam of Drulhes. X 100.*

*Origin : Cévennes Basin.  
Stage : Stephanian A.*

Fig. 3. — *Accumulation of broken fragments of volcanic glass. Cinérite between the 11th and 12th Grüner. X 170.*

*Origin : Saint-Etienne Basin.  
Stage : Stephanian B.*

Fig. 4. — *Magmatic quartz. Cinérite in the Seam G of Rochebelle. X 100.*

*Origin : Cévennes Basin.  
Stage : Stephanian A.*

Fig. 5. — *Authigenic quartz fibre. Tonstein Laurence. X 7,000 (from Ponsolle et al., 1980).*

*Origin : Nord - Pas-de-Calais Basin.  
Stage : Westphalian C.*

Fig. 6. — *Zircons (separated with heavy liquids, after crushing). Cinérite of Seam 17 of Drulhes. X 100.*

*Origin : Cévennes Basin.  
Stage : Stephanian A.*

Fig. 7. — *Flakes of detrital illite altered with vermicules of neoformed kaolinite. Tonstein Horeb (sedimentary origin). X 60.*

*Origin : Nord - Pas-de-Calais Basin.  
Stage : Westphalian B.*

Fig. 8. — *Several masses of detrital, elongate microcrystalline kaolinite. Tonstein Talence (sedimentary origin). X 60.*

*Origin : Nord - Pas-de-Calais Basin.  
Stage : Base of Westphalian D.*

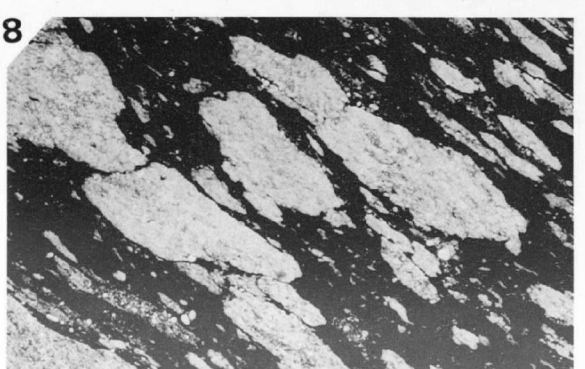
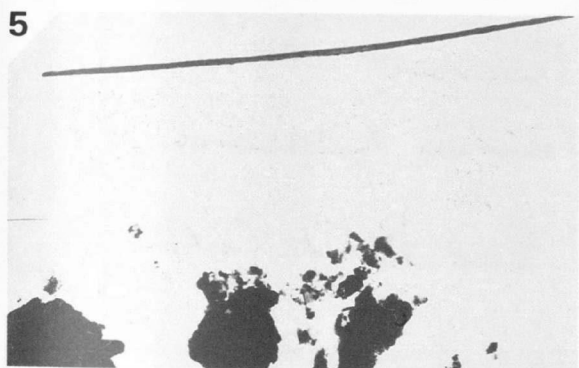
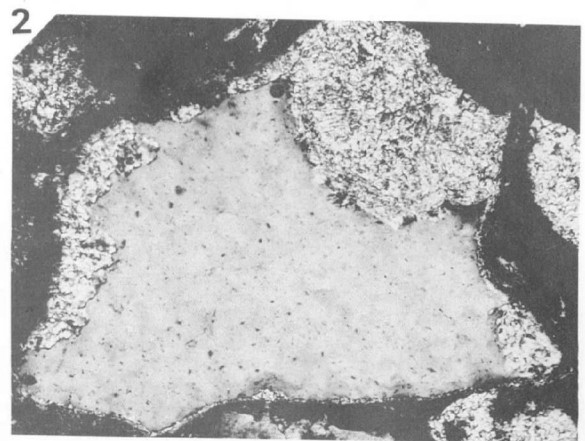
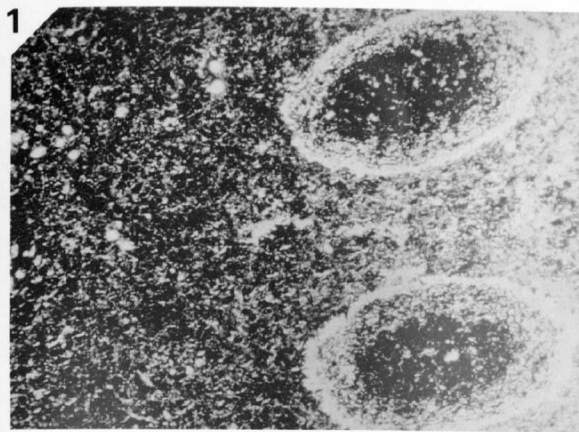






Planche II

*Plate II*

PLANCHE II

PLATE II

Fig. 1. — Type I. Cinérite formant toit de la 2<sup>e</sup> Bande au mur de la Couche Amélie (épaisseur : 5 à 6 m).

Accumulation de fragments de verres volcaniques brisés (pédogenèse absente). Gr. = 200. L.P.

Origine : Bassin de Messeix.

Etage : Stéphaniens B.

Fig. 2. — Type I. Cinérite formant mur de la Couche Champclauson (épaisseur : 6 cm).

Litage d'éléments vitroclastiques fins compactés avec néoformations d'amas allongés de kaolinite microcristalline (pédogenèse active). Gr. = 200. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.

Etage : Stéphaniens B.

Fig. 3. — Type I. Détail de la figure 1.

Lapilli d'accrétion : agglomérat de débris de verres volcaniques brisés de même nature que ceux qui composent l'ensemble de la cinérite. Gr. = 20. L.P.

Fig. 4. — Type I. Cinérite entre 11<sup>e</sup> et 12<sup>e</sup> Gruner (épaisseur : 1,35 m).

Vésicule (fragment de ponce) montrant la néoformation d'empilements d'illite 1M normalement aux parois du vésicule (pédogenèse absente). Gr. = 300. L.P.

Origine : Bassin de Saint-Etienne.

Etage : Stéphaniens B.

Fig. 1. — Type I. Cinérite formant toit de la 2<sup>e</sup> Bande below the Amélie Seam (thickness : 5-6 m).

Accumulation of broken fragments of volcanic glass (pedogenesis absent). X 200. Crossed nicols.

Origin : Messeix Basin.

Stage : Stephanian B.

Fig. 2. — Cinérite below the base of Champclauson Seam (thickness : 6 cm).

Unit of vitroclastic grains well compacted with elongate masses of neoformed kaolinite (pedogenesis active). X 200. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.

Stage : Stephanian B.

Fig. 3. — Type I. Detail of the figure 1.

Accretionary lapilli : agglomerate of broken volcanic debris of the same kind as the cinérite as a whole. X 20. Crossed nicols.

Fig. 4. — Type I. Cinérite between 11th and 12th Gruner (thickness : 1.35 m).

Shard (fragment of pumice) showing the neoformation of stacks of 1M illite lamellae, normal to the sides of the shard (pedogenesis absent). X 300. Crossed nicols.

Origin : Saint-Etienne Basin.

Stage : Stephanian B

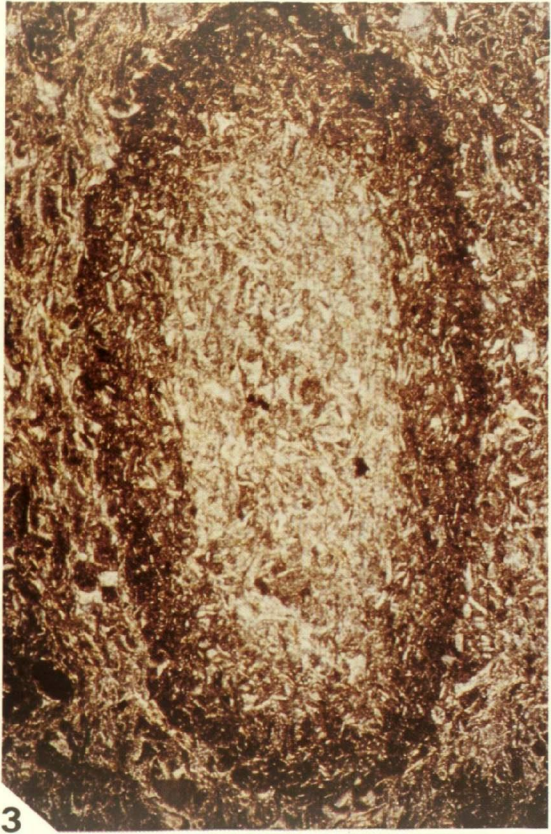
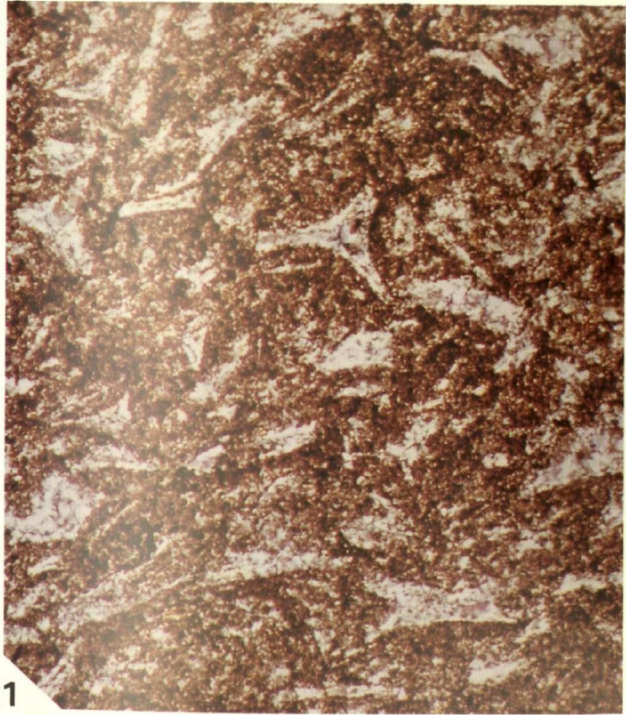
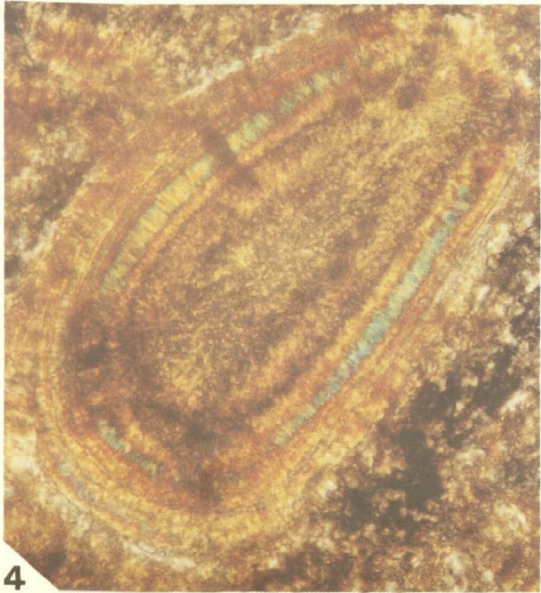




Planche III

*Plate III*

Fig. 1. — Type I. Cinérite dans la Couche Mas-Dieu de Laval (niveau b de la fig. 11) (épaisseur : 5 cm).

Litage compacté d'éléments vitroclastiques très fins polarisant en bloc ; très rares néoformations d'illite 1M en bâtonnets striés (pédogenèse absente). Gr. = 50. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.

Etage : Stéphanién A.

Fig. 2. — Type I. Cinérite dans la Couche I de Sainte-Marie (niveau b de la fig. 11) (épaisseur : 5 cm, même niveau que le précédent).

Litage compacté d'éléments vitroclastiques très fins polarisant en bloc ; amas néoformés de kaolinite vermiculée (pédogenèse active). Gr. = 50. Lumière polarisée.

Origine : Bassin de Carmaux.

Etage : Stéphanién A.

Fig. 3. — Type II. Cinérite dans le Stérile de Ricard (épaisseur : 7,5 cm).

Nombreux fragments anguleux de felsites kaolinisées ; nombreux feldspaths potassiques (d'après analyse) ; quartz magmatiques dont certains craquelés ; quelques biotites très allongées, partiellement kaolinisées ; fond constitué par un litage d'éléments vitroclastiques très fins (pédogenèse absente). Gr. = 40. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.

Etage : Stéphanién B.

Fig. 4. — Type II. Cinérite sous la Couche XII de Saint-Florent (épaisseur : 24,5 cm).

Très nombreux vésicules et fragments de ponce ; nombreux feldspaths potassiques ; quartz assez abondants ; fond d'éléments vitroclastiques lités (illite 1M et interstratifiés magnésiens d'après les analyses aux rayons X) (pédogenèse absente). Gr. = 120. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.

Etage : Stéphanién A.

Fig. 1. — Type I. Cinérite in the Mas-Dieu Seam of Laval (bed b of the fig. 11) (thickness : 5 cm).

Compacted vitroclastic fragments with aggregate polarisation ; very rare neoformed 1M illite as striated rods (pedogenesis absent). X 50. Crossed nicols.

Origin : Cevennes Basin.

Stage : Stephanian A.

Fig. 2. — Type I. Cinérite in the Seam I of Sainte-Marie (bed b of the fig. 11) (thickness : 5 cm, same bed as fig. 1).

Compacted bedding of very fine vitroclastic elements with aggregate polarisation ; heap of vermicules of neoformed kaolinite (pedogenesis active). X 50. Crossed nicols.

Origin : Carmaux Basin.

Stage : Stephanian A.

Fig. 3. — Type II. Cinérite in the Stérile of Ricard (thickness : 7.5 cm).

Numerous angular fragments of kaolinised felsite ; numerous K-feldspars (after analysis) ; magmatic quartz with some cases fractures ; a few very elongated biotites, partially kaolinitised ; background made up of very fine vitroclastic fragments (pedogenesis absent). X 40. Crossed nicols.

Origin : Cevennes Basin.

Stage : Stephanian B.

Fig. 4. — Type II. Cinérite below the XIIth Seam of Saint-Florent (thickness : 24.5 cm).

Very numerous shards and fragments of pumice ; numerous K-feldspars ; quartz quite abundant ; background made up of bedded vitroclastic fragments (1M illite and interstratified magnesium, using X-rays) (pedogenesis absent). X 120. Crossed nicols.

Origin : Cevennes Basin.

Stage : Stephanian A.

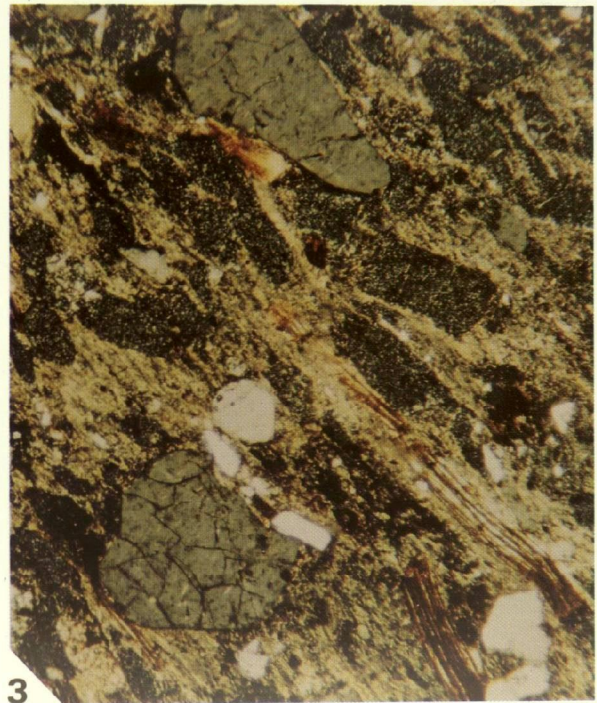
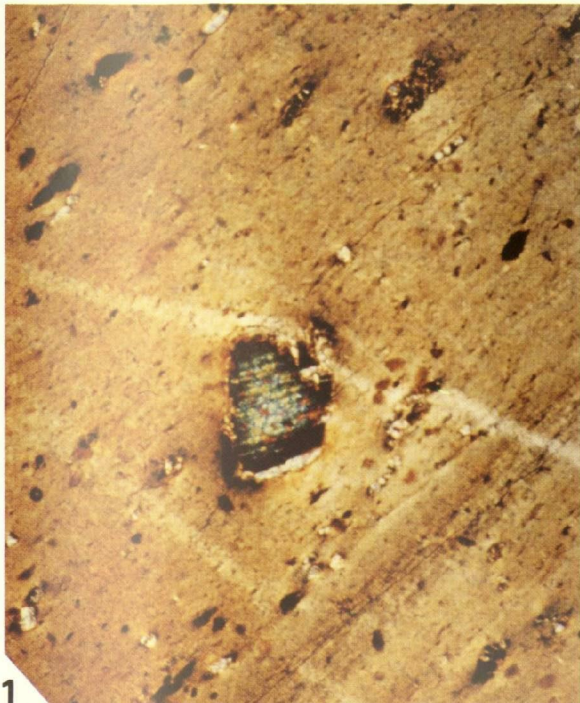
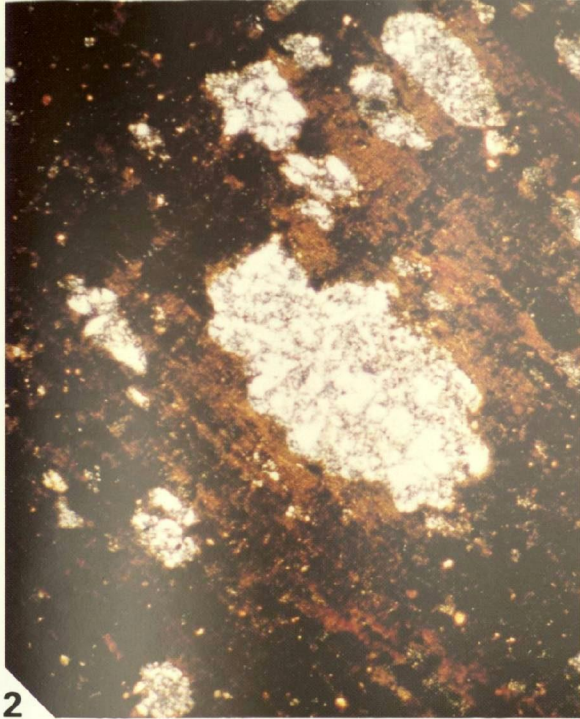






Planche IV

*Plate IV*

Fig. 1. — Type II. Tonstein T4 (épaisseur : 70 cm).

Cendre volcanique grossière composée de nombreux fragments anguleux (quartz ou felsites) ou arrondis (perles de quartz); fond cryptocristallin rougeâtre; rares vermicules bruns de kaolinite (pedogenèse très active). Gr. = 50. Lumière naturelle.

Origine : Siège Saint-Ingbert, Bassin de la Sarre.  
Etage : Westphalien C.

Fig. 2. — Type II. Même lame mince que dans la Fig. 1.

En lumière polarisée, les quartz restent blancs ou sont éteints; les felsites apparaissent microcristallines (teinte grise); le fond est isotrope (noir) avec quelques feuillettes de kaolinite (brun clair). Gr. = 50. L.P.

Fig. 3. — Type II. Tonstein T4 (épaisseur : 70 cm).

Nombreux fragments anguleux de felsites microcristallines; quartz magmatiques; fond d'éléments vitroclastiques lités kaolinisés; un cristal de zircon et un cristal d'apatite (pedogenèse très active). Gr. = 150. L.P.

Origine : Siège Saint-Ingbert, Bassin de la Sarre.  
Etage : Westphalien C.

Fig. 4. — Type II. Tonstein Constance (épaisseur : de 20 cm à l'Est à 10 cm à l'Ouest du bassin).

(Ce tonstein est l'équivalent des tonsteins Erda de la Ruhr et T5 de la Sarre).

Nombreux fragments anguleux de felsites kaolinisées; quartz magmatiques; plages de calcite néoformée; fond d'éléments vitroclastiques lités kaolinisés (pedogenèse très active). Gr. = 500. L.P.

Origine : Bassin du Nord - Pas-de-Calais.  
Etage : Westphalien C.

Fig. 1. — Type II. Tonstein T4 (thickness : 70 cm).

Coarse grained volcanic ash made of numerous angular fragments (quartz or felsites) or rounded (quartz pearl); reddish cryptocristalline background; rare brown vermicules of kaolinite (pedogenesis very active).  $\times 50$ . Natural light.

Origin : Saint-Ingbert colliery, Sarre Basin.  
Stage : Westphalian C.

Fig. 2. — Type II. Same thin section as Fig. 1.

With crossed nicols, quartz remain white or are extinct; felsites appear microcristalline (grey tint); background is isotropic (black) with some lamellae of kaolinite (light brown).  $\times 50$ . Crossed nicols.

Fig. 3. — Tonstein T4 (thickness : 70 cm).

Numerous angular fragments of microcristalline felsites; magmatic quartz; background of bedded kaolinitised vitroclastic fragments; a zircon; an apatite (pedogenesis very active).  $\times 150$ . Crossed nicols.

Origin : Saint-Ingbert colliery, Sarre Basin.  
Stage : Westphalian C.

Fig. 4. — Type II. Tonstein Constance (thickness : from 20 cm in the east to 10 cm in the west of the basin).

(This tonstein is the same as tonsteins Erda (Ruhr Basin) and T5 (Sarre Basin)).

Numerous angular fragments of kaolinitised felsite; magmatic quartz; areas of neoformed calcite; background of bedded kaolinitised vitroclastic fragments (pedogenesis very active).  $\times 500$ . Crossed nicols.

Origin : Nord - Pas-de-Calais Basin.  
Stage : Westphalian C.

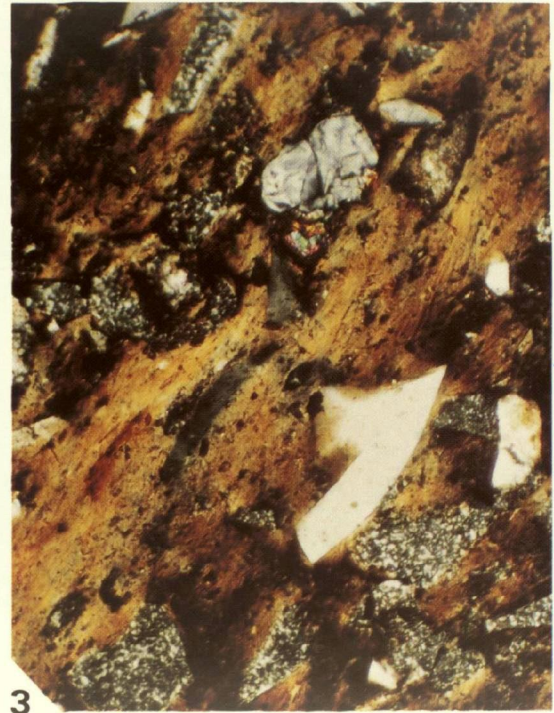
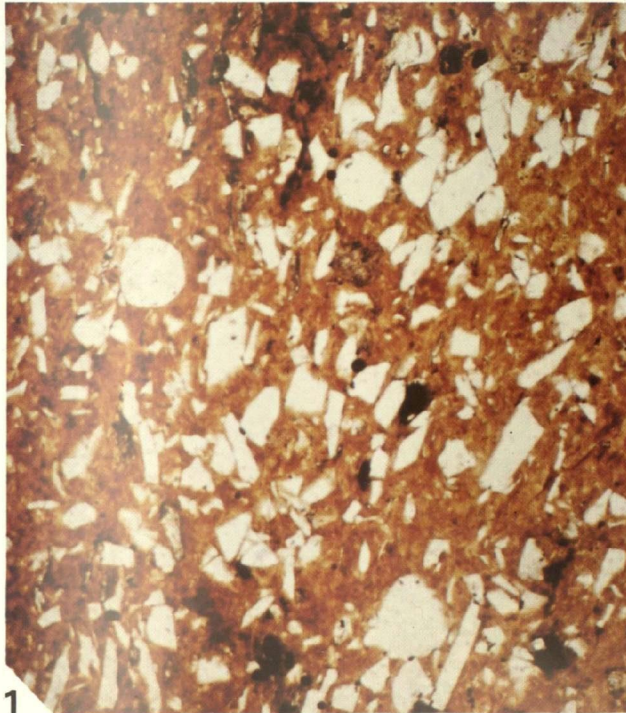
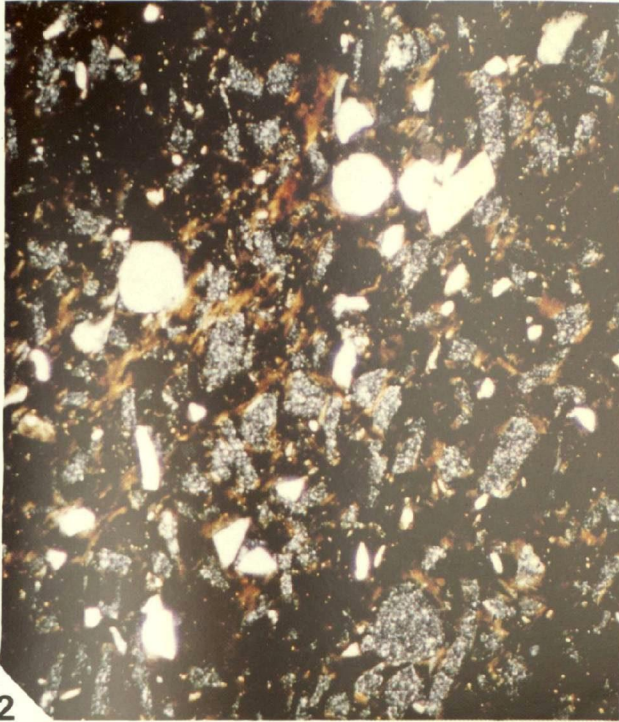




Planche V

*Plate V*

PLANCHE V

PLATE V

Fig. 1. — Type II. Cinérite dans la Couche n° 11 de Bibai (épaisseur : 3 cm).

Très nombreux lapilli anguleux feldspathiques formés essentiellement de labradors (pédogenèse absente). Gr. = 40. L.P.

Origine : Mines d'Akabira, Bassin de l'Ishikari (Japon).  
Etage : Paléocène.

Fig. 2. — Type II. Cf. Fig. 1 (détail).

Lapilli montrant l'altération typique des plagioclases (feldspaths calco-sodiques) : cavernes de dissolution dans la masse des labradors, remplies de néoformations de kaolinite microcristalline ; quelques petites plages de calcite néoformée aux dépens de l'anorthite des labradors. Gr. = 150. L.P.

Fig. 3. — Type III. Cinérite au toit de la Couche 17 de Saint-Jean (épaisseur : 37 cm).

Très nombreux lapilli anguleux formés d'une substance vitreuse en voie de réorganisation microphylliteuse (phyllite à 10Å) ; quelques quartz magmatiques (pédogenèse absente). Gr. = 20. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.  
Etage : Stéphaniens A.

Fig. 4. — Type III. Cf. Fig. 3 mais base du niveau.

Lapilli anguleux en voie de dévitrification : réorganisation en microphyllites à 10Å ; quartz magmatiques typique. Gr = 35. L.P.

Fig. 1. — Type II. Cinérite in the 11th Seam of Bibai thickness : ( 3 cm).

Very numerous angular feldspathic lapilli formed essentially of labradorite (pedogenesis absent). X 40. Crossed nicols.

Origin : Akabira Mines, Ishikari Basin (Japan).  
Stage : Palaeocene.

Fig. 2. — Type II. Compare Fig 1 (detail).

Lapilli showing typical alteration of plagioclases (Ca-Na feldspars) : dissolution holes in the body of the labradorite, filled with neoformed microcrystalline kaolinite ; some little areas of neoformed calcite after the anorthite of the labradorite. X 150. Crossed nicols.

Fig. 3. — Type III. Cinérite in the roof of the 17th Seam of Saint-Jean (thickness : 37 cm).

Very numerous angular lapilli formed of glass in the process of reorganisation to fine clay (10 Å clay mineral) ; some magmatic quartz (pedogenesis absent). X 20. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.  
Stage : Stephanian A.

Fig. 4. — Type III. Cf. Fig. 3 but base of bed.

Angular apilli in the process of devitrification ; reorganisation into fine 10 Å clay ; typical magmatic quartz. X 35. Crossed nicols

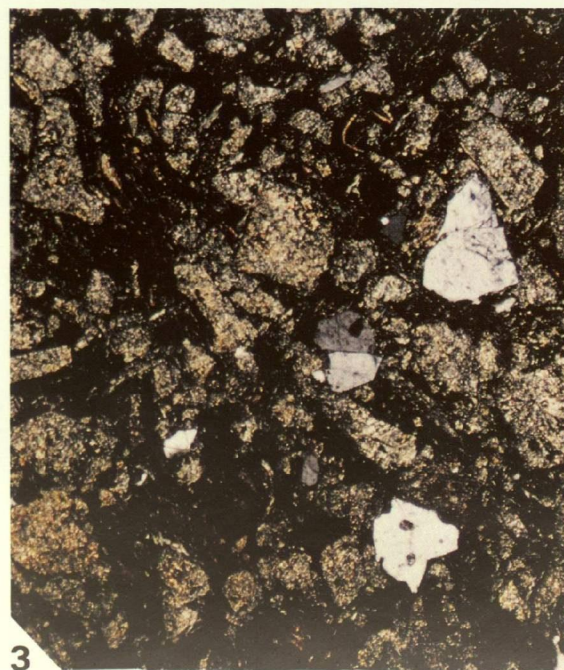
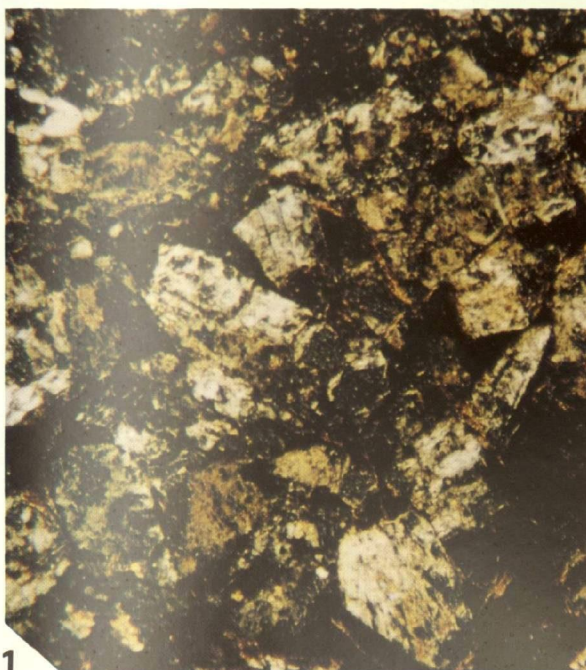
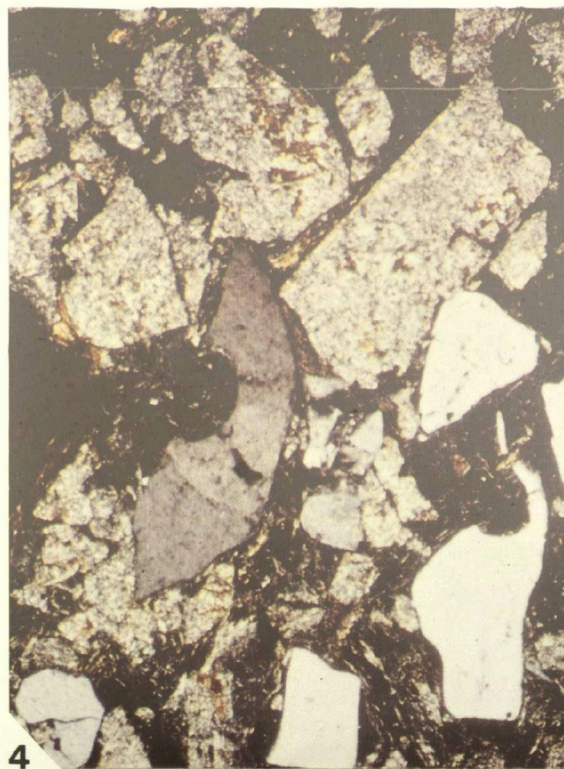






Planche VI

*Plate VI*

Fig. 1. — Type III. Cinérite dans la Couche Olga de Lava-breille (épais. : 13 cm) (partie inférieure du niveau).

A partir des débris de verres volcaniques, très nombreuses néoformations de phyllites en empilements à teintes de polarisation du 2<sup>e</sup> ordre et formés d'illite 1M ; quelques fragments (lapilli) anguleux microcristallins bruns ; quelques quartz magmatiques ; fond cryptocristallin brun foncé (pédogenèse absente) Gr. = 16. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.

Étage : Stéphanien A.

Fig. 2. — Type III. Cinérite dans la Couche Olga de Lava-breille (épais. : 13 cm) (partie supérieure du niveau).

A partir de très petits débris de verres volcaniques, très nombreuses néoformations de phyllites en bâtonnets ou vermicules striés à teintes de polarisation du 2<sup>e</sup> ordre et formés d'illite 1M ; fond microcristallin brun-rougeâtre ; pas de quartz par suite du granoclassement (pédogenèse absente). Gr. = 16. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.

Étage : Stéphanien A.

Fig. 3. — Type III. Cinérite dans la Couche Olga de Lava-breille (épaisseur : 13 cm).

Quartz magmatiques avec début d'épigénisation par de l'illite 1M ; lapilli plus ou moins anguleux formés d'une substance brune se réorganisant en gros feuilletés néoformés à peu près parallèles d'illite 1M, polarisant en bleu-vert du 2<sup>e</sup> ordre (pédogenèse absente). Gr. = 30. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.

Étage : Stéphanien A.

Fig. 4. — Type III. Cinérite dans la Couche 17 de Drulhes (= Olga), partie inférieure (épaisseur : 17 cm).

Quartz magmatiques fortement épigénisés par de l'illite 1M ; édifices phylliteux néoformés complexes constitués par un mélange d'illite 1M et d'interstratifiés (d'après analyse aux rayons X) (pédogenèse absente). Gr. = 40. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.

Étage : Stéphanien A.

Fig. 1. — Type III. Cinérite in the Olga Seam of Lava-breille (thickness : 13 cm), lower section of the bed.

Initially volcanic glass debris, very numerous stacks of neoformed clay with second order polarisation colours and formed of 1M illite ; some angular brown microcristalline fragments (lapilli) ; some magmatic quartz ; cryptocristalline darkbrown background (pedogenesis absent). X 16. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.

Stage : Stephanian A.

Fig. 2. — Type III. Cinérite in the Olga Seam of Lava-breille (thickness : 13 cm), upper section of the bed.

Initially very fine grained volcanic glass debris, very numerous neoformations of clay in rods or striated vermicules with second order polarisation colours and formed of 1M illite ; microcristalline reddish-brown background ; no quartz because of the gaded-bedding (pedogenesis absent). X 16. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.

Stage : Stephanian A.

Fig. 3. — Type III. Cinérite in the Olga Seam of Lava-breille (thickness : 13 cm).

Magmatic quartz with the beginning of epigenesis by microcristalline 1M illite ; lapilli, more or less angular, formed of a brown microcristalline substance reorganising into large sheets of 1M illite more or less parallel, blue-green second order polarisation colours (pedogenesis absent). X 30. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.

Stage : Stephanian A.

Fig. 4. — Type III. Cinérite in the 17th Seam of Drulhes (= Olga), lower section (thickness : 17 cm).

Magmatic quartz strongly replaced by 1M illite ; complex neoformed books made of a mixing of 1M illite and smectite (after X-ray analysis) pedogenesis absent). X 40. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.

Stage : Stephanian A.

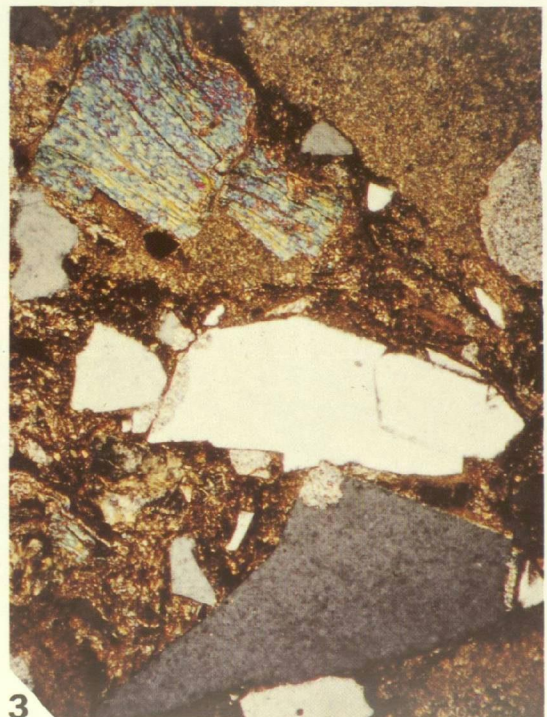
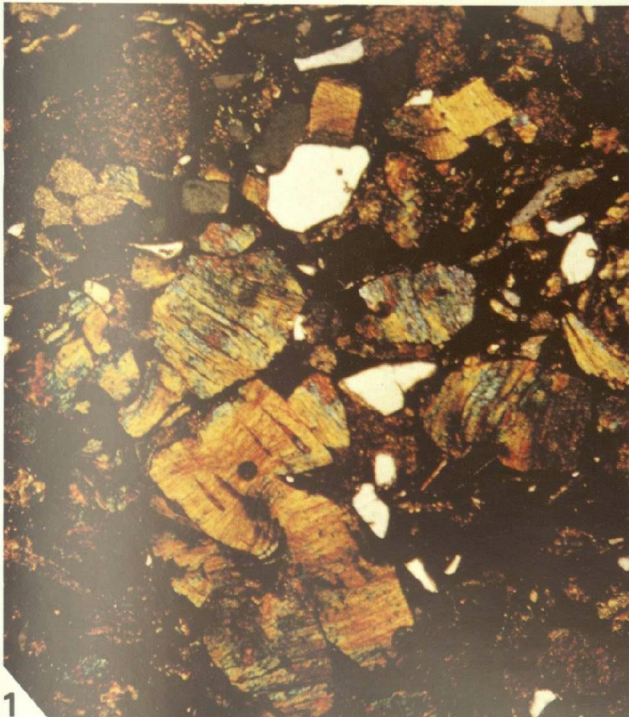
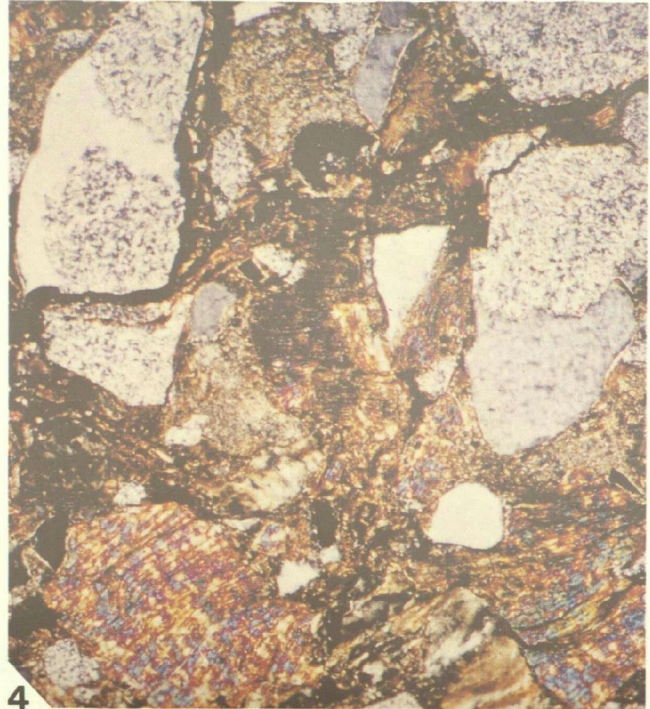
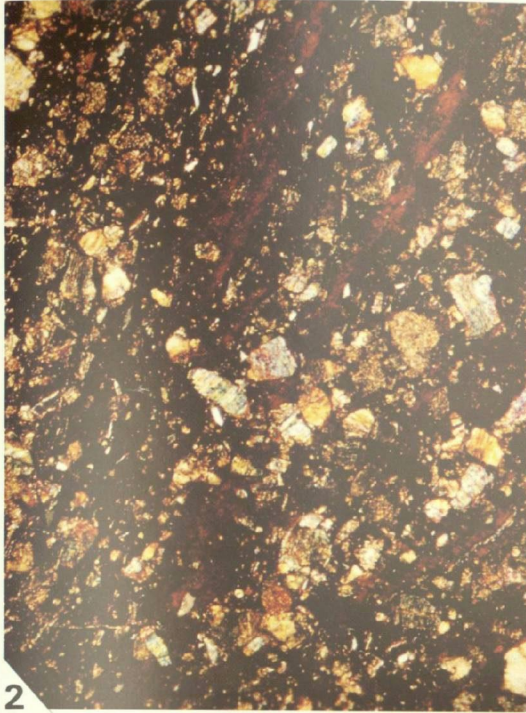




Planche VII

*Plate VII*

Fig. 1. — Type III. Cinérite dans la Couche 17 de Drulhes (= Olga) (épaisseur : 17 cm), partie inférieure.

Gros vermicule néoformé complexe ; illite 1M + interstratifié magnésien (pédogenèse absente). Gr. = 40. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.  
Étage : Stéphanién A.

Fig. 2. — Type III. Cinérite dans la Couche 17 de Drulhes, (épaisseur : 17 cm), partie moyenne.

Nombreuses néoformations primaires de vermicules d'illite 1M à partir de débris de verre volcanique ; quelques quartz magmatiques en partie épigénisés par de l'illite 1M microcristalline (pédogenèse absente). Gr. = 40. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.  
Étage : Stéphanién A.

Fig. 3. — Type III. Cinérite dans la Couche G de Rochebelle (= Olga) (épaisseur : 18 cm).

Bâtonnets striés, normalement à l'allongement, de kaolinite presque pure ; quelques petits amas microcristallins de kaolinite ; quelques quartz magmatiques ; fond cryptocristallin (éteint) (pédogenèse active). Gr. = 35. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.  
Étage : Stéphanién A.

Fig. 4. — Type III. Cf. Fig. 3 (détail).

Leverriérite typique ; ancienne néoformation primaire d'empilements de feuillets d'illite 1M presque entièrement kaolinisés par pédogenèse ; les quelques feuillets ou éléments à teintes de polarisation du 2<sup>e</sup> ordre (bleu-vert) représentent les restes de l'illite 1M primaire non encore kaolinisés (pédogenèse active). Gr. = 120. L.P.

Fig. 1. — Type III. Cinérite in the 17th Seam of Drulhes (= Olga) (thickness : 17 cm), lower section.

Large, complex neoformed vermicule ; 1M illite and Mg smectite (pedogenesis absent). X 40. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.  
Stage : Stephanian A.

Fig. 2. — Type III. Cinérite in the 17th Seam of Drulhes, (thickness : 17 cm), middle section.

Numerous primary neoformations of 1M illite vermicules after volcanic glass debris ; some magmatic quartz in the process of altering to microcristalline 1M illite (pedogenesis absent). X 40. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.  
Stage : Stephanian A.

Fig. 3. — Type III. Cinérite in the G Seam of Rochebelle (= Olga) (thickness : 18 cm).

Nearly pure vermicule of kaolinite striated normal to the elongation ; some small masses of microcristalline kaolinite ; some magmatic quartz ; cryptocristalline (feeble) background (pedogenesis active). X 35. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.  
Stage : Stephanian A.

Fig. 4. — Type III. Cf. Fig. 3 (détail).

Typical leverriérite ; ancient neoformation of books of 1M illite sheets nearly entirely kaolinitised during pedogenesis ; some sheets or areas show second order polarisation colours (blue-green) representing the remains of the primary 1M illite not kaolinitised (pedogenesis active). X 120. Crossed nicols.

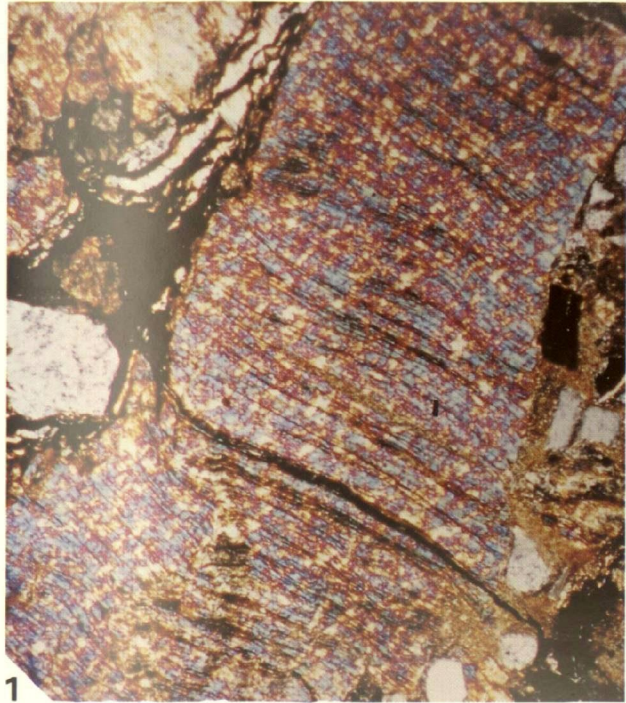
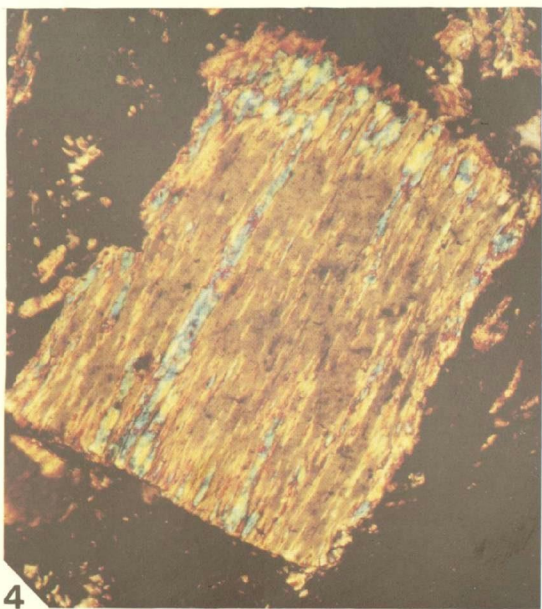
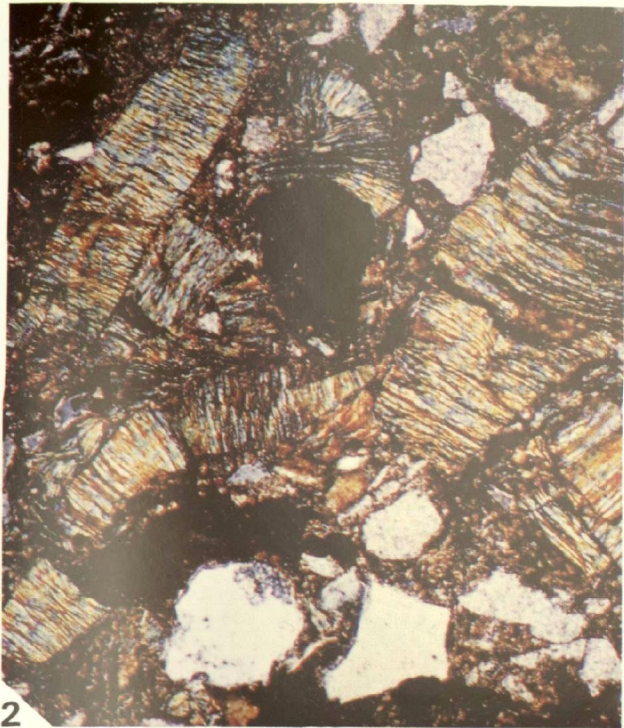






Planche VIII

*Plate VIII*

Fig. 1. — Type III. Cinérite dans le "Banc de Mur" sous la Grande Couche de La Mure (épaisseur : 3 cm).

Très nombreux vermicules striés jointifs d'illite 1M dans un fond de substance humique d'origine allochtone ; rares quartz magmatiques épigénisés par de l'illite 1M. Gr. = 40. Lumière naturelle.

Origine : Bassin du Dauphiné.  
Etage : Stéphanién A.

Fig. 2. — Cf. Fig. 1 (détail).

Néoformations primaires de vermicules d'illite 1M (belles teintes de polarisation du 2<sup>e</sup> ordre) dans une bouillie végétale allochtone en cours de dépôt ; formation de véritables "interstratifiés" de feuillets d'illite et de plages de matière humique (pédogenèse absente). Gr. = 120. L.P.

Fig. 3. — Type IV. Cinérite dans la 1<sup>re</sup> Couche Ricard (épaisseur : 8 cm).

Nombreuses ex biotites n'ayant pas dépassé leur premier stade d'altération (transformation en hydrobiotite) : il ne s'agit pas ici de néoformations mais d'une simple dégradation par lessivage d'une partie des ions K, sans aucune action pédogénétique ; quartz magmatiques ; quelques individus microcristallins bruns (lapilli altérés) (pédogenèse absente). Gr. = 40. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.  
Etage : Stéphanién B.

Fig. 4. — Type III. Tonstein Maxence (= Tonstein T3 du Bassin de la Sarre) (épaisseur : 5 cm).

Très nombreux bâtonnets ou vermicules de kaolinite (= Kristalltonstein de la classification de Schüller), ayant subi une pédogenèse prolongée (l'analyse des éléments en trace indique qu'il s'agit bien d'une ancienne cinérite) ; quelques quartz d'origine magmatique confirment l'origine cinéritique du niveau (pédogenèse active). Gr. = 160. L.N.

Origine : Bassin du Nord - Pas-de-Calais.  
Etage : Westphalien C.

Fig. 1. — Type III. Cinérite in the "Banc de Mur" under the Grande Couche de La Mure (thickness : 3 cm).

Very numerous joined, striated vermicules of 1M illite in a background of humic substance (allochthonous) ; rare magmatic quartz with epigenesis by 1M illite. X 40. Natural light.

Origin : Dauphiné Basin.  
Stage : Stephanian A.

Fig. 2. — Cf. Fig. 1 (détail).

Primary neoformed vermicules of 1M illite (good second order polarisation colours) forming in an allochthonous mash of vegetation ; formation of sheets of 1M illite truly "interstratified" with bands of humic substance (pedogenesis absent). X 120 Crossed nicols.

Fig. 3. — Type IV. Cinérite in the 1st Seam Ricard (thickness : 8 cm).

Numerous former biotites which have not past their first stage of alteration (transformed into hydrobiotite) : they have not been subjected to neoformation but a simple degradation by leaching of some of K ions, without any pedogenetic action ; magmatic quartz ; some individual microcrystalline brown areas (altered lapilli) (pedogenesis absent). X 40. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.  
Stage : Stephanian B.

Fig. 4. — Type III. Tonstein Maxence (= Tonstein T3 of the Sarre Basin ) (thickness : 5 cm).

Very numerous rods or vermicules of kaolinite (Kristalltonstein of Schüller classification), in a bed which has been subjected to a prolonged pedogenesis (the trace element analyses indicate that it was a cinerite) ; some magmatic quartz grains confirm the volcanic origin of the bed (pedogenesis active). X 160. Natural light.

Origin : Nord - Pas-de-Calais Basin.  
Stage : Westphalian C.

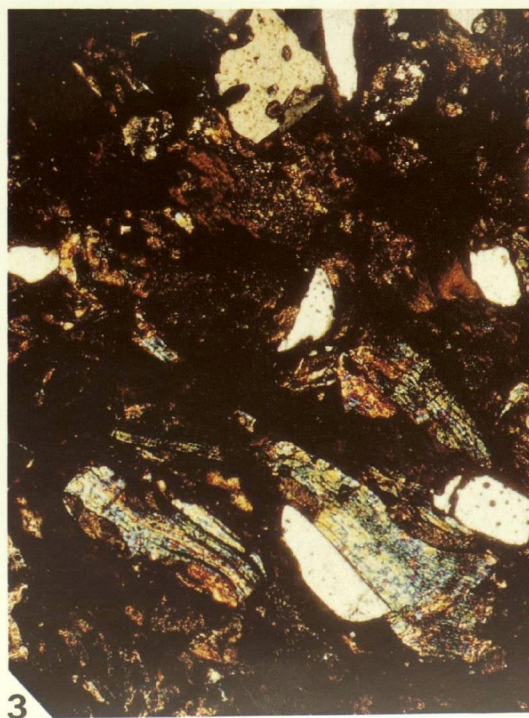
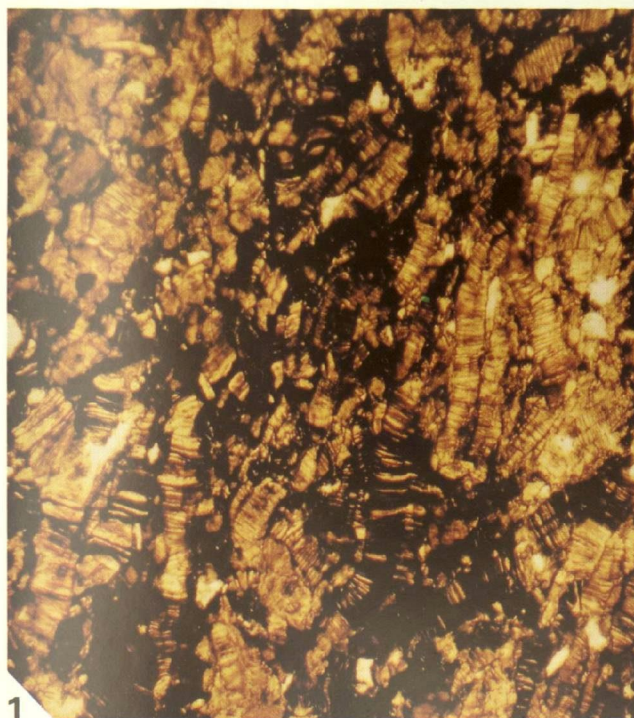
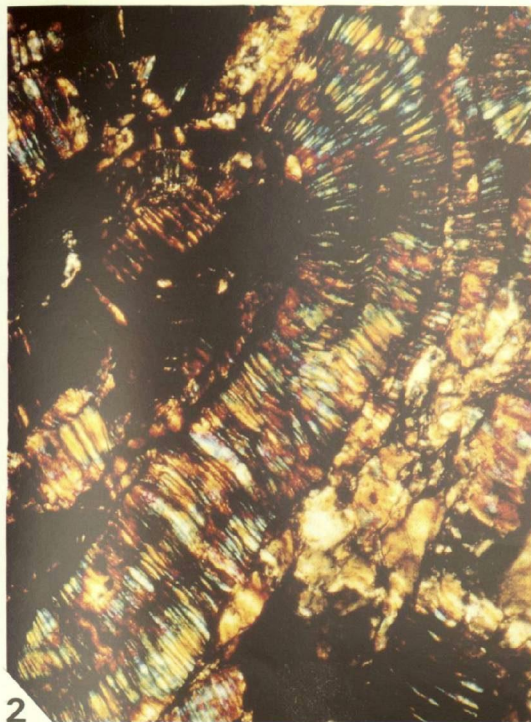




Planche IX

*Plate IX*

Fig. 1. — Type IV. Cinérite dans la Couche Mas-Dieu (niveau a de la fig. 11) (épaisseur : 8 cm).

Nombreuses ex biotites légèrement gonflées dégradées en illite 1M ; quartz magmatiques ; quelques individus microcristallins bruns (lapilli altérés) (pédogenèse absente). Gr. = 13. L.P.

Origine : Bassin des Cévennes.  
Etage : Stéphanién A.

Fig. 2. — Ex Type IV (kaolinisé). Cinérite dans la Couche I de Sainte-Marie (niveau a de la fig. 11) (épaisseur : 8 cm).

Nombreux vermicules striés de kaolinite blanchâtre ; quelques ex biotites gonflées kaolinisées encore reconnaissables ; quelques quartz magmatiques ; fond cryptocristallin foncé (pédogenèse très active). Gr. = 13. L.P.

Origine : Bassin de Carmaux.  
Etage : Stéphanién A.

Les fig. 1 et 2 montrent les différences d'altération d'une même cinérite suivant qu'il y a pédogenèse ou non.

Fig. 3. — Type IV. Tonstein Graziella (épaisseur : 3 cm).

Très nombreuses ex biotites gonflées kaolinisées avec quelques feuillets colorés par de la matière humique ; nombreux petits quartz magmatiques généralement aciculaires ; phénomène de slumping entre cette cinérite de Type IV et un niveau argileux fin kaolinisé qui pourrait représenter une deuxième phase volcanique (de Type I) ayant suivi la première (cf. double éruption du Toba). Gr. = 20. L.N.

Origine : Bassin du Nord - Pas-de-Calais.  
Etage : Westphalien A.

Fig. 4. — Type IV. Cinérite dans la Couche J de Sainte-Marie (épaisseur : 14 cm).

Exemple typique d'altération totale des biotites par pédogenèse très active : disparition complète des feuillets de biotite remplacés par des feuillets de kaolinite avec gonflement de l'ensemble ; mouchetures d'oxyde de fer entre les feuillets de kaolinite ; concentration du magnésium sous forme de magnésite parallèlement aux feuillets de kaolinite ; quelques quartz magmatiques ; fond microcristallin de kaolinite (pédogenèse très active). Gr. = 150. L.P.

Origine : Bassin de Carmaux.  
Etage : Stéphanién A.

Fig. 1. — Type IV. Cinérite in the Seam Mas-Dieu (bed a in fig. 11) (thickness : 8 cm).

Numerous former biotites slightly expanded by degradation in 1M illite ; magmatic quartz ; some individual microcrystalline brown areas (altered lapilli) (pedogenesis absent). X 13. Crossed nicols.

Origin : Cévennes Basin.  
Stage : Stephanian A.

Fig. 2. — Former Type IV (kaolinitised). Cinérite in the I Seam of Sainte-Marie (bed a of fig. 11) (thickness : 8 cm).

Numerous striated vermicules of whitish kaolinite ; some expanded, kaolinitised, but still recognizable former biotites ; some magmatic quartz ; dark microcrystalline matrix (very active pedogenesis). X 13. Crossed nicols.

Origin : Carmaux Basin.  
Stage : Stephanian A.

Fig. 1 and 2 show the difference of alteration in the same cinérite according to the presence or not, of the pedogenesis.

Fig. 3. — Type IV. Tonstein Graziella (thickness : 3 cm).

Very numerous expanded former biotites, entirely kaolinitised with some sheets coloured by humic substance ; numerous small magmatic quartz grains, generally acicular ; slumping between this Type IV cinérite and a clayey bed, kaolinitised, which could represent a second volcanic phase (Type I) having followed the former (cf. Toba double eruption). X 20. Natural light.

Origin : Nord - Pas-de-Calais Basin.  
Stage : Westphalian A.

Fig. 4. — Type IV. Cinérite in the Seam J of Sainte-Marie (thickness : 14 cm).

Typical exemple of total alteration of the biotites by very active pedogenesis : complete disappearance of biotite layers and their replacement by kaolinite sheets with expansion of the whole ; spots of iron oxyde between the sheets of kaolinite ; concentration of magnesium in the form of magnesite, parallel to the kaolinite sheets ; some magmatic quartz ; matrix of microcrystalline kaolinite (pedogenesis very active). X 150. Crossed nicols.

Origin : Carmaux Basin.  
Stage : Stephanian A.

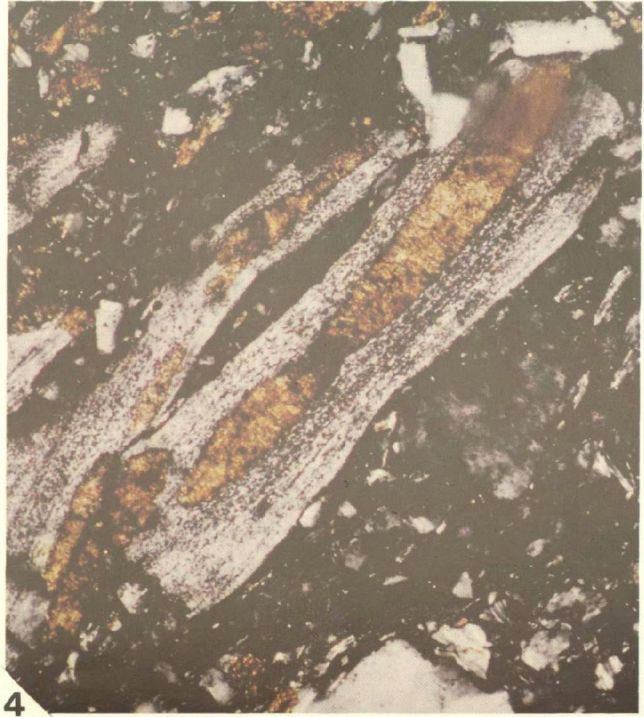






Planche X

*Plate X*

Fig. 1. — Type IV. Tonstein T (épaisseur : 3 cm).

Très nombreuses ex biotites presque entièrement kaolinisées, partiellement colorées par de la matière humique ; très rares feuilletés à teintes de polarisation du 2<sup>e</sup> ordre (restes d'illite 1M ?) ; quelques quartz magmatiques ; fond microcristallin de kaolinite (pédogenèse active). Gr. = 40. L.P.

Origine : Bassin de Lorraine.

Etage : Stéphanien A.

Fig. 2. — Type V. Tonstein T3b (épaisseur : 7 cm).

Très nombreux lapilli de forme ovoïde ou arrondie formés d'un ancien verre en voie de kaolinisation plus ou moins avancée (petites lamelles de kaolinite naissante, s'organisant parfois en petits vermicules) ; rares quartz magmatiques (pédogenèse active). Gr. = 40. L.P.

Origine : Bassin de la Sarre.

Etage : Westphalien C.

Fig. 3. — Type V. Cinérite dans la Carrière Sainte-Marie (épaisseur : 6 cm).

Très nombreux lapilli de forme irrégulière arrondie, formés d'un ancien verre en voie de kaolinisation plus ou moins avancée suivant les individus ; assez nombreux quartz magmatiques anguleux ou acérés ; quelques restes altérés de biotite (pédogenèse active). Gr. = 16. L.P.

Origine : Bassin de Blanzly.

Etage : Stéphanien B.

Fig. 4. — Type V. Cf. fig. 3 (détail).

La plupart des lapilli contiennent de la kaolinite microcristalline ; d'autres ont été le siège d'une kaolinisation beaucoup plus intense : néoformation de vermicules de kaolinite blanchâtre en amas ayant non seulement rempli tout le volume des lapilli, mais s'en étant évadés au dehors, dans les vides interstitiels initiaux de la cinérite ; quartz magmatiques ; ex biotites altérées (pédogenèse active). Gr. = 40. L.P.

Fig. 1. — Type IV. Tonstein T (thickness : 3 cm).

Very numerous former biotites almost entirely kaolinised, partially coloured by humic matter ; very rare layers with second order polarisation colours (residual 1M illite ?) ; some magmatic quartz ; matrix of microcristalline kaolinite (active pedogenesis). X 40. Crossed nicols.

Origin : Lorraine Basin.

Stage : Stephanian A.

Fig. 2. — Type V. Tonstein T3b (thickness : 7 cm).

Very numerous lapilli either oval or round formed of an ancient glass in a more or less advanced stage of kaolinisation (small lamellae of neoformed kaolinite, occasionally organised into small vermicules) ; rare magmatic quartz grains (active pedogenesis). X 40. Crossed nicols.

Origin : Sarre Basin.

Stage : Westphalian C.

Fig. 3. — Type V. Cinérite in the Sainte-Marie Opencast (thickness : 6 cm).

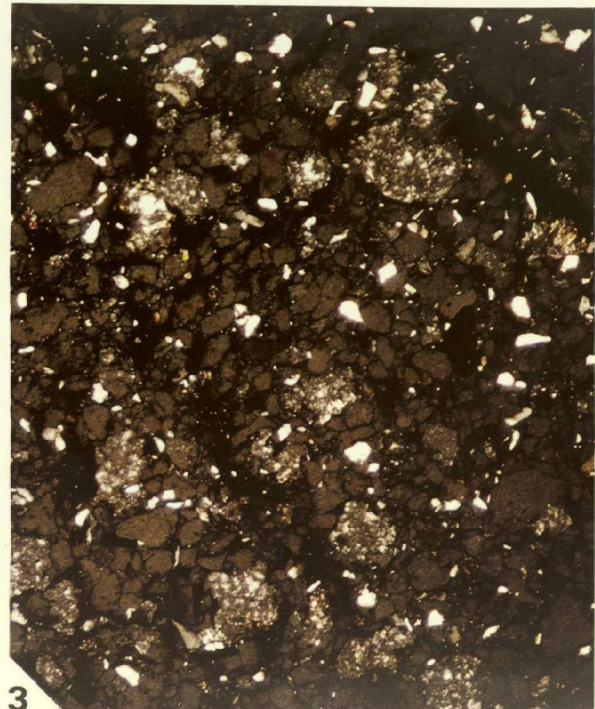
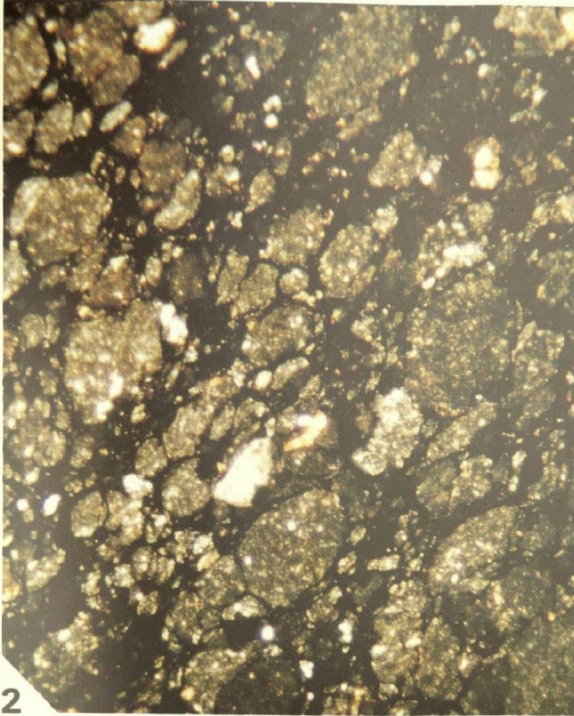
Very numerous lapilli with irregular rounded forms, formed of an ancient glass in the process of kaolinisation, more or less advanced following the individual grains ; quite numerous magmatic quartz grains angular or pointed ; some remains of altered biotites (pedogenesis active). X 16. Crossed nicols.

Origin : Blanzly Basin.

Stage : Stephanian B.

Fig. 4. — Type V. Cf. fig. 3 (detail).

Most of the lapilli contain microcristalline kaolinite, others have reached a more advanced stage of kaolinisation : neoformations of of-white kaolinite vermicules not only filling all the volume of the lapilli, but escaping outside into the initial pore spaces of the cinérite ; magmatic quartz ; altered biotites (pedogenesis active). X 40. Crossed nicols.



I M P R I M E R I E  
CENTRALE DU NORD  
12, Rue Lepelletier, 12  
— 59800 LILLE —

Dépôt légal N° 665  
2<sup>me</sup> trimestre 1983