HAL
open science

CONTRIBUTION A L'ETUDE DU GISEMENT DE KAOLIN DE PLOEMEUR (MHORBIHAN) : CARACTERES, ORIGINE.

Gérard Bellion

▶ **To cite this version:**

Gérard Bellion. CONTRIBUTION A L'ETUDE DU GISEMENT DE KAOLIN DE PLOEMEUR (MHORBIHAN) : CARACTERES, ORIGINE.. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 1979. Français. NNT : . tel-01576408

HAL Id: tel-01576408

https://insu.hal.science/tel-01576408

Submitted on 23 Aug 2017

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

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

SERIE : C

N° d'Ordre : 575

N° de Série : 211

FACULTÉ DES SCIENCES RENNES BIBLIOTHÈQUE 1961

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. STRUCTURE ET PROPRIETES DE LA MATIERE

pour obtenir

le titre de DOCTEUR EN TROISIEME CYCLE

Spécialité : GEOLOGIE

Option : GEOLOGIE CONTINENTALE

par

Gérard BELLION

Sujet de la Thèse :

CONTRIBUTION A L'ETUDE DU GISEMENT DE KAOLIN DE PLOËMEUR (MORBIHAN) : CARACTERES, ORIGINE.

Soutenue le 29 Juin 1979 devant la Commission d'Examen

Melle S. DURAND	Président
Mme J. ESTEOULE-CHOUX	
Mr. J. HAMEURT	Examinateurs
Mr. A. de VALLOIS	

GEOSCIENCES - RENNES
BIBLIOTHÈQUE
CNRS - UPR 4661

SERIE : C
N° d'Ordre : 575
N° de Série : 211

THESE
présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. STRUCTURE ET PROPRIETES DE LA MATIERE

pour obtenir

le titre de DOCTEUR EN TROISIEME CYCLE
Spécialité : GEOLOGIE
Option : GEOLOGIE CONTINENTALE

Classé à (Thèses)

GEOSCIENCES - RENNES
CNRS - UPR 4661
Numéro d'inventaire Bibliothèque 1603

par

Gérard BELLION

Sujet de la Thèse : Remplace 1 ex perdu -
CONTRIBUTION A L'ETUDE DU GISEMENT DE KAOLIN DE PLOËMEUR (MORBIHAN) : CARACTERES, ORIGINE.

Soutenue le 29 Juin 1979 devant la Commission d'Examen

Melle S. DURAND	Président
Mme J. ESTEOULE-CHOUX	
Mr. J. HAMEURT	Examinateurs
Mr. A. de VALLOIS	

BIBLIOTHÈQUE SCIENCES-RENNES 1961

ANNEE 1978-1979

UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. "SCIENCES ET PHILOSOPHIE"

Doyens Honoraires

M. MILON Y.
M. TREHIN R.
M. LE MOAL H.
M. MARTIN Y.
M. BOCLÉ J.

Professeurs Honoraires

M. FREYMANN R.
M. ROHMER R.
M. TREHIN R.
M. SALMON-LEGAGNEUR F.
M. MILON Y.
M. VENE J.
M. VACHER M.
Melle CHARPENTIER M.

Maîtres de Conférences Honoraires

M. GRILLET L.
Melle HAMON M.R.

Professeurs	Maîtres de Conférences & Chargés de Cours	Docteurs d'Etat inscrits sur la LAMC
MATHEMATIQUES		
M. GUERINDON Jean	M. FERRAND Daniel	
M. GIORGIUTTI Italo	M. BREEN Lawrence	
M. MIGNOT Alain	M. LERMAN Israël	
M. RUGET Gabriel	M. JACOD Jean	
M. BERTHELOT Pierre	M. LENFANT Jacques	
M. GUIVARC'H Yves	M. TRILLING Laurent	
M. CONZE Jean-Pierre	M. CROUZEIX Michel	
M. TOUGERON Jean-Claude		
M. KEANE Mickaël		
M. BOULAYE Guy		
M. HOUDEBINE Jean		
M. CAMUS Jacques		
M. LEGOUPIL Jean		
M. VERJUS Jean-Pierre		
PHYSIQUE		
M. VIGNERON Léopold	M. DURAND Alain	M. DAUDE André
M. LE BOT Jean	M. VEZZOSI Georges	M. GOULPEAU Louis
Mme ROBIN Simone née Salomond		M. BERTEL Louis
M. ROBIN Stéphane		M. LANGOUET Loïc
M. MEVEL Jean-Yves		M. LE FLOCH Albert
M. MEINNEL Jean		M. LE TRAON André
M. BRUN Pierre		M. DANIEL Jean-Pierre
M. LEROUX Emile		M. PRIOL Marcel
M. DUBOST Gérard		M. STEPHAN Guy
M. ARQUES Pierre-Yves		M. TANGUY Pierre
M. HAEUSLER Claude		M. TERRET Claude
M. DECAMPS Edmond-Antoine		M. CHARBONNEAU Guy
M. GUIDINI Joseph		

Professeurs	Maîtres de Conférences & Chargés de Cours	Docteurs d'Etat inscrits sur la LAMC
CHIMIE		
M. LE MOAL Henri	M. HAMELIN Jack	M. AUFFREDIC Jean-Paul
M. LEVAS Emile		M. CAILLET Paul
M. PELTIER Daniel		M. CAREL Claude
M. PRIGENT Jacques		M. DANION Daniel
M. FOUCAUD André		Mme DANION Renée née Bougot
M. LANG Jean		M. DIXNEUF Pierre
M. CARRIE Robert		M. FAYAT Christian
M. GUERILLOT Claude, Roger		M. GORGUES Alain
M. KERFANTO Michel (ENSCR)		M. JUBAULT Michel
M. DABARD René		M. LAURENT Yves
M. GRANDJEAN Daniel		M. LE CORRE Maurice
M. LUCAS Jacques		M. LISSILOUR Roland
M. MARTIN Guy (ENSCR)		M. ROBERT Albert
M. TALLEC André		M. ROBIN Roger
		M. NICOLLON des ABBAYES H.
		M. MEYER André
		M. PATIN Henri
		Mme LOUER Mochèle née Gaudin
		M. MOINET Claude
		M. POULAIN Marcel
		M. DARCHEN André
		M. RAPHALEN Désiré (ENSCR)
		M. MAUNAYE Marcel (ENSCR)
CHIMIE BIOLOGIQUE		
M. JOUAN Pierre		M. VALOTAIRE
M. DUVAL Jacques		
GEOLOGIE		
M. COGNÉ Jean	M. BONHOMMET Norbert	M. CHAUVEL Jean-Jacques
Melle DURAND Suzanne	M. CHOUKROUNE Pierre	Mme ESTEOULE J. née Choux
M. HAMEURT Jean-Marie		
M. LARDEUX Hubert		
ZOOLOGIE		
M. MAILLET Pierre	M. GOURANTON Jean	M. BARBIER Roger
M. RAZET Pierre	M. TREHEN Paul	M. BERNARD Jean
M. FOLLIOT Roger		M. DAGUZAN Jacques
M. ALLEGRET Paul		M. GAUTIER Jean-Yves
M. MANIEY Jacques		M. MICHEL Raoul
M. JOLY Jean-Marie		M. PICHERAL Bertrand
M. LEFEUVRE Jean-Claude		Mme URVOY J. née Le Masson
M. CALLEC Jean-Jacques		M. GUYOMARCH Jean-Charles
		M. COILLOT Jean-Pierre
		M. GUILLET Jean-Claude
		M. BOISSEAU Claude
BOTANIQUE		
M. VILLERET Serge	M. HUON André	M. LARHER François
M. CLAUSTRES Georges		M. BERTRU Georges
Melle GOAS G.		M. STRULLU Désiré
Melle GOAS M.		
Mme LEMOINE Cécile		
M. TOUFFET Jean		
PHILOSOPHIE		
M. ORTIGUES Edmond		M. CLAIR André
M. BEYSSADE Jean-Marie		
M. JACQUES Francis		

PERSONNELS C.N.R.S.

Directeurs de Recherche	Maîtres de Recherche	Chargés de Recherche, Docteurs d'Etat inscrits sur la LAMC
	CHIMIE	
M. BIGORGNE Michaël (ENSCR)	M. JAOUEN Gérard M. SERGENT Marcel	M. GUYADER Jean M. LOUER Daniel
	GEOLOGIE	
	M. CAPDEVILLA Raymond	M. VIDAL Philippe
	ZOOLOGIE	
		Mme GAUTIER Annie née Hion
	ANTHROPOLOGIE	
M. GIOT Pierre-Roland	M. BRIARD Jacques	

QUE TOUS CEUX QUI ONT CONTRIBUE A LA REALISATION
DE CE TRAVAIL SOIENT ICI SINCEREMENT REMERCIES

INTRODUCTION

A - LES BUTS

Le sujet de thèse qui m'a été proposé est l'étude du gisement de kaolin de Ploëmeur et du problème de son origine. En effet, si la genèse de certains gisements paraît bien établie, d'autres développés notamment sur granite (ils sont parmi les plus importants en Europe) sont souvent l'objet de discussions opposant les partisans d'une origine hydrothermale à ceux d'une origine météorique.

Trois axes principaux ont guidé ce travail ; le premier vise à reconstituer le processus de kaolinisation du granite dans son déroulement et dans ses effets, le deuxième consiste à mettre en évidence certaines particularités de la kaolinite de Ploëmeur, le troisième a été de proposer une hypothèse pour l'origine de ce gisement.

Après une brève présentation des méthodes d'études, j'aborderai dans une première partie, la description du gisement et des différentes carrières.

La deuxième partie sera consacrée à l'étude du granite et des veines de quartz.

Dans la troisième partie, je présenterai les caractères granulométriques, minéralogiques et chimiques de la roche altérée ainsi qu'un bilan de la kaolinisation.

La quatrième partie portera sur la fraction inférieure à 5μ : analyses thermiques, microscopie électronique, cristallinité, permettront de caractériser la kaolinite de Ploëmeur.

Enfin, dans la cinquième partie, après avoir passé en revue les travaux publiés sur l'origine des gisements de kaolin, j'essaierai de voir, en comparant les faits et les résultats recueillis à Ploëmeur avec les arguments avancés par les défenseurs de "l'hydrothermalisme", s'il est possible d'apporter une réponse à la question posée.

B - LES MÉTHODES D'ÉTUDES

I - ECHANTILLONNAGE

1) Numérotation des échantillons

Le code utilisé est constitué de deux lettres suivies de quatre chiffres : ex. KG 1012.

Les deux lettres correspondent au nom de la carrière :

KG : Kergantic
KO : Kerourant
KH : Kerham
KP : Lopeheur
KL : Lann-Vrian
KY : Keryan

Le premier chiffre indique la nature de l'échantillon :

1 : Granite ou aplite kaolinisés
2 : Veine de quartz
3 : Granite sain
4 : formations autres

Les trois derniers chiffres se rapportent au numéro d'ordre de l'échantillon.

2) Profondeurs de prélèvement

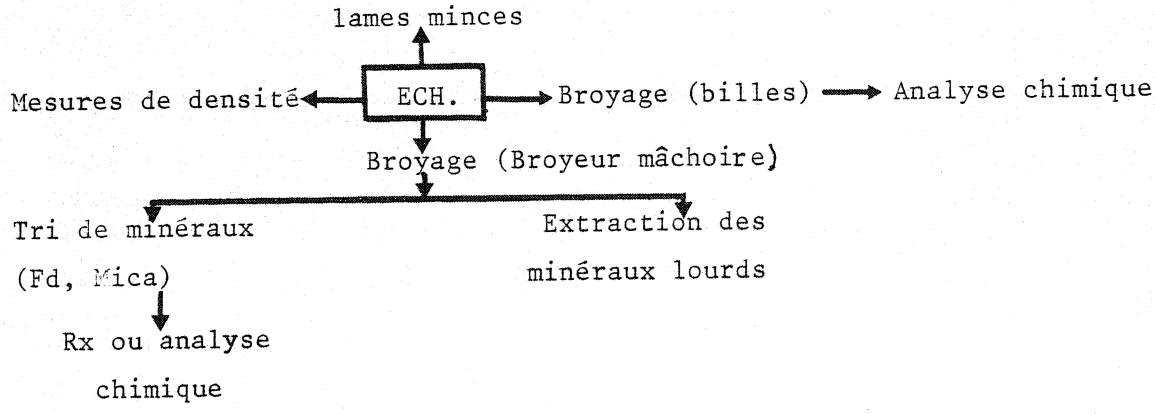
Les profondeurs qui sont indiquées pour chaque échantillon ne sont que relatives, le zéro étant pris au niveau du sol. L'exploitation des carrières se fait par paliers successifs dont la hauteur moyenne est de 2 mètres, il est donc aisé de déterminer sur le terrain la profondeur à laquelle l'échantillon a été prélevé.

3) Répartition spatiale des échantillons

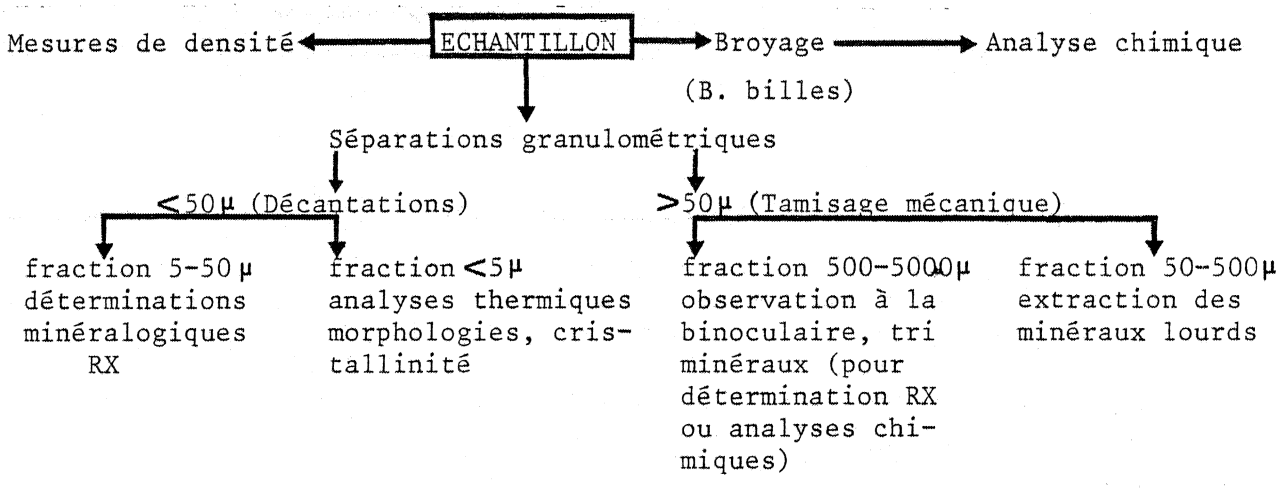
Le plan d'échantillonnage a tenu compte de différents facteurs, profondeur, proximité des veines de quartz, zones de contact avec des roches de lithologie différente ou avec des granites mal décomposés.

II - TRAITEMENT DES ECHANTILLONS

1) Roche fraîche



2) Roche altérée



III - TECHNIQUES UTILISEES

1) Séparations granulométriques

Elles ont été effectuées en deux temps :

- granulométrie de la fraction grossière (50 à 5000µ)
- granulométrie de la fraction fine (< 50µ)

La limite supérieure a été fixée à 5000µ : on ne trouve en effet que très peu de matériel dont la taille soit supérieure à ce diamètre et il s'agit dans ce cas de grains incomplètement dissociés ou de fragments de quartz filonien.

a) Granulométrie de la fraction grossière

Elle s'est faite à sec dans une colonne de tamis AFNOR dont l'ouver-

ture des mailles est en progression géométrique de raison $\sqrt[10]{10}$. Le matériel < 50µ a été au préalable extrait par tamisage sous l'eau et recueilli pour un fractionnement ultérieur.

b) Granulométrie de la fraction fine

La méthode employée est celle des décantations successives fondée sur la loi de Stokes. Les différentes fractions dont les diamètres équivalents sont de 2µ, 5µ, 10µ, 20µ sont extraites d'un bécher de 3 l jaugé, à l'aide d'un siphon coudé, au bout d'un temps déterminé, et sous une hauteur de 10 cm ; on complète à chaque fois le niveau et l'opération se poursuit jusqu'à ce que le surnageant soit clair (dix soutirages en moyenne par fraction). Ce mode opératoire, contrairement à la méthode de la pipette de Robinson permet de recueillir tout le matériel, mais présente l'inconvénient d'être très long.

c) Expression des résultats

Ils sont exprimés sous formes d'histogrammes de fréquences ou de courbes cumulatives en coordonnées semi-logarithmiques. A partir de ces courbes ont été déterminés la médiane: Q_2 et les quartiles : Q_1 représentant 25% de la distribution, Q_3 en représentant 75%.

Les indices granulométriques habituellement utilisés s'appliquent à des sédiments c'est-à-dire à un matériel ayant subi un certain transport ; dans l'altération in situ, cette notion perd son sens et je me suis attaché à rester le plus près possible des données analytiques. Le seul indice que j'ai retenu est le "sorting index" de Trask :

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

caractérisant la dispersion autour du grain moyen.

2) Extraction des minéraux lourds

Leur séparation s'est faite dans le bromoforme (d = 2,9). Quatre classes ont été utilisées :

α = 200 → 500µ

β = 125 → 200µ

γ = 80 → 125µ

δ = 50 → 80µ

Les méthodes de comptages et de calculs sont celles exposées par PARFENOFF, POMEROL et TOURENQ (1970).

3) L'analyse chimique

Seul le dosage des éléments majeurs a été entrepris. Les méthodes employées sont classiques : fluorescence X, absorption atomique, colorimétrie. Les analyses ont porté sur la roche totale (fraîche et altérée) et sur des minéraux triés (muscovites).

4) Etude de la fraction < 5μ (séchée à l'étuve à 40° C)

a) Analyses thermiques

Un certain nombre d'analyses thermiques différentielles a été effectué pour étudier en particulier les variations de la position du pic endothermique.

Les analyses thermopondérales m'ont permis de calculer les pertes de poids dues au départ de l'eau adsorbée et de l'eau de constitution ce qui m'a fourni une donnée supplémentaire sur cette fraction < 5μ.

b) Diffraction des rayons X

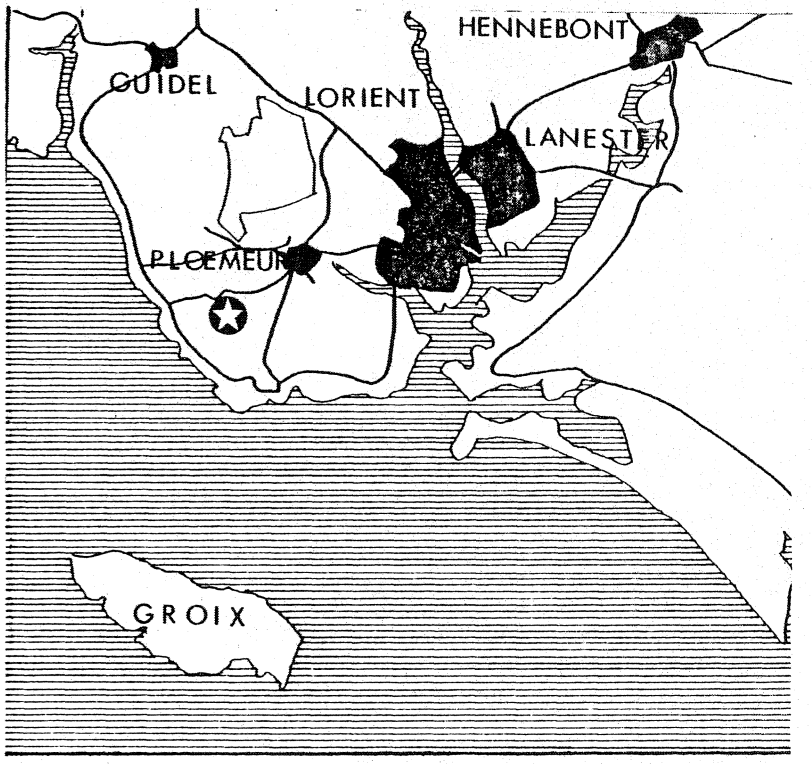
L'étude aux rayons X a été réalisée avec un générateur CGR à anticathode au cobalt (filtré au fer). Des diagrammes de poudre ont été effectués pour déterminer la minéralogie des échantillons : pour l'étude des cristallinités, une méthode particulière de désorientation (que j'exposerai dans la quatrième partie) a été mise en oeuvre.

c) Microscopie électronique

Les morphologies de la kaolinite ont été observées au microscope électronique en transmission. La fraction < 5μ a été mise en suspension, déposée sur une grille porte-objet et ombrée au carbone.

PREMIERE PARTIE :

LE GISEMENT



✪ Emplacement du gisement de Kaolin

D'après la carte Michelin au 1/200 000è.

FIGURE 1 : SCHÉMAS DE LOCALISATION.

I - SITUATION DU GISEMENT - HISTORIQUE

Le gisement de Kaolin étudié qui se trouve à une dizaine de kilomètres de Lorient (fig. 1) provient de l'altération du leucogranite de Ploëmeur.

Deux sociétés se partagent l'exploitation :

- La Société nouvelle d'exploitation des Kaolins du Morbihan dont l'activité remonte à 1904, possède les carrières de Keryan (KY) et de Kerham (KH), (fig. 2).

- La Société des Kaolins d'Arvor créée en 1919 exploite les carrières de Lann-Vrian (KL), Kergantic (KG), Kerourant (KO) et Lopeheur (KP), (fig. 2).

La production globale du gisement se situe autour de 100.000 tonnes par an, ce qui le place largement en tête de la production française.

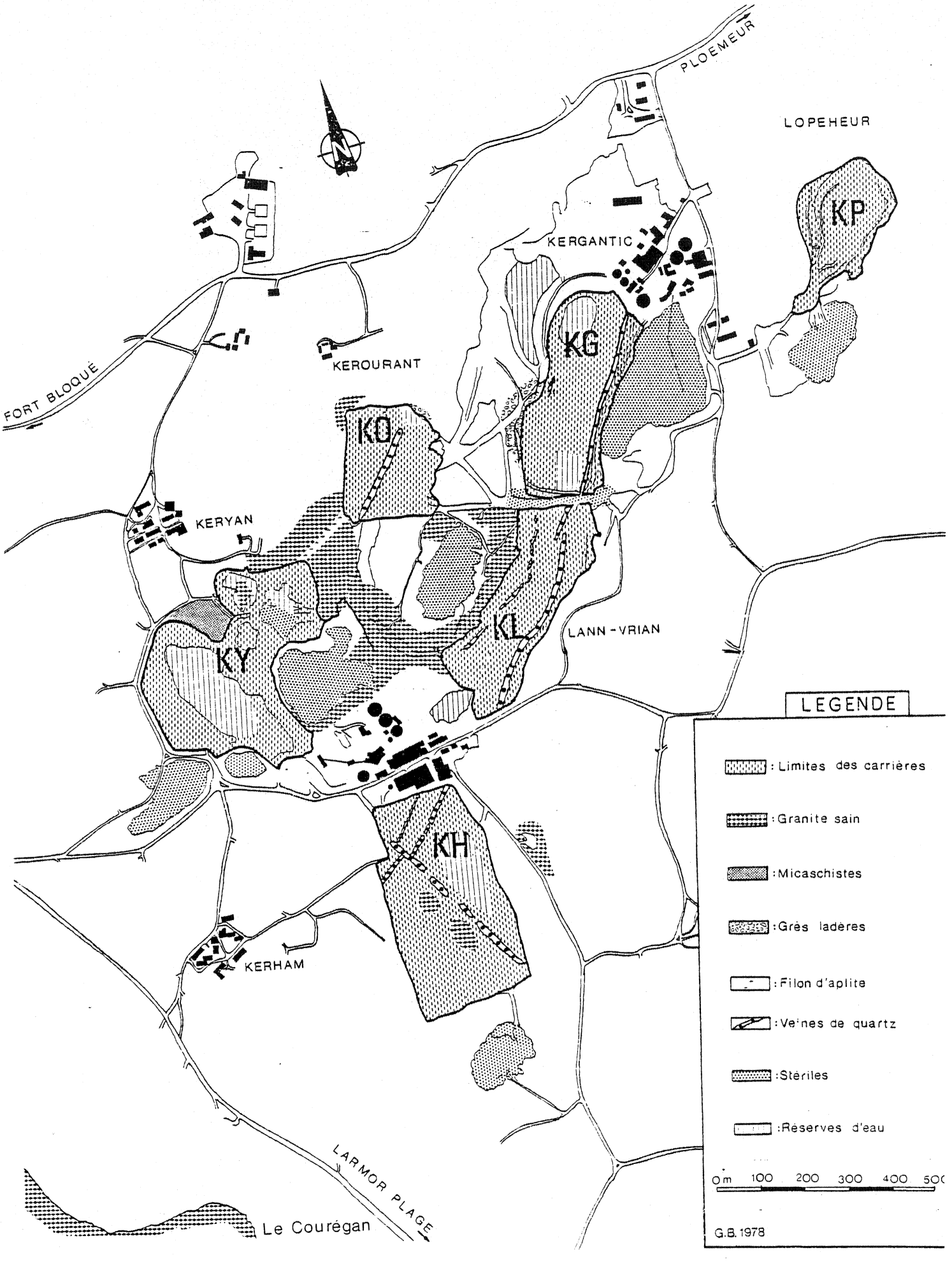
II - CADRE GEOLOGIQUE

Le massif leucogranitique de Lorient - Ploëmeur est situé sur la bordure méridionale du domaine de l'anticlinal de Cornouaille contrôlé par la zone broyée sud-armoricaine. L'activité magmatique et la mobilité de ce domaine ont atteint leur paroxisme au cours de l'orogenèse hercynienne. Ce granite cartographié par BARROIS en 1855 était associé avec celui de Carnac dans ce qu'il appelait la troisième traînée granulitique ou traînée de Port-Louis. Le granite de Carnac (tardi-migmatitique) en fut dissocié par COGNE (1957) qui en a démontré l'antériorité par rapport au granite de Ploëmeur qui le recoupait.

Le granite intrusif de Ploëmeur provient selon COGNE (1972) de zones thermiques et dynamiques analogues à celles rencontrées au niveau de la zone broyée sud-armoricaine, et qui correspondraient à de "puissants accidents tangentiels progressivement couchés vers le Sud".

Les derniers stades de cristallisation du granite se marquent par des injections (en particulier dans la série du Pouldu) de filonnets de pegmatite, aplite, greisen, quartz empruntant les systèmes de fracture ou s'injectant feuillet par feuillet (HORRENBERGER, 1969). Ces manifestations sont bien visibles dans le secteur étudié. Après induration, le granite a subi une fracturation importante selon un système sub-orthogonal principal : N 40°-50° / N 130°-150°. Un deuxième système bissecteur du précédent a été également reconnu par HORRENBERGER (1969). Le premier système apparaît associé, sinon conjugué. Les fractures N 130°-150° ont dû rejouer postérieurement puisqu'elles décrochent les fractures N 40°-50° (décrochement dextre). Elles ont été cicatrisées par des

FIGURE 2 : PLAN GÉNÉRAL DES CARRIÈRES.



venues de quartz formant les importantes veines qui sillonnent le gisement.

L'âge Carbonifère moyen (Westphalien) qui avait été attribué à ce granite par référence aux autres granites de Bretagne méridionale se trouve confirmé par des datations radiométriques récentes : PEUCAT (1976, non publié) obtient en effet une isochrone à 304 $\pm$ 5 M. A. avec λ^{87} Rb = 1,42 10^{-11} an $^{-1}$ et un rapport initial I = 0,716.

III - DESCRIPTION DES CARRIERES (fig. 2)

1) KERHAM (fig. 3) K H

Cette carrière orientée approximativement Nord-Sud est située au Sud de l'usine des kaolins du Morbihan. Elle se caractérise par la présence de deux importantes veines de quartz sub-orthogonales dégagées au fur et à mesure de l'exploitation et dont la direction est respectivement N 40° et N 140°.

Récemment, une seconde veine de direction N 40° mais d'importance moindre, a été découverte au Nord de la carrière. Ces veines N 40° sont systématiquement décrochées par la veine N 140° (décrochement dextre). Cette dernière présente dans sa masse un matériel quartzeux, feuilleté, apparaissant plissé et recristallisé (fig. 4, a) ; on peut y observer également un faciès brèchique correspondant à des blocs centimétriques de quartz blanc, noyés dans une matrice quartzeuse de teinte brune et d'aspect plus ou moins homogène (fig. 4, b). A l'Ouest de cette veine, deux mamelons de granite ont été dégagés : le premier (au Nord) est injecté de filonnets de quartz, le second (le plus au Sud) est actuellement recouvert de stériles. Le Sud-Est de la carrière a été abandonné du fait de la proximité de la roche mère. à cause

Le kaolin de la partie Nord de la carrière est de teinte blanche et il est de meilleure qualité ("terres grasses" des kaoliniers) que celui qui est extrait au Sud où la roche mère est proche ("terres maigres"), le kaolin devenant alors jaunâtre ou verdâtre. Un "couloir" kaolinisé occupé par une dépression marécageuse (vallon du Courégan) constitue le prolongement de la carrière vers la mer. La découverte, peu épaisse (un mètre), est constituée de sables et galets emballant de gros blocs de quartz de filon. prolonge filonnets

A l'Est de Kerham, une petite carrière ouverte dans le granite sain permet d'observer, outre l'intense réseau de diaclases qui le parcourt, un certain nombre de filons de quartz dont la puissance est de quelques dizaines de centimètres. Les épontes de ces filons ne sont nullement kaolinisées et l'on s'aperçoit en cassant quelques blocs, qu'ils contiennent des enclaves de granite sain (fig. 4, c). ?

après une voyelle

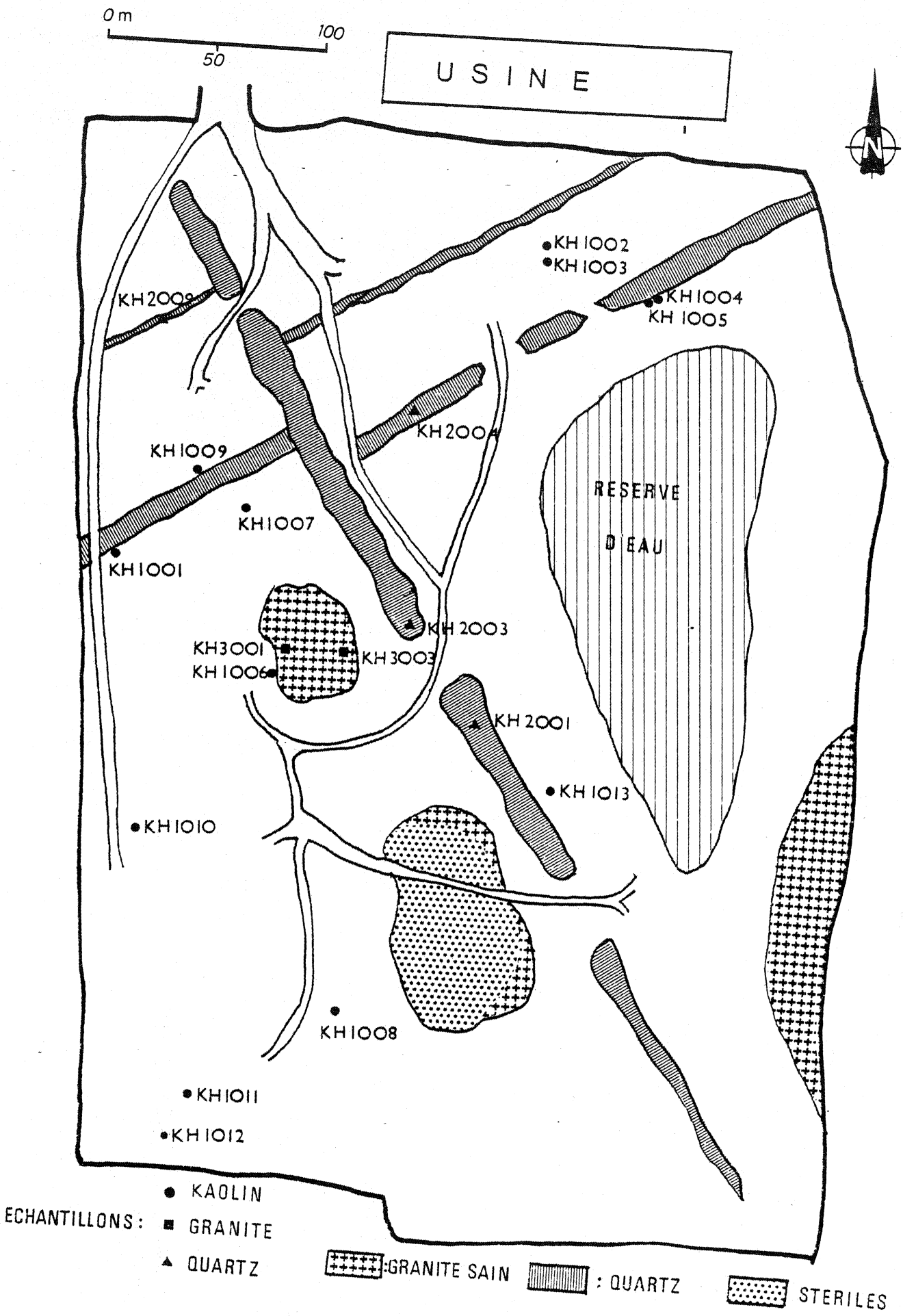
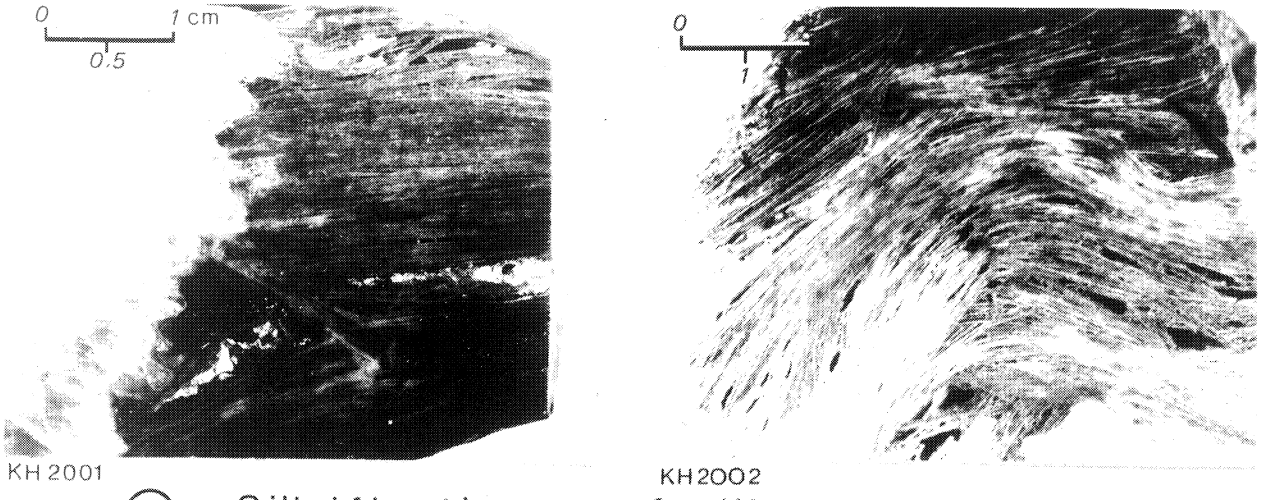
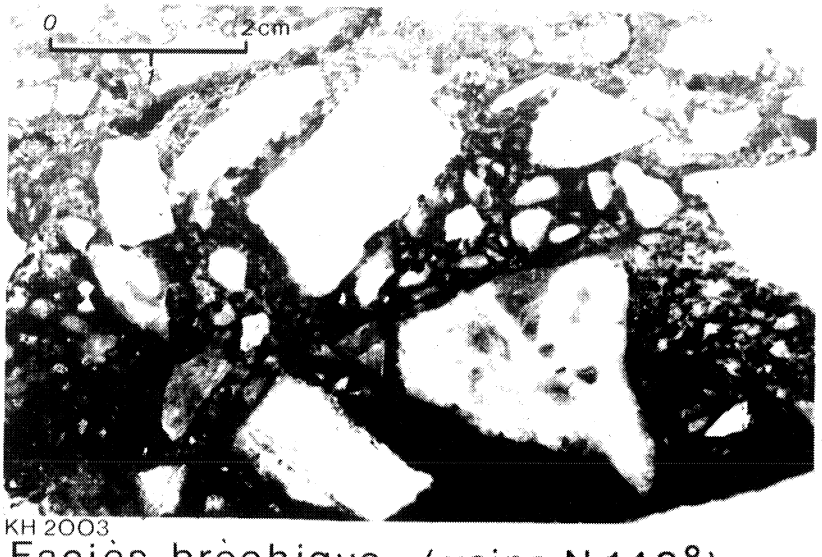


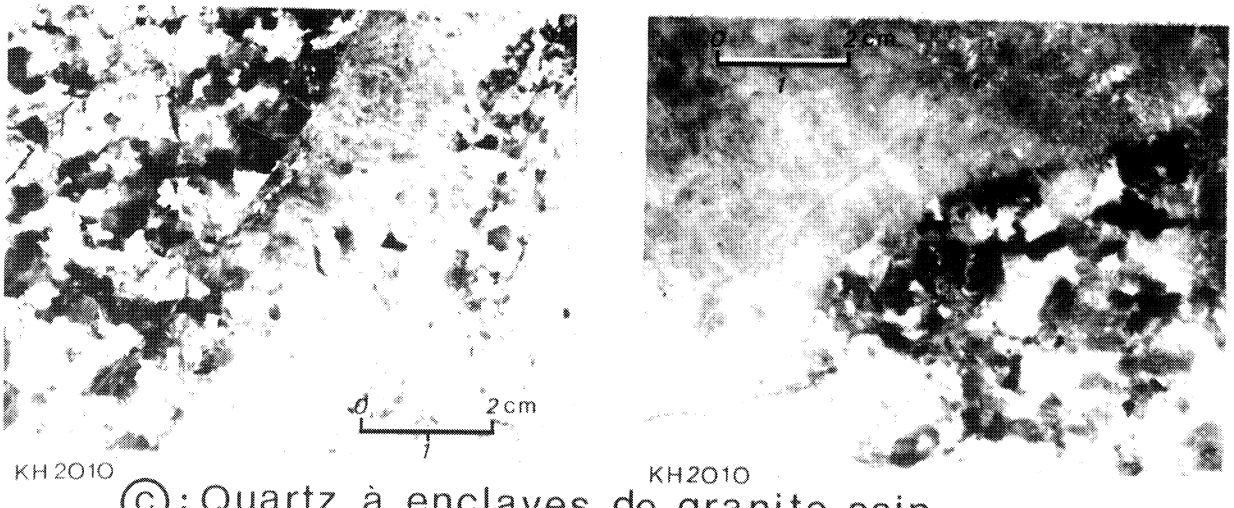
FIGURE 3 : PLAN DE KERHAM.



ⓐ : Silicifications en feuillets



ⓑ : Faciès brèchique (veine N 140°)



ⓒ : Quartz à enclaves de granite sain

FIG.4 : Faciès observés dans les veines de KERHAM

Echantillons étudiés dans la carrière de Kerham

Echantillons de granite kaolinisé :

KH 1001 : Bordure Ouest de la carrière, kaolin blanc prélevé au contact de la veine N 40° - 4 mètres.

KH 1002 : Nord de la carrière, kaolin blanc prélevé sous le sol

KH 1003 : Nord de la carrière, kaolin prélevé sous le précédent à - 2 mètres

KH 1004 : Remplissage de fissure dans la veine de quartz N 40° (tronçon Est, éponte Sud)

KH 1005 : Kaolin adjacent au précédent

KH 1006 : Kaolin prélevé à l'Ouest du premier mamelon de granite à - 12 mètres

KH 1007 : Kaolin prélevé à 10 mètres du tronçon Ouest de la veine N 40° à - 14 mètres

KH 1008 : Kaolin de teinte jaune prélevé à - 10 mètres dans le Sud de la carrière

KH 1009 : Kaolin prélevé à proximité de la veine N 40° (tronçon Ouest) à - 2 mètres

KH 1011 : Kaolin prélevé dans l'angle Sud-Ouest de la carrière à - 6 mètres

KH 1012 : Kaolin prélevé sous la découverte, à la verticale du précédent

KH 1013 : Kaolin prélevé à proximité de la veine N 140° (éponte Est) à - 6 mètres.

Echantillons de quartz :

KH 2001 : Matériel feuilleté de la veine N 140° avec cristallisations secondaires de quartz laiteux automorphe.

KH 2002 : Matériel feuilleté de la veine N 140° paraissant plissé

KH 2003 : Faciès brèchique : blocs quartzeux blancs inclus dans une gangue plus sombre parfois feuilletée

KH 2004 : Veine majeure N 140°, quartz laiteux avec nombreuses enclaves kaolinisées

KH 2009 : Veine mineure N 40°, quartz caverneux altérés avec plaquage d'argile brune

KH 2010 : Veine de quartz dans le granite frais (carrière Est de Kerham) contenant des enclaves de granite non kaolinisé.

Echantillons de granite :

KH 3001 : Granite de teinte blanchâtre légèrement altéré, à l'Ouest du premier mamelon

KH 3002 : Granite frais provenant de la carrière à l'Est de Kerham

KH 3003 : Granite de teinte vert pâle à jaunâtre provenant du premier mamelon de granite et injecté de veinules de quartz.

2) KERYAN (fig. 5)

Cette importante carrière orientée Nord-Ouest / Sud-Est n'est plus exploitée et sert en grande partie de réserve d'eau pour l'alimentation de l'usine. Sa bordure Est est délimitée par un affleurement de granite non kaolinisé. Le front de taille Nord-Est est également constitué de granite altéré mais non kaolinisé. Des filons d'aplite le parcourent, associés localement à des filonnets pegmatitiques ; ces filons, de direction N 50° se poursuivent vers Kerourant. La veine de quartz N 140° rencontrée à Kerham se prolonge vers Keryan mais est masquée par des remblais. Le plancher de la partie Nord de la carrière est constitué de granite non kaolinisé de teinte verdâtre dont quelques pointements plus résistants font saillie parmi les stériles qui y sont stockés. Un réseau de petites veines de quartz de quelques centimètres parcourt la masse du granite suivant des directions sensiblement parallèles à celle du système N 40° / N 140°.

En surplomb, au Nord-Ouest de la carrière, se trouve une enclave micaschisteuse dont la puissance maximum est de quinze mètres environ. Elle se termine en biseau vers l'Ouest. Ces micaschistes sont injectés de nombreuses veinules de quartz disposées parallèlement à la foliation. L'altération y est assez poussée et les échantillons prélevés laissent voir à la surface des plans de foliation des petites cupules millimétriques tapissés d'oxyde de fer attribuable à d'anciens grenats. En surface l'action conjuguée de l'altération et de phénomènes de gélifaction importants, ont considérablement perturbé les structures. De petits filons aplitiques de quelques dizaines de centimètres recoupent les micaschistes perpendiculairement à leur foliation. La zone de contact entre granite et micaschistes est bien visible et ne se marque par aucun faciès de transition particulier. Le granite, sous ces micaschistes, est relativement moins kaolinisé, et est légèrement coloré en vert.

Echantillons étudiés dans la carrière de Keryan

Granite kaolinisé :

KY 1001 : Limite Nord, échantillon prélevé au fond de la carrière

KY 1002 : Sous l'enclave de micaschistes contact avec le granite kaolinisé

KY 1003 : Granite kaolinisé sous ce contact

KY 1004 : Eponte Nord d'un filonnet d'aplite kaolinisé recoupant les micaschistes

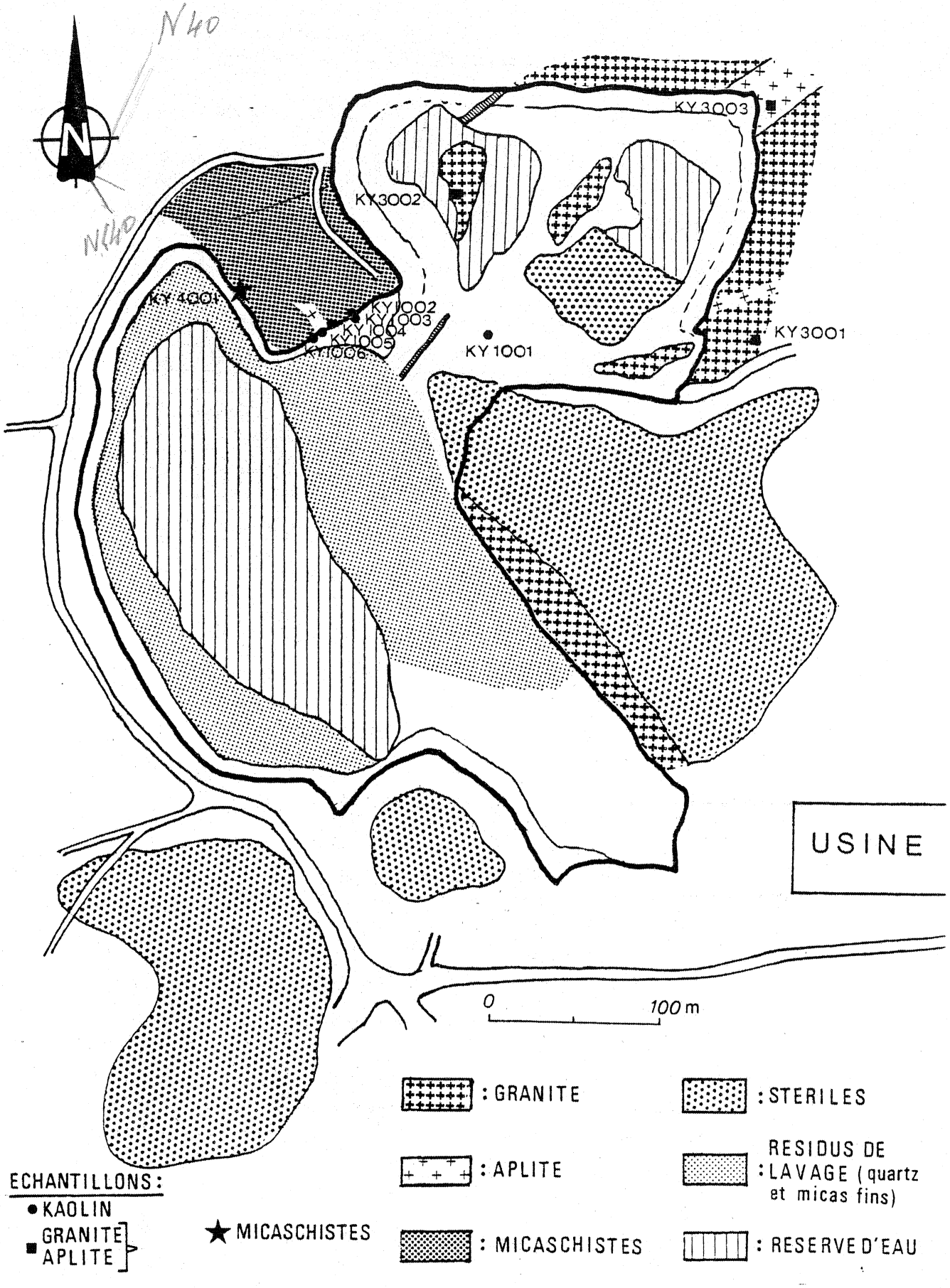


FIGURE 5 : PLAN DE KERYAN.

KY 1005 : Intérieur du filonnet d'aplite

KY 1006 : Eponte Sud du filonnet d'aplite.

Le schéma (fig. 6) montre les relations mutuelles entre le granite, les micaschistes et le filon d'aplite.

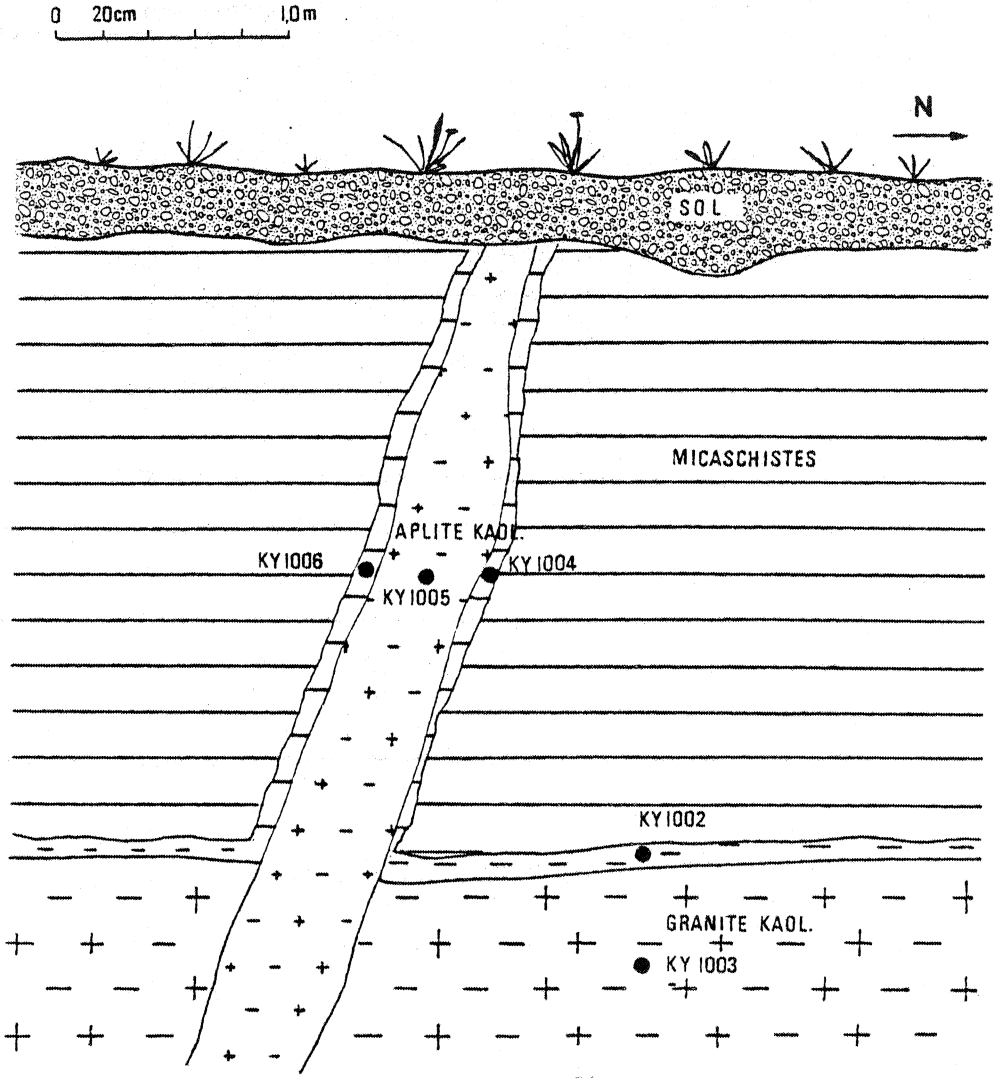


FIGURE 6 : RELATIONS GRANITE, APLITE, MICASCHISTES (NORD DE KERYAN).

Granites encore compacts :

KY 3001 : N. E. de la carrière, granite altéré blanc

KY 3002 : Fond de la carrière, granite altéré verdâtre tacheté d'oxydes de fer.

Aplite non kaolinisée :

KY 3003 : Filon d'aplite au Nord-Est de la carrière.

Micaschistes :

KY 4001
KY 4002 : enclave de micaschistes au Nord-Ouest de Keryan.
KY 4004

3) KERGANTIC (fig. 7)

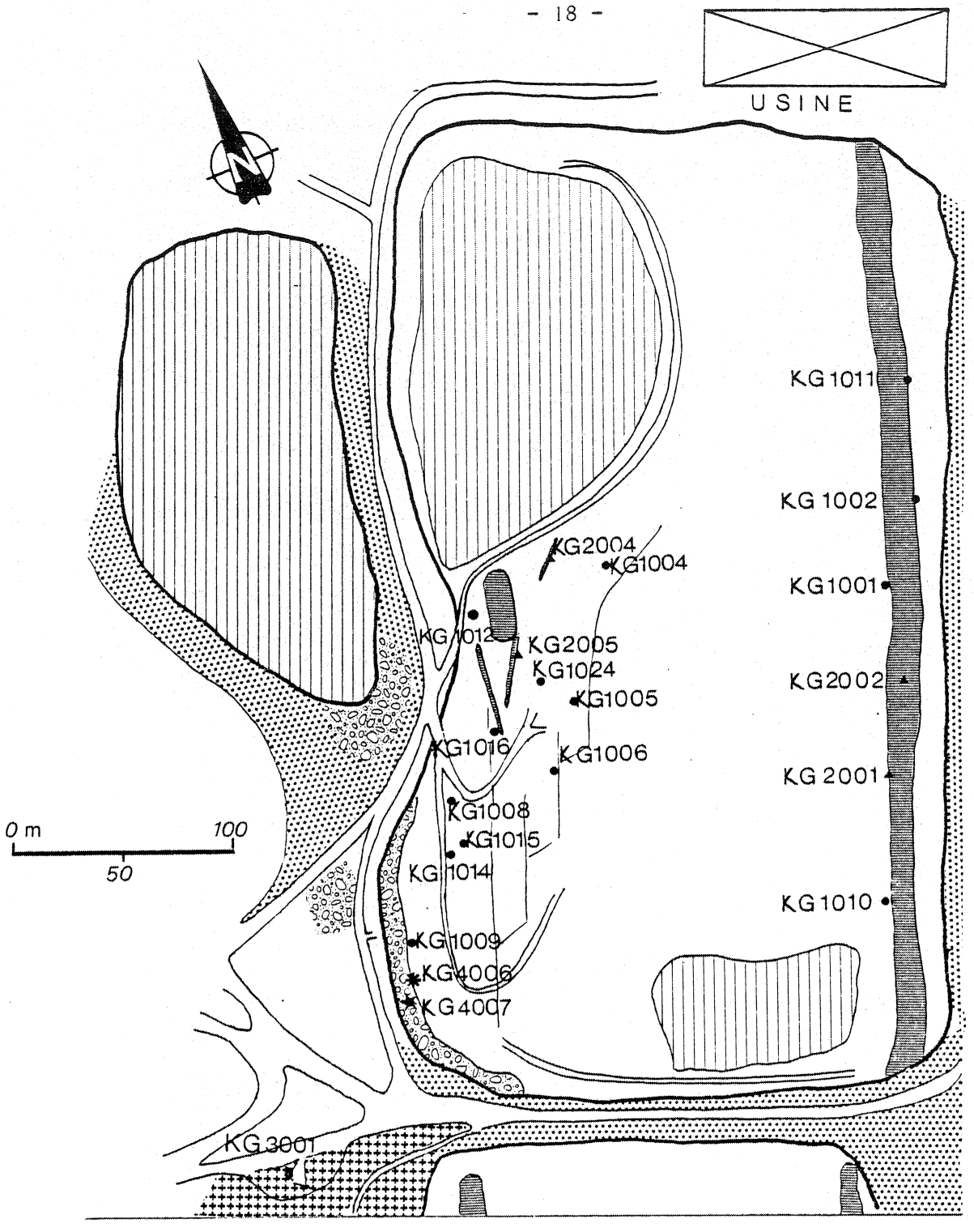
L'ensemble Kergantic - Lann-Vrian (séparé artificiellement par une digue de sable) s'étend selon une direction Nord-Est / Sud-Ouest.

Kergantic est limité vers l'Est par un véritable mur de 40 mètres de hauteur formé par la veine majeure N 40°. Elle est constituée de quartz blanc laiteux contenant fréquemment des enclaves de granite kaolinisé. Par places, existent de belles cristallisations de quartz enfumé automorphe, certains prismes atteignant dix centimètres de long et deux centimètres de large.

De très importantes quantités de kaolin ont été extraites de cette carrière et l'exploitation se poursuit vers l'Ouest. Le kaolin est généralement blanc, quelquefois tacheté de noir dans les zones tourmalinisées qui sont situées près de la grande veine de quartz et sur le front de taille Ouest. Le kaolin est plus coloré (teinte jaunâtre ou verdâtre et même violacé en un point) dans les zones dont la profondeur est supérieure à 30 mètres.

La découverte est constituée d'énormes blocs de grès ladères formant un entablement sur le front de taille Ouest de la carrière. Ces blocs de grès peuvent atteindre cinq à six mètres de long sur un à deux mètres de haut. Leurs surfaces mamelonnées sont polies témoignant ainsi d'une érosion éolienne. On peut également y observer des petites poches de corrosion, profondes de quelques centimètres. Ils sont toujours emballés dans un matériel composé de galets de quartz et de sables argileux rouges (fig. 8, a).

Sur ce même front de taille, subsiste un piton de quartz fortement coloré en ocre - jaune, vestige d'une veine beaucoup moins importante que la grande veine N 40° mais de même direction. Dans ce secteur, de nombreuses petites veines de quelques centimètres d'épaisseur parcourent la roche kaolinisée ; certaines présentent un aspect vacuolaire car elles sont constituée d'un réseau de lamelles plus ou moins épaisses se recoupant entre elles ; perpendiculairement



:Grès ladères : Eau (réserve) :Stériles

:Quartz :Granite sain

Echantillons :

• Kaolin ▲ Quartz ■ Granite

✶ Sables argileux rouge + galets ✱ Grès ladères

FIGURE 7 : PLAN DE KERGANTIC.

aux faces de ces lamelles, se sont développés des petits cristaux de quartz automorphe formant des micro-géodes (fig. 8, b). D'autres veinules sont au contraire plus massives et recouvertes d'une pellicule rouge sombre d'oxydes de fer teintant le kaolin à leur contact. A proximité du chemin d'accès à Kerourant, un filon d'aplite à tourmaline est recoupé par un filonnet de quartz dont les épontes sont constituées d'un kaolin blanc très gras au toucher et très fin.

La profondeur maximale atteinte au cours de l'extraction, se situe aux alentours de - 45 mètres ce qui semble être également la profondeur maximale pour le front de kaolinisation.

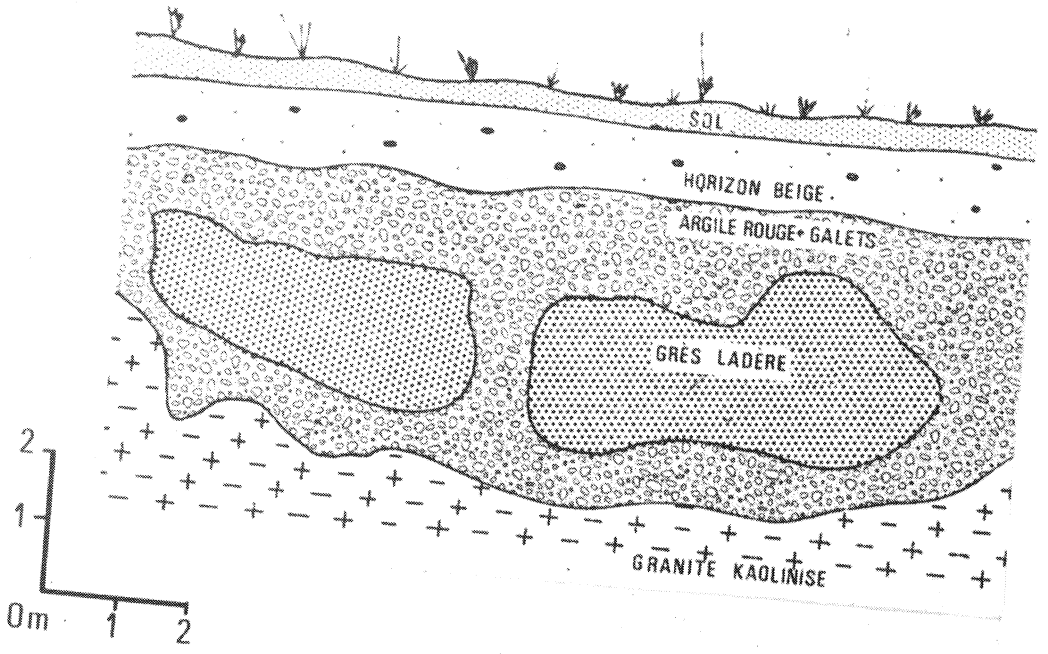
Echantillons étudiés dans la carrière de Kergantic

Echantillons de kaolin :

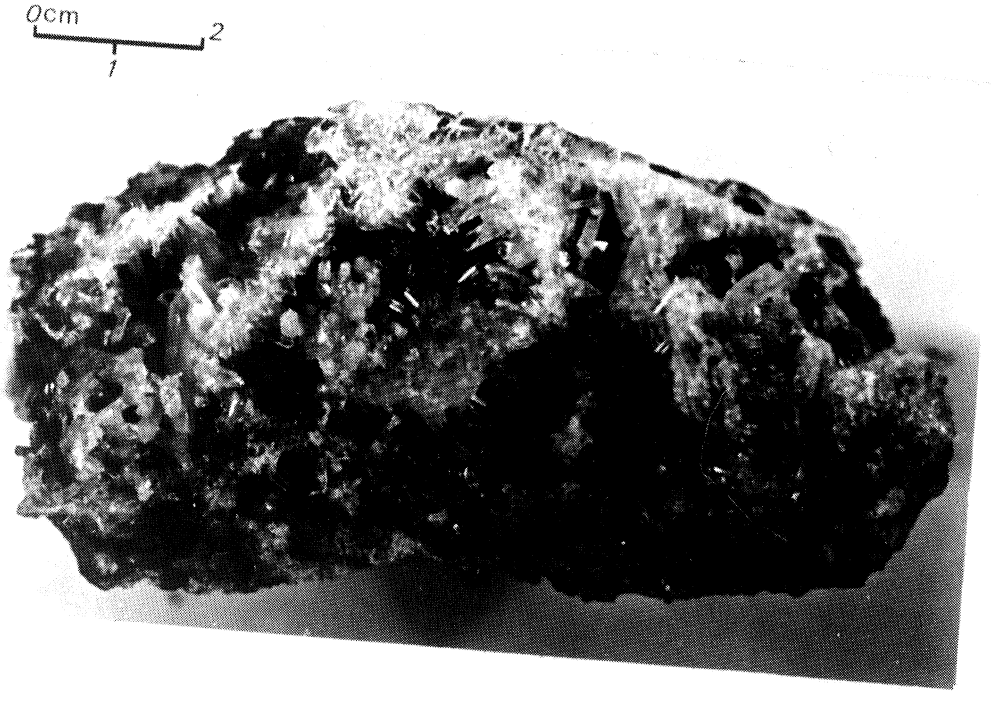
KG 1001 : Au contact de la veine N 40°, kaolin jaune pâle à - 25 mètres
KG 1002 : Sommet de la veine de quartz, kaolin blanc à tourmaline à - 4 mètres
KG 1004 : Front de taille Ouest à proximité du piton de quartz, kaolin à - 18 mètres
KG 1005 : Front de taille Ouest, kaolin jaune à - 16 mètres
KG 1006 : Front de taille Ouest, kaolin violacé à - 15 mètres
KG 1008 : Entrée Ouest de la carrière, kaolin à tourmaline à - 4 mètres
KG 1009 : Sous les galets, kaolin fin à tourmaline à - 2 mètres
KG 1010 : Kaolin prélevé au pied de la veine, angle S. E. de la carrière
KG 1011 : Sommet de la grande veine, remplissage d'argile grise dans une fissure du quartz
KG 1012 : Front de taille Ouest, kaolin prélevé à proximité du piton de quartz à - 2 mètres
KG 1014 : Front de taille Ouest, kaolin vert à - 4 mètres
KG 1015 : Même endroit, kaolin plus vert à - 5 mètres
KG 1016 : Front de taille Ouest, aplite à tourmaline à - 6 mètres
KG 1024 : Front de taille Ouest, kaolin tacheté d'ocre à - 12 mètres.

Echantillons de quartz :

KG 2001 : Cristallisation de quartz automorphe, grande veine N 40°, éponte Ouest
KG 2002 : Dans la veine N 40°, quartz à enclaves de granite kaolinisé
KG 2004 : Petite veine près du piton de quartz, quartz "caverneux" à micro-géodes
KG 2005 : Quartz automorphes à proximité du piton de quartz recouverts d'une pellicule brunâtre d'oxydes.



a/ GRES LADERES (front de taille Ouest)



b/ MICRO-GEODE DE QUARTZ (KG 2004)

FIGURE 8 : CARRIÈRE DE KERGANTIC.

Echantillons de granite :

KG 3001 : Angle Sud-Ouest de la carrière, granite frais teinté en jaunâtre par des oxydes de fer.

Echantillons de grès ladères :

KG 4006 : Bloc de teinte beige, aspect de quartzite, front de taille Ouest de Kergantic.

Echantillons de la découverte :

KG 4007 : Sable argileux emballant des galets de quartz, sommet du front de taille Ouest de Kergantic.

4) LANN-VRIAN (fig. 9, a)

Cette carrière située dans le prolongement de Kergantic est également intensivement exploitée car le kaolin y est de bonne qualité. Elle est limitée au Nord-Est, par le granite peu ou pas décomposé, au Nord par une séparation artificielle entre les deux carrières (digue de sable), au Sud par l'usine des kaolins du Morbihan.

La carrière est traversée par deux veines de quartz sub-parallèles : une première veine de direction N 40° (que l'on suit de Kergantic à Kerham) où se rencontre le même faciès déjà décrit à Kergantic. La veine présente quelques ondulations (de 5 à 10°) ; par endroits, des oxydes de fer ont fortement teinté le quartz en rouge. La deuxième veine (veine mineure) est située plus à l'Ouest, sa puissance est moindre, elle est discontinue et se caractérise par un faciès particulier déjà rencontré à Kergantic : quartz "caverneux" à lamelles entrecroisées (fig. 9, b).

Un filon de pegmatite de quelques dizaines de centimètres, peu altéré, de direction Nord-Sud est recoupé par la veine mineure.

Sur tout le front de taille Ouest, des mamelons de granite incomplètement kaolinisé ont été laissés sur place. L'exploitation se poursuit actuellement vers le Sud-Ouest.

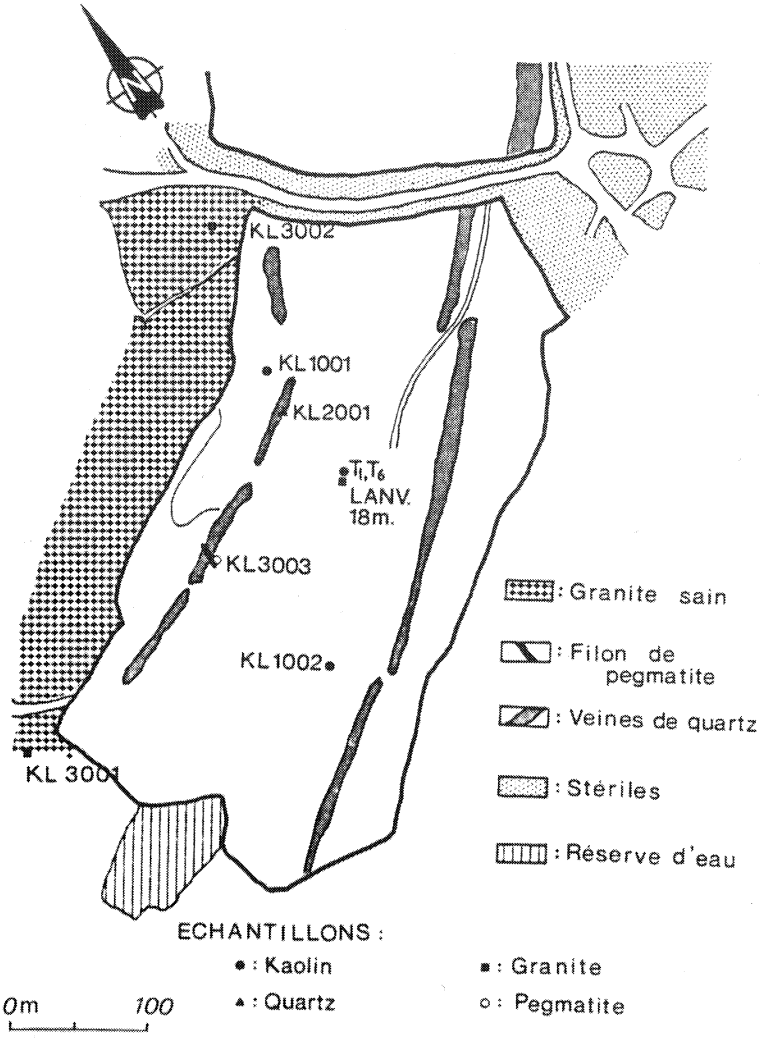
Echantillons étudiés dans la carrière de Lann-Vrian

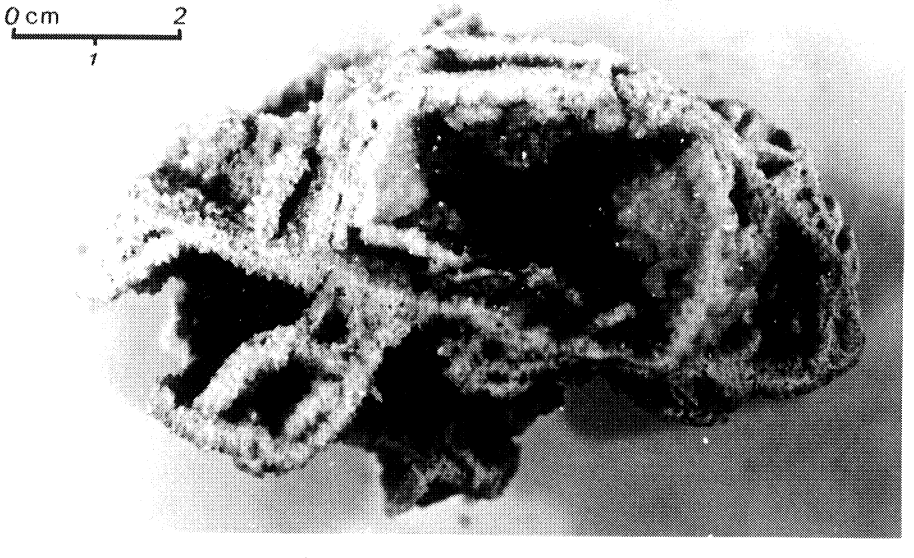
Echantillons de kaolin :

KL 1001 : Front de taille Ouest, kaolin verdâtre prélevé dans un mamelon granitique laissé sur place, à - 10 m

KL 1002 : Sud de la carrière : kaolin fin aplitique, à - 10 m

a) Plan de Lann-Vrian





b) Faciès caverneux (veine mineure)

FIGURE 9 : CARRIÈRE DE LANN-VRIAN.

LANV T_1 : Sondage dans le centre de la carrière, 0 à 2 m
LANV T_6 : Sondage dans le centre de la carrière, à - 12 m.

Echantillons de granite :

KL 3001 : Granite frais prélevé à proximité de l'usine des kaolins du Morbihan, de teinte jaune-beige
KL 3002 : Granite frais prélevé au niveau de la séparation Kergantic, Lann-Vrian (bordure Ouest)
LANV 18 m : Carotte de sondage dans le granite frais au centre de la carrière.
KL 3003 : Filon de pegmatite dans la veine mineure N 40°.

Echantillons de quartz filonien :

KL 2001 : Quartz à faciès "caverneux" prélevé dans la veine mineure N 40°.

5) KEROURANT (fig. 10)

Cette carrière, mise en exploitation récemment, est traversée par une veine de quartz dont on ne voit pour l'instant que le sommet constitué de gros blocs dissociés de la masse de la veine. L'extrémité Nord de celle-ci, plus massive, présente de beaux cristaux automorphes de quartz zonés et quelques cubes de pyrite. Dans l'angle Nord-Ouest, affleure un granite très peu décomposé à débit horizontal . A l'extrémité Sud, le granite encore sain affleure dans le fond d'une tranchée creusée en direction de Lann-Vrain. Le front de taille Ouest est constitué en grande partie de kaolin verdâtre.

Cette carrière se caractérise par la présence de nombreux filons aplitiques qui rejoignent Keryan vers l'Ouest et Kergantic vers l'Est ; certains sont parsemés de petites inflorescences noires de baguettes de tourmaline.

La découverte se compose de sables et galets qui surmontent un horizon rougeâtre constitué de kaolin visiblement remanié (il comporte de nombreux éléments étrangers : petits galets de grès, de quartz, enclaves de kaolin blanc etc...). Tous ces dépôts ne constituent pas une assise continue et en certains endroits, seul le petit niveau à blocs de quartz sépare le sol du granite kaolinisé (fig. 11, a).

Echantillons étudiés dans la carrière de Kerourant

Granite kaolinisé :

KO 1001 : Kaolin blanc prélevé à proximité de la veine de quartz (éponte Ouest) à - 2 mètres.

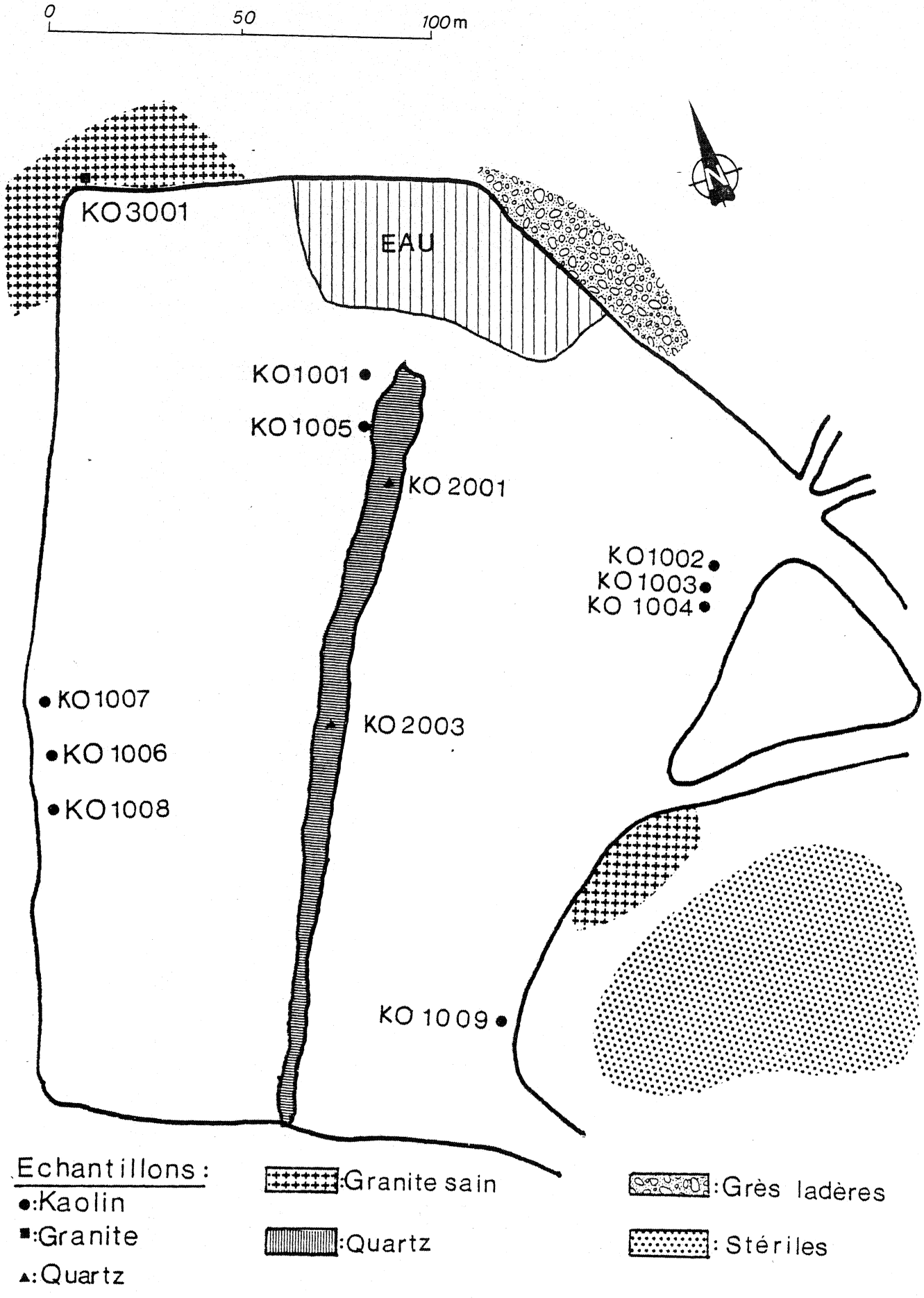
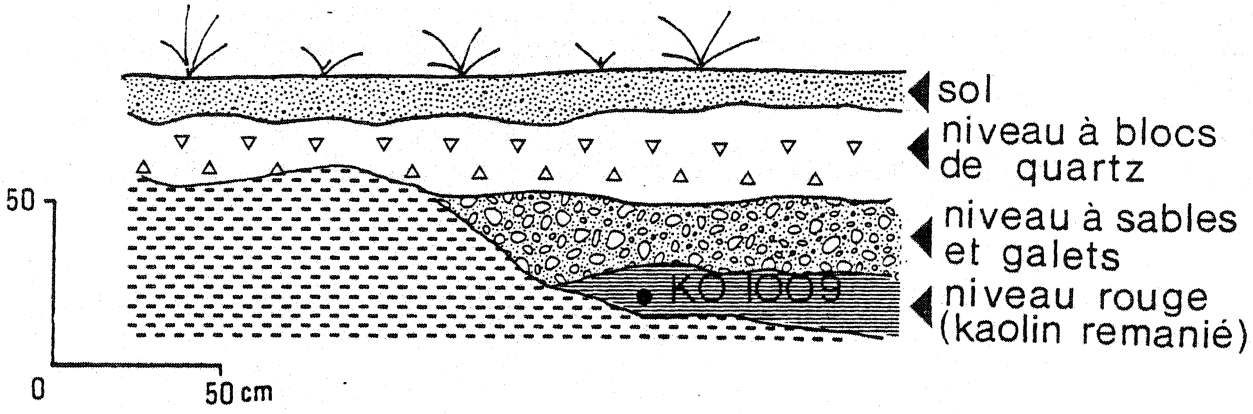
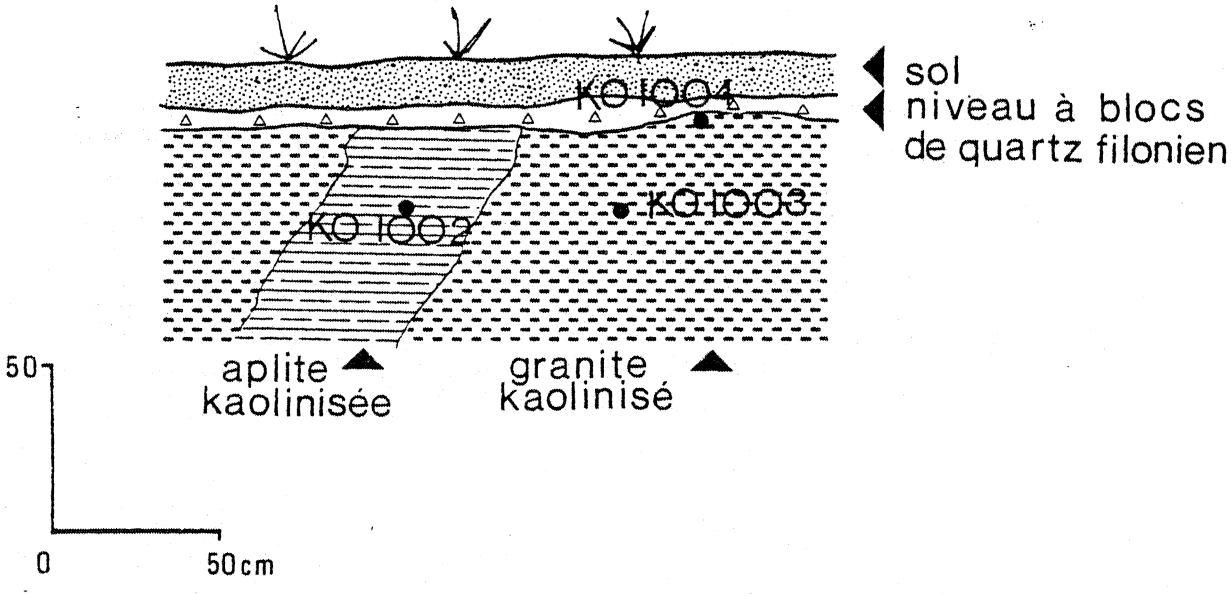


FIGURE 10 : PLAN DE KEROURANT.



a) Aspect de la découverte



b) Filon d'aplite (entrée Ouest)

FIGURE 11 : CARRIÈRE DE KEROURANT.

KO 1002 : Filon aplitique kaolinisé, situé à l'entrée Est de la carrière (fig. 11, b) à - 2 mètres

KO 1003 : Granite kaolinisé adjacent à ce filon (fig. 11, b) à - 2 mètres

KO 1004 : Echantillon prélevé sous la découverte au-dessus de KO 1003 (fig. 11, b)

KO 1005 : Kaolin prélevé au contact de la veine de quartz (extrémité Nord), à - 2 mètres

KO 1006 : Kaolin provenant d'un filon d'aplite altérée, bordure Ouest de la carrière à - 2 mètres

KO 1007 : Kaolin verdâtre, bordure Ouest de la carrière, à proximité des filons d'aplite à - 2 mètres

KO 1008 : Kaolin provenant d'un autre filon d'aplite tacheté de petites baguettes de tourmaline à - 2 mètres

KO 1009 : Kaolin rougeâtre provenant de l'angle Sud de la carrière, remaniement sous le niveau de sables et galets.

Echantillons de la veine de quartz :

KO 2001 : Quartz enfumé à coeur d'améthyste

KO 2003 : Quartz xénomorphe contenant des cristaux de pyrite.

Echantillons de granite :

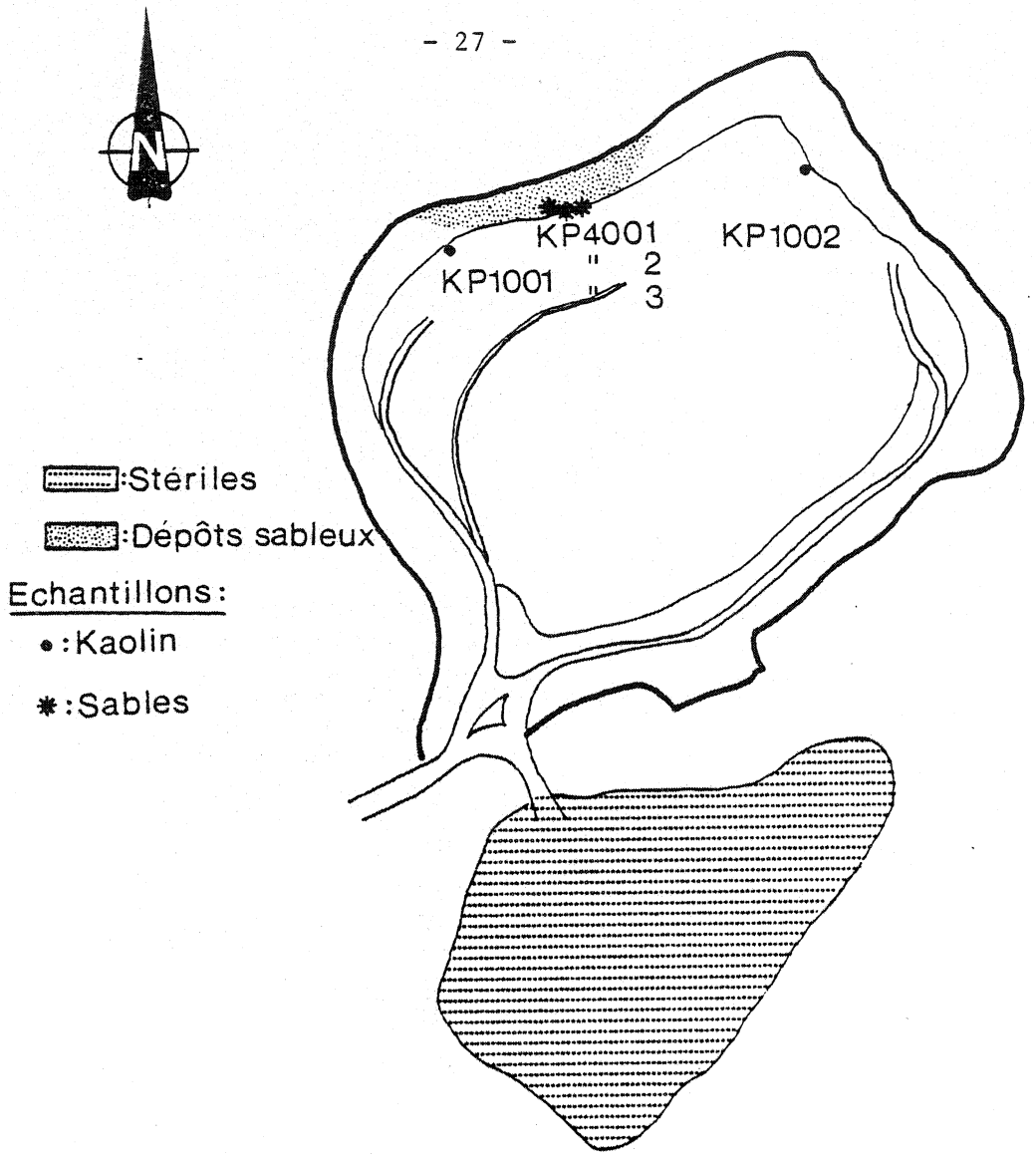
KO 3001 : Extrémité Nord de la carrière, granite diaclasé à débit horizontal.

6) LOPEHEUR (fig. 12, a)

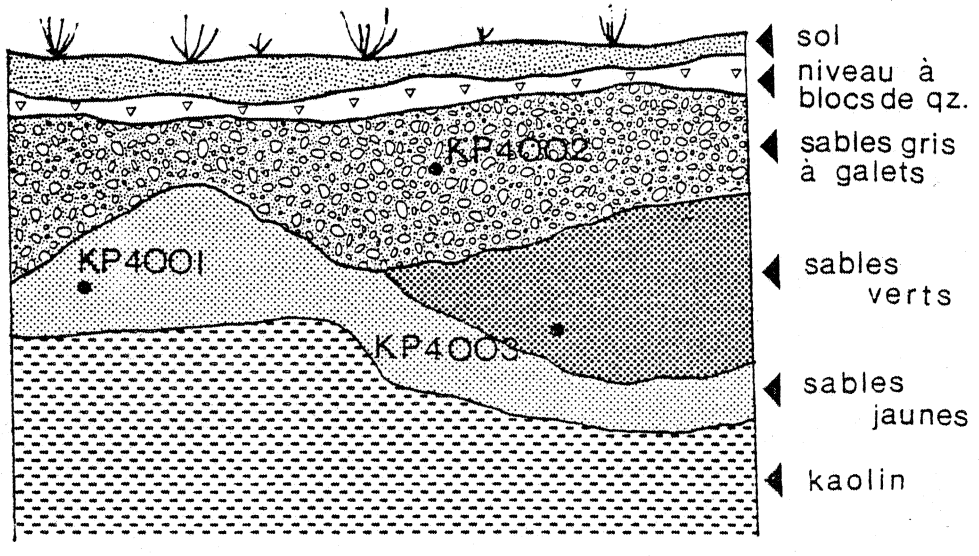
au bord NE de la zone exploitée -

Située la plus à l'Est du gisement, cette carrière affecte une forme grossièrement ovale, allongée Nord-Sud. On n'y observe pas de veine de quartz. La découverte est constituée de dépôts sableux qui comprennent à la base des sables de teinte jaune et de granulométrie très hétérogène (pouvant contenir des galets de quartz ou être au contraire très fins). Ils sont surmontés par un niveau sableux gris clair à petits galets de quartz. Localement, des sables verts forment des lentilles entre ces deux niveaux; ils possèdent à la fois des éléments provenant du granite kaolinisé et des grains de quartz émoussés luisants. Ces sables dont la fraction argileuse est constituée de smectites présentent de grandes ressemblances avec les sables grossiers décrits par DURAND (1960) sur la rive gauche du Blavet et rapportés à l'Yprésien.

Le kaolin extrait de cette carrière est de teinte blanche mais prend en profondeur une teinte verdâtre. Il entre pour une part assez faible dans le produit fini.



a) Plan de Lopeheur



b) Aspect de la découverte

FIGURE 12 : CARRIÈRE DE LOPEHEUR.

Echantillons étudiés dans la carrière de Lopeheur

Granite kaolinisé :

KP 1001 : Kaolin blanc prélevé sous la découverte à l'Ouest de la carrière

KP 1002 : Kaolin blanc prélevé à l'Est de la carrière à - 6 mètres.

Sables :

KP 4001 : Sables jaunâtres

KP 4002 : Sables gris sous le niveau à blocs de quartz

KP 4003 : Sables verts

La figure 12 b indique la position respective de ces échantillons.

DEUXIEME PARTIE :

LE GRANITE

LES VEINES DE QUARTZ

A - LE GRANITE ET LES ROCHES ASSOCIÉES.

I - ETUDE DU GRANITE SAIN ET DU GRANITE EN VOIE DE TRANSFORMATION

1) Les différents types :

Le granite frais ou non kaolinisé affleure assez largement à la périphérie des carrières et dans les carrières elles-mêmes.

J'ai été amené à regrouper les roches étudiées en trois types :

- 1° type : Le granite de teinte beige : Sa coloration est due à des oxydes de fer. C'est le granite le plus frais dans lequel on peut encore voir la biotite. Les échantillons suivant ont été étudiés :
- KG 3001 : Echantillons de granite affleurant dans une petite carrière entre Kergantic et Kerourant. Ce granite est caractérisé par la teinte brunâtre de ses quartz.
- KL 3001 : Echantillons de granite provenant du front de taille Ouest de la carrière de Lann-Vrian : ils présentent les mêmes caractères que précédemment.
- LANV 18 m : carotte de granite sain prélevé au fond de la carrière de Lann-Vrian.
- KH 3002 : Echantillons de granite extraits de la carrière située à l'Est de Kerham.
- KO 3001 : Echantillons de granite affleurant en surface dans l'angle Nord-Ouest de la carrière de Kerourant.

- 2° type : Le granite de teinte blanche : il correspond à un début d'altération. Le granite blanchi est moins compact, mais n'est cependant pas kaolinisé. Deux échantillons représentatifs ont été prélevés dans les carrières de Keryan et Kerham.
- KY 3001 : Partie Nord de la carrière, front de taille Est
- KH 3001 : Granite provenant de la partie Ouest du premier mamelon (la plus éloignée de la veine).

Ce type s'observe également à Lann-Vrian sur le front de taille Ouest. Le granite blanchi semble faire la transition entre le granite frais et le granite kaolinisé.

- 3° type : Le granite de teinte verdâtre :

- KY 3002 : Echantillon affleurant au fond de la carrière de Keryan (partie Nord), de teinte vert amande.
- KH 3003 : Même faciès mais de teinte plus jaunâtre, affleurant dans le mame-

lon de granite de Kerham à proximité de la veine N 140° (il est d'ailleurs injecté de veinules de quartz).

Toutes ces variétés ont un grain moyen, la taille des minéraux dépasse rarement 5 millimètres. L'abondance des feldspaths (environ 50% de la roche), la présence de grandes plages de muscovite automorphe, l'aspect en mosaïque de beaucoup de cristaux de quartz sont autant de caractères communs à tous ces types.

Le granite beige est le seul à posséder de la biotite relativement fraîche, son abondance est cependant très faible.

Dans le granite blanchi, la biotite est chloritisée (ponctuations vertes) et les quartz gris ressortent bien au milieu d'une phase feldspathique uniformément blanche.

Dans le granite "vert", la teinte des "feldspaths" est en général vert amande, cependant certains sont de couleur plus jaunâtre (en particulier à Kerham). Leurs contours sont parfois soulignés par des oxydes de fer.

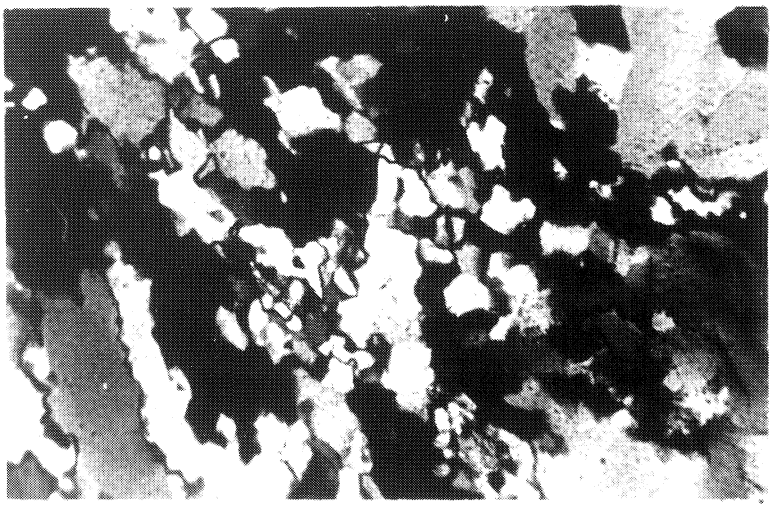
2) Observations microscopiques

a) Le granite beige

La texture de la roche est grenue à granoblastique, sa composition minéralogique est : quartz, orthose, microcline, albite, oligoclase, muscovite, biotite, apatite, zircon.

Le quartz : il a accusé le plus sévèremment les effets des contraintes tectoniques. Les grains sont souvent allongés et constitués d'une infinité de petits cristaux enchevêtrés les uns dans les autres, leur donnant un aspect de mosaïque (fig. 13, a). Parmi ceux qui sont le moins cataclasés, la rotation de la platine permet d'observer un début de fractionnement à l'intérieur de bandes parallèles de déformations (extinctions roulantes). L'évolution de ces bandes de déformation aboutit aux sous-grains que sont les quartz-mosaïque. Des phénomènes de recristallisations sont intervenus postérieurement à la granulation pour resouder ces éléments entre eux.

Les feldspaths : ils sont relativement moins atteints par la déformation. Orthose et microcline semblent mieux résister que le plagioclase (albite). L'orthose est plus abondante que le microcline ; un premier habitus est constitué par de grands cristaux automorphes poecilitiques, mâclés Carlsbad, à inclusions de muscovite, de biotite ou d'apatite en petits cristaux automorphes (fig. 13, b). Le deuxième habitus est xénomorphe, le feldspath potassique s'insinue

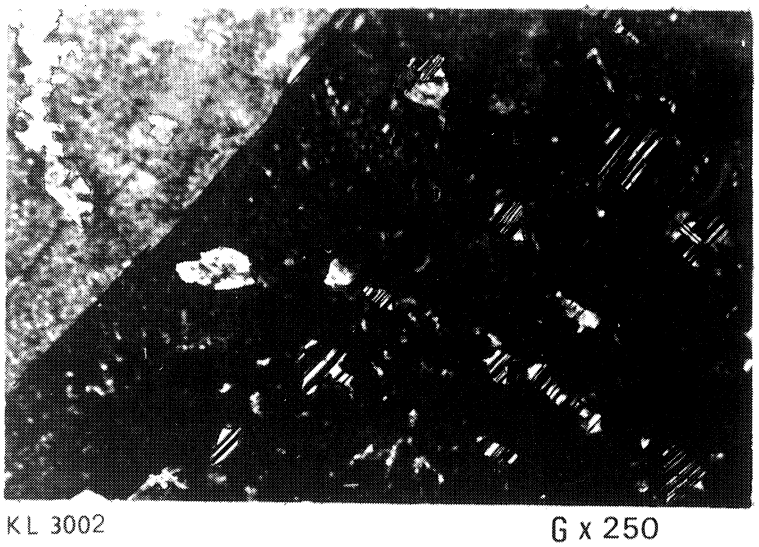


KO 3001 G x 125

ⓐ:Quartz "mozaïque"

ⓑ:Orthose automorphe (à inclusions)

KH 3002 Gx 60



KL 3002 G x 250

ⓒ: Albitisation "en échiquier"

FIG. 13 : Aspects microscopiques du granite (1)

entre les cristaux d'albite et parfois les englobe. Les perthites d'exolutions sont nombreuses, et forment des taches ou des veines albitiques à l'intérieur des orthoses. On peut également observer un début d'albitisation : de petites lattes d'albite finement mâclée (ayant parfois une orientation différente de celle des perthites) se développent dans les orthoses en formant une structure en échiquier (fig. 13, c). Ce phénomène n'est cependant jamais très poussé. Les feldspaths potassiques ont toujours un aspect trouble en lumière naturelle qui correspond à un début d'altération s'observant même dans les échantillons les plus frais.

Le plagioclase est de l'albite, elle est plus abondante que l'orthose, ses cristaux sont fracturés et souvent déplacés. Les relations albite/orthose sont souvent complexes : dans certains cas, l'albite peut y être incluse (fig. 14, a), elle est alors corrodée, dans d'autres cas, elle apparaît contemporaine du feldspath potassique. Les inclusions d'apatite (aiguilles ou cristaux trapus) et de fines lattes de muscovite sont fréquentes.

La phase micacée : elle est constituée de biotite et de muscovite.

La biotite est représentée par :

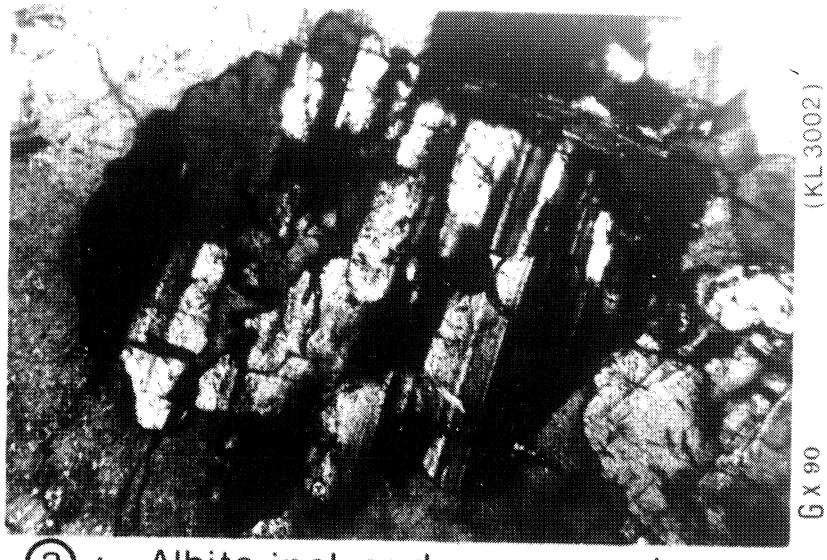
- des reliquats visibles dans les muscovites. Le remplacement de la biotite par la muscovite se fait le plus souvent suivant une même direction cristallographique (croissance épitaxique)
- des inclusions dans les feldspaths.

Les biotites (peu abondantes) sont presque toujours chloritiséeset constellées de petites aiguilles de rutile mâclé sagénite (fig. 14, c).

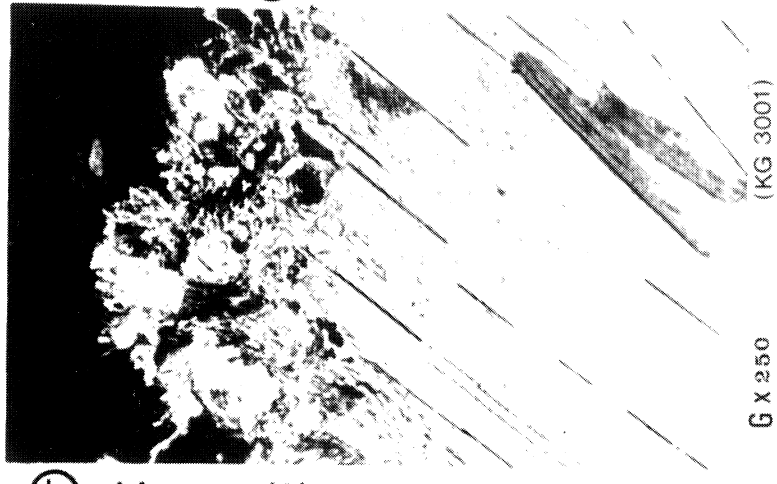
La muscovite est représentée par :

- des petites lattes en inclusions (en particulier dans les feldspaths).
- des grandes paillettes automorphes souvent flexurées, plus rarement fracturées. Elles se développent souvent à partir de petites biotites encore visibles dans certaines d'entre elles. L'origine de ces grandes muscovites semble primaire.
- des cristallisations secondaires qui s'observent aux extrémités des grandes paillettes automorphes (Fig. 146). Elles constituent des interpénétrations dactylées de quartz et de muscovite qui se développent de préférence au contact des feldspaths potassique mais qui peuvent également croître à l'intérieur des fissures du feldspath. La muscovitisation secondaire peut être rapprochée de la séricitisation du plagioclase.

Les minéraux accessoires : ce sont l'apatite et le zircon. L'apatite est assez abondante, elle est sub-automorphe et souvent craquelée, son association avec les micas est systématique, soit en inclusions, soit à leur contact



ⓐ : Albite incluse dans une orthose



ⓑ : Muscovitisation secondaire

ⓒ: Houppes de rutile dans une biotite chloritisée

ⓓ: Cristal d'apatite

FIG.14 : Aspects microscopiques du granite (2)

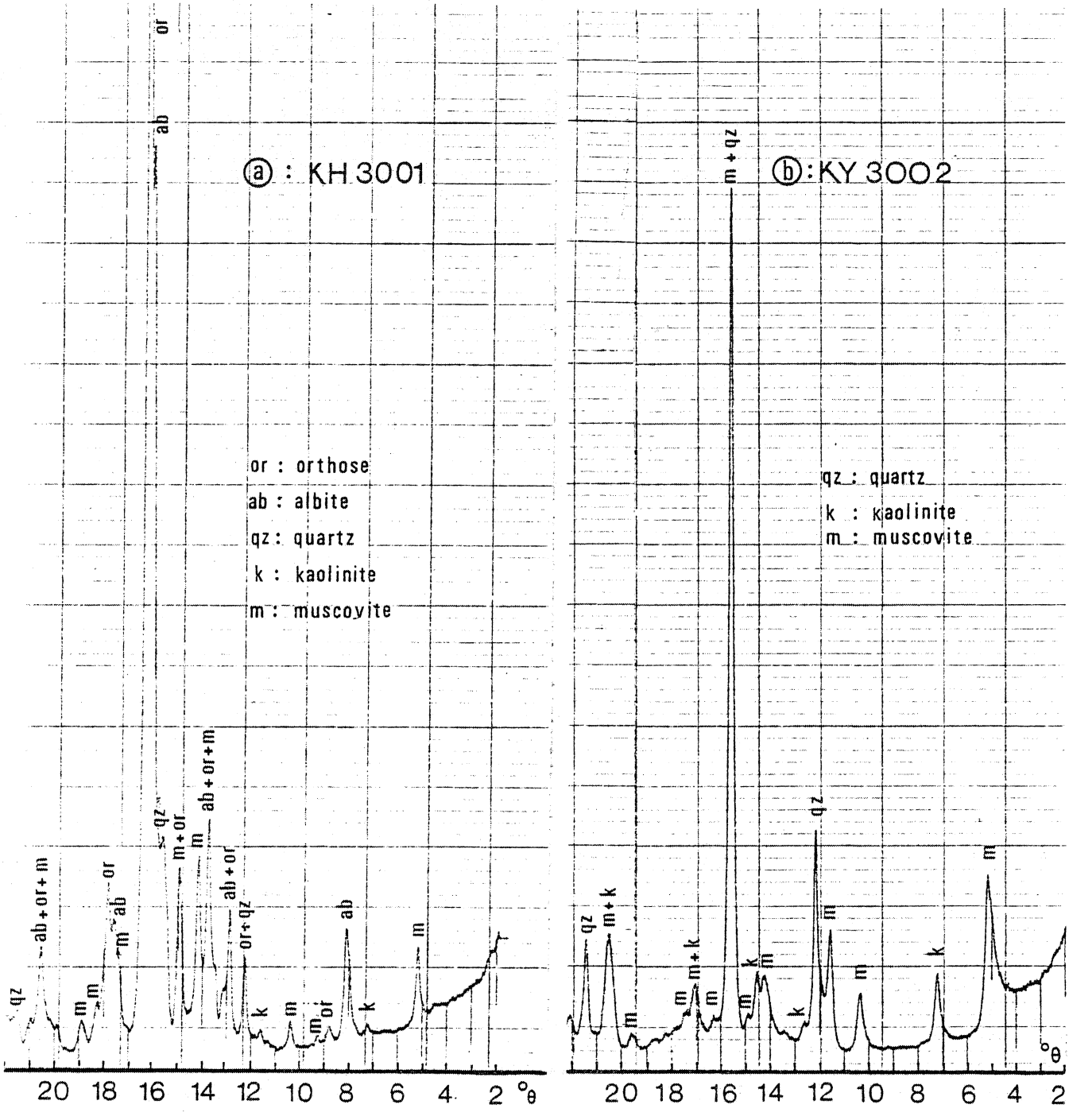


FIGURE 15 : "FELDSPATHS" BROYÉS (DIAGRAMME DE POUDRE).
(ANTICATHODE AU COBALT FILTRE AU FER)

(fig. 14, d) de tels cristaux s'observent également dans les feldspaths mais le plus souvent ce sont de très fines aiguilles que l'on y rencontre. Le zircon est beaucoup plus rare, on le trouve dans les biotites où il forme des halos pléochroïques.

b) Le granite blanchi

Dans ce granite, les feldspaths sont particulièrement atteints par l'altération. Ils deviennent le plus souvent opaques en lumière naturelle ; entre nicols croisés, ils apparaissent troubles, chargés d'inclusions très fines. Certains sont parsemés de paillettes de séricite. Les diagrammes de poudre effectués sur les feldspaths isolés et broyés ont permis d'identifier l'orthose et l'albite auxquels s'ajoutent une faible quantité de mica (muscovite) et une infime proportion de kaolinite (fig. 15, a).

Des muscovites développent au contact des feldspaths des franges constituées d'un mélange de quartz et de muscovite secondaire.

Les biotites sont chloritisées, elles contiennent du rutile mâclé sagénite et des exudations de fer : dans certains cas, elles n'apparaissent que sous forme de fantôme à l'intérieur des grandes muscovites. L'apatite qui était abondante dans le type précédent devient ici très rare.

L'échantillon de Kerham est parcouru de veinules de quartz à cristaux sub-automorphes très riches en inclusions fluides.

c) Le granite vert

Son aspect macroscopique ne laisse pas supposer la disparition totale dans un cas (KY 3002), partielle dans l'autre (KH 3003) de la phase feldspathique. Leur remplacement s'est effectué par une association intime de quartz et de mica blanc. Les plages de muscovite automorphe et de quartz limpide sont les seuls minéraux reliques au sein d'une pâte très fine quartzo-micacée. Dans les échantillons de Kerham, certains feldspaths potassiques dont les contours sont entièrement corrodés et le coeur opacifié, sont encore discernables. La silicification concomitante est intense, ce qui explique la relative cohérence de la roche. On n'observe plus de biotite (chloritisée ou non). Dans KY 3002 le fer est resté dans les fissures de la roche tandis que dans KH 3003 il a été en grande partie évacué.

L'examen en diffraction X des fantômes feldspathiques, a confirmé pour les échantillons de Keryan la destruction complète des feldspaths, seules existent les raies du quartz, de la muscovite et de la kaolinite (en faible propor-

tion) (fig. 15, b).

3) Etude des minéraux lourds

Les minéraux lourds du granite non décomposé ont été étudiés afin de pouvoir les comparer avec ceux qui se trouvent dans la roche kaolinisée. La séparation a été effectuée après deux passages successifs de la roche au broyeur à mâchoires. 400 g. de matériel de granulométrie inférieure à 500µ ont été utilisés.

a) Les minéraux lourds du granite beige

- les pourcentages pondéraux

Ils oscillent entre 0,2 et 0,7% ; ces valeurs sont en fait nettement supérieures au pourcentage réel en minéraux lourds, car une certaine quantité de biotite a accompagné les autres minéraux (la densité de la biotite varie suivant sa composition de 2,7 à 3,3 ; le bromoforme a une densité de 2,9).

- les espèces minéralogiques

Dans le tableau 1 figure la répartition des minéraux lourds (toutes classes granulométriques confondues) dans quelques échantillons de granite beige.

			TRANSPARENTS					
ECHANTILLON	% OPAQUES ALTERES	% TRANSPARENTS	APATITE	LEUCOXENE	ANATASE	BROOKITE	CHLORITE	ZIRCON
KG 3001	6,3	93,2	92,5	0,9	0,5	0,1	5,7	0,3
KH 3002	9,7	90,3	86,9	3,8	0,3	0,3	8,2	0,5
LANV 18 m	11,2	88,8	89,3	6,4	1,5	0,3	1,7	0,7
KL 3002	7,4	92,6	89,5	3,9	0,8	0,4	4,8	0,6
KO 3001	10,6	89,4	94,8	2,2	0,4	0,2	2,2	0,2

TABLEAU I : MINERAUX LOURDS DU GRANITE BEIGE.

L'apatite est extrêmement abondante (près de 90% des transparents en moyenne). Les cristaux sont sub-automorphes (ou en grains arrondis) et craquelés. Les inclusions y sont toujours nombreuses.

Les titanés sont représentés par la "trilogie" anatase, brookite, leucoxène que l'on retrouvera dans tous les échantillons, kaolinisés ou non. Ces minéraux sont peu abondants et rarement bien cristallisés ; l'aspect souvent corrodé des brookites, leurs teintes de polarisation moins vives qu'habituellement, l'imperfection dans les formes des anatases contrastent avec l'état de fraîcheur de ces mêmes minéraux dans le kaolin. Le leucoxène est issu de l'altération du rutile sagénite.

Les zircons existent sous deux habitus : soit sous forme de cristaux limpide (trapus ou allongés) soit sous forme de cristaux foncés présentant des figures de croissance autour d'un noyau.

Dans tous ces granites frais il n'a pas été trouvé de tourmaline que l'on rencontre cependant dans certains zones kaolinisées.

b) Les minéraux lourds du granite blanchi

Les pourcentages pondéraux sont beaucoup plus faibles : 0,02% à 0,04%. On ne trouve plus en effet de biotite (sauf quelques rares paillettes) et l'apatite est pratiquement détruite.

Le tableau 2 donne la répartition des espèces (toutes classes confondues) :

			TRANSPARENTS					
ECHANTILLON	% OPAQUES + ALTERES	% TRANSPARENTS	APATITE	LEUCOXENE	ANATASE	BROOKITE	CHLORITE	ZIRCON
KH 3001	5,5	94,5	4,8	14,6	30,1	18,4	25,3	6,8
KY 3001	8,3	91,7	3,1	34,3	13,7	24,7	13,4	10,8

TABLEAU 2 : RÉPARTITION DES MINÉRAUX LOURDS DANS LE GRANITE BLANCHI .

Les titanés dominent ici largement sur les autres minéraux. Les cristaux d'anatase ou de brookite ne sont jamais bien formés et sont comparables à ceux que l'on trouve dans la roche fraîche ; leur taille est réduite, le plus souvent inférieur à 80µ. Les apatites résiduelles sont également de très petites tailles du fait de la dissolution qui les a affectée ; elles deviennent même difficiles à déterminer avec certitude. La chlorite est bien représentée.

c) Les minéraux lourds du granite "vert"

Le pourcentage pondéral en minéraux lourds est faible (0,01 - 0,02%). Leur répartition est donnée dans le tableau 3 :

			TRANSPARENTS					
ECHANTILLON	% OPAQUES ALTERES	% TRANSPARENTS	APATITE	LEUCOXENE	ANATASE	BROOKITE	CHLORITE	ZIRCON
KY 3002	71,4	28,6	6,5	34,8	16,5	23,9	2,2	6,1
KH 3003	32,2	57,8	5,6	39,2	11,1	30,6	8,3	5,2

TABLEAU 3 : RÉPARTITION DES MINÉRAUX LOURDS DANS LE GRANITE VERT.

Le cortège de minéraux lourds est sensiblement le même que celui trouvé dans le granite blanchi. L'apatite a également presque disparu. La chlorite y est moins abondante surtout dans l'échantillon de Keryan où pratiquement toute la biotite chloritisée a été détruite (ce qui explique la proportion importante d'opaques représentés par des oxydes de fer). Les titanés constituent en fait l'essentiel des minéraux présents et ont le même aspect que dans les autres types.

4) Analyse chimique

a) Le granite beige

Les résultats de l'analyse de la roche fraîche sont consignés dans le tableau 4 :

ECH. / % Oxydes	KG 3001	KH 3002	LANV 18 m	KO 3001	MOYENNE
SiO_2	72,96	72,45	72,74	72,85	72,75
Al_2O_3	15,07	14,93	15,12	15,05	15,04
Fe_2O_3 tot	1,02	1,40	0,94	1,08	1,11
MnO	0,01	nd	0,01	nd	0,01
MgO	0,26	0,35	0,21	0,27	0,27
CaO	0,48	0,52	0,25	0,31	0,39
Na_2O	3,71	3,59	3,81	3,75	3,72
K_2O	4,53	4,48	4,27	4,82	4,53
TiO_2	0,16	0,23	0,13	0,07	0,15
P_2O_5	0,24	0,32	0,14	0,18	0,22
P. F.	1,28	1,35	1,44	1,39	1,37
TOTAL	99,72	99,62	99,06	99,77	99,56

(analystes G. BELLION, H. MARTIN, Rennes).

TABLEAU 4 : ANALYSE CHIMIQUE DU GRANITE BEIGE.

Ces résultats montrent le caractère alcalin de ce granite, sa pauvreté enfer en magnesium et en calciumet sa relative abondance en silice et en alumine. Les variations de composition entre les échantillons sont faibles et la moyenne de ces analyses peut être considérée comme représentative de la roche mère du kaolin.

b) Le granite blanchi

Les résultats des analyses (tableau 5) ne font apparaître que des fluctuations dont l'amplitude est très faible et souvent voisine de la précision de l'analyse. On assiste cependant par rapport à la roche fraîche à une augmentation légère du K_2O, du SiO_2 et de la perte au feu et une diminution notable du CaO, Na_2O et P_2O_5.

%	KY 3001	KH 3001	MOYENNE
SiO_2	73,25	73,46	73,36
Al_2O_3	15,50	15,15	15,33
Fe_2O_3 tot	0,73	0,39	0,56
MnO	nd	0,01	0,01
MgO	0,22	0,15	0,18
CaO	0,11	0,20	0,15
Na_2O	3,05	2,92	2,98
K_2O	4,97	4,92	4,95
TiO_2	0,13	0,15	0,14
P_2O_5	0,07	0,07	0,07
P. F.	1,68	1,85	1,77
TOTAL	99,71	99,27	99,50

(analystes G. BELLION, H. MARTIN, Rennes)

TABLEAU 5 : ANALYSE CHIMIQUE DU GRANITE BLANCHI.

c) Le granite "vert"

Les analyses correspondant à ce type figurent dans le tableau 6. Le taux de silice de l'échantillon KH 3003 est certainement supérieur à la réalité car malgré un tri (après broyage grossier) des petites veinules de quartz qui parcourent la roche, une certaine quantité de ce quartz filonien a été introduit dans l'analyse, ce qui minore d'autant les autres constituants. Ce granite vert se caractérise néanmoins par une teneur élevée en silice, l'aluminium compte tenu de la remarque précédente varie peu par rapport à la roche fraîche (il diminue légèrement), le fer et le magnésium semblent stables également. La destruction quasi totale de la phase feldspathique se traduit par une chute brutale du CaO, du Na_2O, et d'une partie du K_2O. Les pertes au feu augmentent sensiblement ceci se justifie par le développement des muscovites secondaires.

Les résultats de ces analyses seront repris lors des bilans chimiques de la kaolinisation à la fin de la troisième partie.

%	KY 3002	KH 3003
SiO_2	75,78	78,42
Al_2O_3	14,93	13,28
Fe_2O_3 tot	1,23	0,78
MnO	0,01	nd
MgO	0,33	0,18
CaO	t	0,05
Na_2O	0,04	0,06
K_2O	3,94	4,09
TiO_2	0,15	0,12
P_2O_5	0,04	0,05
P. F.	2,97	2,24
TOTAL	99,42	99,87

(analystes G. BELLION, H. MARTIN, Rennes)

TABLEAU 6 : ANALYSE DU GRANITE "VERT".

III - ETUDE DES ROCHES ASSOCIEES

1) Les filons d'aplite

Ils sont relativement fréquents dans le granite kaolinisé, mais un seul affleurement d'aplite saine a pu être découvert au Nord-Est de la carrière de Keryan. Ce filon est associé à un faciès de tendance pegmatitique.

L'aplite de Keryan se caractérise par une grande abondance d'albite qui domine très largement sur le microcline. La phase micacée n'est représentée que par de la muscovite, les quartz sont de petites tailles (moins d'un millimètre) et très abondants.

L'analyse chimique de l'aplite fraîche montre une teneur en SiO_2 plus forte que dans le granite, ce qui entraîne une chute de l'aluminium ainsi que de pratiquement tous les autres éléments (tableau 7).

SiO_2	75,97
Al_2O_3	14,23
Fe_2O_3 t	0,10
MnO	0,01
MgO	0,08
CaO	0,03
Na_2O	4,12
K_2O	3,98
TiO_2	0,03
P_2O_5	0,06
P. F.	1,16
TOTAL	99,77

(analystes G. BELLION, H. MARTIN, Rennes).

TABLEAU 7 : ANALYSE DE L'APLITE FRAÎCHE.

L'extraction des minéraux lourds n'a pas permis de recueillir un matériel suffisamment abondant pour effectuer des comptages ; quelques zircons et leucoxènes ont cependant pu être observés.

2) Le filon de pegmatite

Le filon de pegmatite de Lann-Vrian ne présente aucune particularité notable si ce n'est la taille des cristaux. Les feldspaths (orthose + peu d'albite) atteignent 10 centimètes et plus. La muscovite forme des "paquets de lamelles" pouvant avoir 0,5 centimètres d'épaisseur et 2 à 5 centimètres de longueur. Le quartz de teinte grise est souvent fracturé et localement, dans les fissures, a pu recristalliser du feldspath. Des cristallisations de béryl avaient été signalées dans des filons de pegmatite du granite de Ploëmeur (notice de la feuille de Lorient au 1/50.000ème) mais je n'en ai pas retrouvé trace.

3) L'affleurement de micaschistes

L'affleurement de micaschistes que recoupe le granite (Nord de Keryan), est très affecté par l'altération : des oxydes de fer ont teinté sa masse en ocre-rouge. La foliation est soulignée par des injections de quartz lit par lit. Le grain de la roche est assez hétérogène : de faciès fins par endroits il

le grain de la roche est assez hetérogène, fin par place il devient latéralement plus grossier et présente des cristaux dans

passe latéralement à des faciès plus grossiers parsemés de nombreuses petites cupules dont la forme et la disposition suggèrent la présence antérieure de grenats ; certains subsistent encore mais se pulvérisent si l'on tente de les extraire.

En lame mince, la foliation métamorphique se marque par une alternance de lits de quartz et de lits micacés (biotite chloritisée et muscovite) plus ou moins continus. Dans les niveaux plus grossiers, a également cristallisé du staurotide apparaissant corrodé et altéré.

Ces micaschistes sont à rapprocher du faciès ferro-alumineux du groupe micaschisteux du Pouldu décrit par COGNE (1957) et HORRENBERGER (1969). Ils constitueraient donc une enclave englobée dans le granite de Ploëmeur.

III - CONCLUSIONS A L'ETUDE DU GRANITE

1. Résumé des résultats.

La pétrographie a confirmé le caractère leucocrate du granite de Ploëmeur. La composition minéralogique en est :

- Feldspath : - orthose perphitique, microcline ;
  - albite.
- Micas : - rares biotites (en inclusions) ;
  - muscovite abondante : + en petites lattes en inclusion (précoce)
    + en grands cristaux automorphes (primaires)
    + en excroissance dans les feldspaths (secondaire)
- Quartz : "mozaïque" ou en grande plages à extinction roulante.
- Minéraux accessoires : apatite, zircon, rares titanés.

L'analyse chimique illustre le caractère différencié de la roche avec : SiO_2 : ~ 73 %, Al_2O_3 : ~ 15 %, K_2O : ~ 4,5 %, Na_2O : ~ 3,7 %, CaO : ~ 0,4 %, reste : ~ 1,5 %.

Tout ceci confirme que le granite de Ploëmeur est bien un leucogranite alcalin.

La déformation se marque à tous les niveaux :

- granulation des quartz
- fracturation des feldspaths
- flexuration des micas

2. Interprétations.

Cette étude localisée uniquement au secteur de Ploëmeur ne prétend pas apporter de conclusions définitives sur l'ensemble du massif ; néanmoins, la permanence dans ce granite d'un grand nombre de caractères constants (grain de la roche, minéralogie, aspect macroscopiquement homogène) tant au sein du gisement que tout au long de la côte (où il affleure largement) rendent possibles la généralisation de certaines interprétations qui seront faites ici.

Le caractère intrusif et syntectonique de ce granite a été mis en évidence par COGNE (1957, 1972). L'étude pétrographique montre que l'existence d'orthose automorphe mâclée et la présence d'un certain nombre de plagioclases zonés (parfois accolés les uns aux autres et mâclés de façon complexe), exclue l'hypothèse d'une simple origine métamorphique. En réalité la genèse de ce granite est vraisemblablement complexe; en effet, le rapport initial $^{87}Rb/^{86}Sr$ est particulièrement élevé : 0,716 (PEUCAT 1976, communication orale), de tels rapports pourraient suggérer une fusion crustale (VIDAL, 1976). La population de zircons à noyau pourraient en ce cas être les seuls témoins de cette histoire antérieure à la refusion. L'examen pétrographique ne permet d'envisager que la succession de deux paragenèses essentielles. Le terme d'étape dans la cristallisation serait peut-être plus juste car il s'agit vraisemblablement d'un processus continu : cristallisation fractionnée à partir d'un magma sans doute déjà bien différencié.

a) Les minéraux primaires.

La première paragenèse est constituée par les minéraux suivants : orthose automorphe, plagioclase zoné, biotite, apatite, zircon, petite muscovite en lattes, quartz.

La deuxième paragenèse (à température décroissante) est constitué par : du microcline, de la muscovite (en grands cristaux automorphes), de l'albite et du quartz.

L'orthose automorphe et le plagioclase zoné semblent avoir cristallisé en tout premier lieu ; ils sont en effet souvent inclus dans les feldspaths (orthose plus tardive ou albite). A ce stade est attribuée également la cristallisa-

tion de la biotite (avec quelques inclusions de zircons),de la muscovite en petites lattes (englobée dans les feldspaths) et de l'apatite.

La deuxième étape de cristallisation développe une paragenèse de plus basse température caractérisée par une cristallisation abondante de muscovite automorphe incluant de nombreuses apatites précédemment formées. L'orthose est remplacée par du microcline qui semble cristalliser en même temps que l'albite. Ceci est suggéré par les interpénétrations fréquentes de ces deux feldspaths. Le quartz se comporte d'ailleurs de la même façon et englobe les autres minéraux déjà cristallisés.

La muscovite remplace nettement la biotite, elle se développe en effet souvent à partir du réseau de cette dernière. La cristallisation primaire de muscovite d'après les études de YOGER et EUGSTER (1953-1955) impose des pressions d'eau supérieures ou égales à 2000 bars ; d'autre part, ces auteurs montrent que "la muscovite primaire magmatique peut se trouver seulement dans celles des roches dont la composition est proche de la région de basse température du liquidus dans le système Q - Ab - Or. La muscovite primaire identifiée comme telle par sa grande taille et sa position interstitielle n'existe que dans les granites riches en potasse et en soude et pauvres en chaux".

Après, et dans certains cas, pendant la cristallisation de ces minéraux une phase intense de déformation survient dont nous avons vu les effets. Certaines muscovites en grandes paillettes ne sont pas ou peu déformées tandis que d'autres sont au contraire intensément flexurées ou fracturées. On peut donc supposer que cette phase de déformation ait pu survenir au moment où la cristallisation du granite s'achevait. Ceci est corroboré par l'observation de mâcles de l'albite déformées au cours de la cristallisation. La deuxième paragenèse (microcline, albite, muscovite) se rencontre aussi bien dans les échantillons ayant subi une cataclase importante que dans ceux prélevés dans les zones moins déformées.

b) Les phénomènes deutériques.

Ces phénomènes surviennent après consolidation du granite et sont dus aux fluides circulant encore dans la roche en cours de refroidissement. Les principales manifestations sont ici : muscovitisation secondaire, albitisation secondaire et chloritisation secondaire.

- la muscovitisation secondaire :

Elle est un caractère constant dans tous les échantillons étudiés ; elle affecte les feldspaths (surtout l'orthose mais également l'albite) situés

au contact de grandes muscovites ; il se produit alors une excroissance de muscovite + quartz envahissant le feldspath. Le même phénomène peut naître également dans des feldspaths fissurés sans qu'il n'y ait besoin d'un "support" de muscovite préexistante. Le moteur de la muscovitisation est le déséquilibre qui existe entre les minéraux formés et la composition des fluides interstitiels avec lesquels ils sont en contact. La substitution hydrolitique du feldspath peut s'exprimer par les équations citées par LAMEYRE (1966) d'après HEMLEY (1959) :

$$3KAlSi_3O_8 + 2H^+ \longrightarrow KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2K^+$$

orthose muscovite quartz

Les ions K^+ libérés contribuent à la séricitisation des plagioclases suivant le même processus :

$$6NaAlSi_3O_8 + 4H^+ + 2K^+ \longrightarrow 2KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 12\,SiO_2 + 6\,Na^+$$

albite muscovite quartz

Ces réactions poussées à leur terme conduisent aux greisens[1] dont la paragenèse est Qz (~ 60 %) + Ms (~ 40 %). Mais ce cas est rare, et le taux de muscovite ne dépasse que rarement les 15 % ainsi que le note LAMEYRE (1966). Cet auteur étend par ailleurs ces réactions à des domaines thermiques plus importants (500° C) et considère qu'une bonne partie des muscovites des leucogranites du Massif Central trouve son origine dans une transformation métasomatique de feldspaths potassiques.

A Ploëmeur si le développement de muscovite deutérique secondaire est parfaitement visible, il n'est aucune évidence de remplacement de feldspaths potassiques par des grandes paillettes de muscovite, ce qui ne signifie pas que le phénomène n'ait pu se produire.

- l'albitisation :

Elle est discrète, elle ne se manifeste que par le développement de petites lattes d'albite mâclée à l'intérieur de feldspaths potassiques formant une structure en échiquier.

---

(1) *Le terme greisen désigne un ensemble de roches quartzo-micacées dérivant d'un granite par destruction totale ou partielle des feldspaths, remplacés par un mélange de quartz et de mica. A cette association s'ajoute accessoirement de la topaze, de la fluorine, de la tourmaline ou de la cassitérite suivant la composition des fluides ayant provoqué cette transformation.*

plutonique

Il est difficile de se prononcer sur le synchronisme de ces deux évènements : on peut concevoir que la muscovitisation tend à abaisser la teneur en potassium du feldspath alcalin donc à augmenter son taux relatif en sodium. L'albitisation secondaire serait donc d'autant plus importante que la muscovitisation serait poussée, or ce n'est pas ce que l'on observe. HEMLEY (1964), LAGACHE (1965), HELGESON (1968), ont montré que les rapports $[Na^+]$ /$[H^+]$ et $[K^+]/[H^+]$ dans les fluides conditionnaient les néoformations dans les équilibres feldspath/solution hydrothermale. Si à pH égal, les concentrations en Na^+ viennent à diminuer (par ouverture du système) c'est la muscovite secondaire qui sera favorisée (Na étant beaucoup plus facilement évacué que K). C'est ce qui semble se passer entre le granite beige et le granite blanchi où le taux de sodium passe de 3,72 en moyenne à 2,98 alors que le taux de potassium est relativement plus important.

- la chloritisation :

La biotite lorsqu'elle n'est pas "protégée" dans un autre minéral apparaît très fréquemment chloritisée ; cette chloritisation entraîne des exsolutions importantes de titane sous forme de petites houppes de rutile mâclé sagénite qui parsèment littéralement la surface des biotites. A la chloritisation il convient aussi d'attribuer l'origine des oxydes de fer dont les nombreux filonnets colorent la roche. La biotite chloritisée est encore abondante dans le granite blanchi, en revanche elle a presque totalement disparu dans le granit vert.

L'albitisation secondaire est réduite et paraît survenir dans les premiers stades des manifestations deutériques. Le processus de muscovitisation est au contraire plus développé dans l'espace et étendu dans le temps. La chloritisation pourrait être concomitante et "alimenter" la muscovitisation en K et Al mais il n'est pas d'arguments pour l'affirmer, elle peut fort bien être antérieure. Ces phénomènes deutériques ont une grande importance par la destabilisation qu'ils ont pu induire au sein de la phase feldspathique. Les différentes paragenèses figurent dans le tableau 8 .

c) Signification des différents types de granite.

Le granite beige représente la roche la moins altérée que l'on puisse trouver à proximité des carrières. On peut le considérer comme la roche mère du kaolin. Il a été préservé de la kaolinisation soit par sa position topographique soit par une texture moins cataclastique que celle de la roche actuellement altérée.

	PHENOMENES ORTHOMAGMATIQUES		PHENOMENES DEUTERIQUES
	PARAGENESE I	PARAGENESE II	PARAGENESE III
FELDSPATHS	Orthose automorphe poecilitique (maclée Carlsbad)	ORTHOSE → MICROCLINE	Albitisation secondaire dans les feldspaths potassiques
	Plagioclase acide zoné (oligoclase)	ALBITE	sericitisation des plagioclases
MICAS	Biotite (peu)	—	chloritisation des biotites → aiguilles rutile-sagenite
	Muscovite : en petites lattes englobées dans les feldspaths I	Muscovite : en cristaux automorphes bien développés	muscovitisation secondaire : associations symplectiques muscovite + quartz
QUARTZ	Quartz	Quartz	recristallisations quartz
ACCESSOIRES	Apatite (associée aux muscovites) Zircon	localement développement de Tourmaline	

TABLEAU 8 : PARAGENESES SUCCESSIVES DANS LE GRANITE DE PLOEMEUR.

Le granite blanchi n'accuse, d'un point de vue chimique, que peu de différences avec le granite beige, il a subi cependant des transformations notables qui se marquent tout d'abord par le blanchiment de la roche, une muscovitisation et une chloritisation secondaire importantes, ainsi qu'une kaolinisation débutante (révélée par les diffractogrammes obtenus sur feldspaths broyés). Deux causes peuvent être invoquées pour expliquer ce blanchiment : Ce phénomène a été provoqué par la circulation de fluides au cours du stade hydrothermal lors de la mise en place du granite, ou bien, ce phénomène a été provoqué par des fluides d'origine supergène. Dans le premier cas, on devrait trouver le granite blanchi en profondeur et en particulier à proximité des failles (source présumée de ces fluides) ; or il n'en est rien, et le granite beige se retrouve en sondage sous le granite blanc (à - 20 m à Lann-Vrian). Dans le deuxième cas par contre, on peut supposer que les fluides d'origine supergène circuleront d'autant mieux que la fracturation sera importante, la transition vers le granite beige en profondeur correspondant à la limite d'action des eaux de surface. Par ses caractères physiques et chimiques, le granite blanchi peut être considéré comme le terme de passage entre le granite sain et le granite kaolinisé ainsi que nous le verrons dans la troisième partie.

Le granite "vert" a acquis la composition d'un greisen par destruction totale ou pratiquement totale de ses feldspaths. Il peut être interprêté comme l'aboutissement de la muscovitisation des feldspaths décrite précédemment. La greisenisation n'est que très ponctuelle, elle est localisée aux epontes de quelques filons quartzeux et est génétiquement liée aux phénomènes deutériques terminaux.

B - LES FILONS DE QUARTZ.

Pour certains auteurs, la présence de filons de quartz est un des arguments utilisés pour démontrer l'origine hydrothermale de la kaolinisation des granites. Ce point sera discuté dans la cinquième partie, mais il paraît utile de décrire les différents faciès rencontrés dans les veines de Ploëmeur.

I - DESCRIPTION DES FACIES RENCONTRES.

1) La veine majeure N 40° Kergantic - Kerham.

Cette veine est, pour l'essentiel, constituée d'un quartz laiteux fracturé contenant (surtout aux épontes) des enclaves de granite kaolinisé dont la taille varie de quelques millimètres (associations de trois ou quatre cristaux noyés dans le quartz) à quelques dizaines de centimètres. Leur abondance donne localement au quartz un aspect vacuolaire qui n'est pas sans évoquer les "cargneules". Dans la carrière de Kergantic, des filons secondaires sub-verticaux, rattachés au corps principal de la veine, isolent des pans de granite kaolinisé.

Dans les anfractuosités de la veine, ont cristallisé des quartz automorphes de grande taille (10 centimètres et plus) formant localement des géodes. Ces quartz sont généralement altérés, se désolidarisent les uns des autres et peuvent être extraits individuellement. En un point (à la limite Kergantic-Lann-Vrian), l'altération est tellement poussée que les quartz sont devenus pulvérulents. Les fissures où s'observent ces quartz sont le siège d'une intense circulation des eaux ainsi qu'en témoignent les résurgences que l'on y observe encore actuellement.

Chaque cristal "déchaussé" de son substrat fait apparaître à l'oeil nu trois zones distinctes :

Une première zone, ou "zone de racine", étroite, effilée à la base, s'élargit vers le sommet. Elle est striée horizontalement et parfois enduite de kaolin infiltré. Le quartz est de couleur très blanche, souvent trouble. La recherche de kaolinite en diffraction X à l'intérieur de cette zone de racine s'est avérée négative. a été negative (c'est plus simple)

La deuxième zone ou "zone claire" est bien développée, elle possède de multiples figures de croissance dont certaines sont soulignées par une fine couche d'argile. LACROIX (1901) désignait ces quartz sous le terme de quartz encapuchonnés. Une quantité suffisante d'argile a pu être récupérée pour permettre un examen en diffraction X qui a montré qu'il s'agissait de kaolinite associée à une petite quantité de mica blanc.

La troisième zone ou "zone sommitale" est souvent de teinte sombre (quartz enfumé) ou chargée d'inclusions noirâtres. La surface de la pyramide est fréquemment affectée par des phénomènes de corrosion.

2) La veine de Kerourant (N 40°).

Le quartz laiteux, identique à celui de la veine N 40° de Kergantic s'y retrouve. A l'extrémité nord de la veine s'observent des cristallisations importantes de quartz automorphes enfumés. En section, ces cristaux trapus sont constitués de cinq zones de croissance successive (le coeur étant en améthyste). Les faces pyramidales sont affectées par des phénomènes de corrosion se marquant par des fissures triangulaires (en creux) plus ou moins coalescentes.

Au coeur de la veine existe un faciès identique à celui décrit ci-dessous, il est cependant très localisé.

3) La veine "mineure" de Lann-Vrian - Kergantic.

Dans cette veine se rencontre un faciès "caverneux" constitué d'un enchevêtrement de lames de quartz qui portent à leur surface une multitude de cristaux de taille millimétrique (Fig. 9b), limpides, automorphes, disposés perpendiculairement au plan des lames. Les nombreuses cavités résultant de l'interpénétration de ces lames sont elles aussi tapissées de quartz de taille sensiblement supérieure. Ce faciès est altéré et friable.

Dans le "piton" de quartz de Kergantic (prolongement de cette veine mineure) un faciès vacuolaire analogue a été observé. Les cristaux automorphes y sont souvent plus allongés suivant leurs faces prismatiques ; l'altération y est moins poussée. Un filonnet teinté de pourpre recoupe le piton au Sud, il porte des empreintes de grands cristaux automorphes qui ont été entièrement détruits (anciens feldspaths ?). De telles empreintes s'observent également aux épontes du "piton".

4) La veine N 140° de Kerham.

Dans cette veine ont été trouvés deux faciès particuliers :

Un faciès silicifié en feuillets, formé de l'empilement de lamelles quartzeuses très fines (quelques dizième de millimètres d'épaisseur (Fig. 4a). Les surfaces de ces feuillets sont souvent contournées, certaines s'interpénètrent, se flexurent ; dans les interstices cristallisent de minuscules quartz automorphes

Ce verbe n'existe pas -

de teinte brunâtre. Du quartz filonien laiteux développe des cristaux qui pénètrent à l'intérieur des feuillets qu'ils déplacent. De nombreuses enclaves de ce quartz en feuillet s'observent dans la masse du filon. On retrouve fréquemment du kaolin emprisonné dans les cavités formées par ces lamelles : celles-ci n'étant pas jointives des circulations d'eau chargée de kaolinite ont fort bien pu provoquer ces dépôts.

Le deuxième faciès particulier se rencontre au milieu de la veine et se caractérise par son aspect brèchique (fig. 4b) : des blocs de quartz centimétriques de teinte blanchâtre, hétérogènes, sont inclus dans une pâte plus sombre (brunâtre) s'apparentant aux silicifications en feuillets précédemment décrites.

II - OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES.

1) Le quartz laiteux.

Son aspect au microscope est très hétérogène : de grands cristaux subautomorphes sont associés à des quartz de très petite taille (< 20μ) qui sont soit englobés (fig. 16 a) soit dispersés entre les grands cristaux ; ils se retrouvent également dans les micro-fissures nombreuses qui sillonnent les grandes plages quartzeuses limpides. Les inclusions fluides sont très nombreuses, certaines sont alignées suivant les plans de fracture du quartz. Des muscovites automorphes s'observent fréquemment ainsi que des cristallisations secondaires de mica (de type séricite) dans les interstices entre les quartz. Le quartz laiteux (à enclaves kaolinisées) des veines de Kergantic ou de Kerham est en tout point identique à celui découvert à l'Est de Kerham et dont les enclaves de granite ne sont pas altérées.

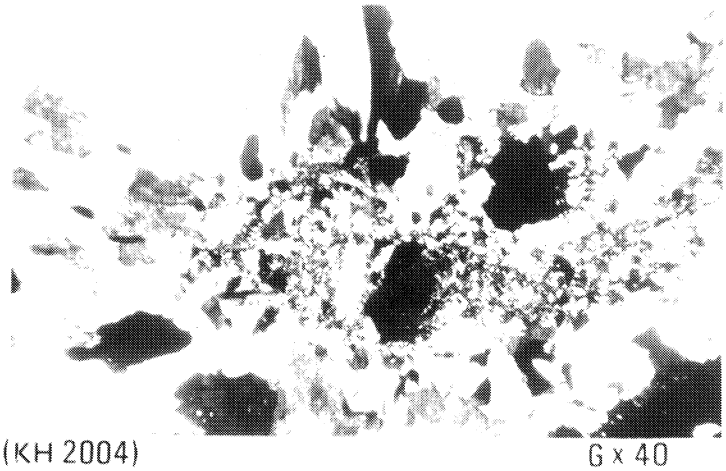
2) Le quartz automorphe.

La limite entre les zones successives de croissance est constituée d'une bande étroite riche en inclusions fluides disposées souvent parallèlement aux faces. De très nombreuses lacunes de cristallisation caractérisent toutes ces bandes ainsi que l'abondance d'inclusions de paillettes biréfringentes (séricite) et d'autres inclusions solides sans formes définies (et qui n'ont pu être identifiées).

3) Les silicifications en feuillets.

Les feuillets (coupés perpendiculairement à leur plan) sont constitués de petits quartz parfaitement jointifs et alignés rigoureusement ; l'épaisseur

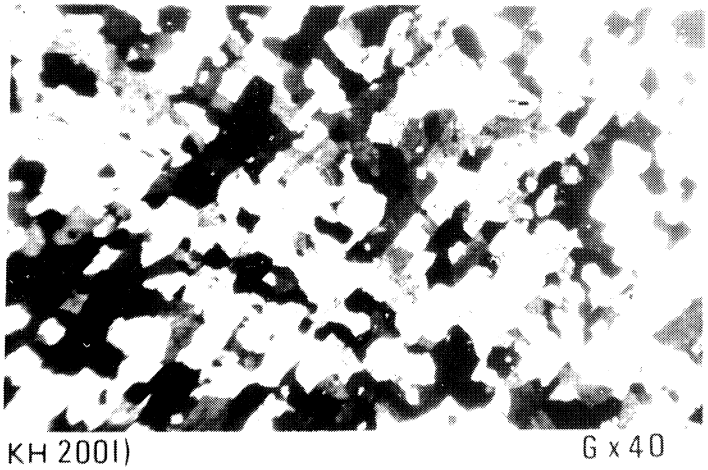
ⓐ



(KH 2004) G x 40

Faciès quartz laiteux

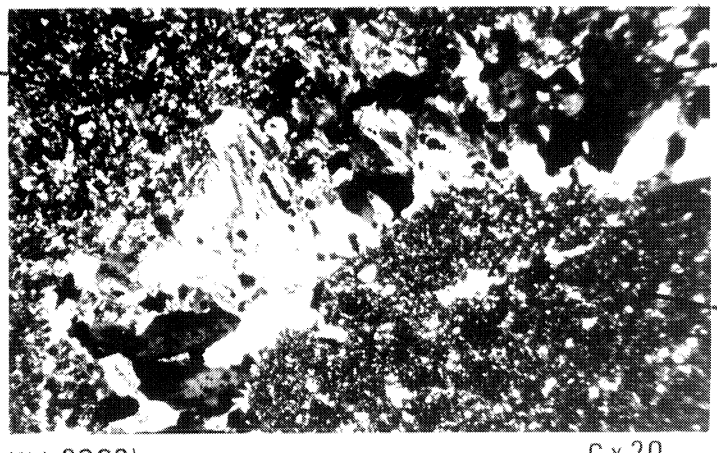
ⓑ



(KH 2001) G x 40

Faciès feuilleté

ⓒ



(KH 2003) G x 20

Faciès brèchique

FIG. 16 : Aspects microscopiques du quartz

des feuillets n'est pas constante, cependant, ils sont presque toujours constitués d'une seule rangée de cristaux (fig. 16, b). Les inclusions très abondantes, sont localisées de préférence aux limites inter/feuillets, d'autres soulignent des zones de croissance des plus grands cristaux (trois à quatre auréoles en moyenne). La nature des inclusions est difficile à déterminer vu leurs petites tailles ; si beaucoup sont sans conteste des inclusions fluides (leur contenu est animé de mouvements browniens), un certain nombre semble au contraire solide : fines paillettes de teinte rougeâtre ou petits vermicules de teinte sombre.

Ce matériel feuilleté est quelquefois déformé et semble plissé. L'observation de lames minces taillées dans ces "plis" ne fait apparaître aucune déformation au niveau des cristaux, les extinctions des quartz sont franches. L'allongement maximum des cristaux est même souvent perpendiculaire au plan du feuillet. Les charnières des "plis" ne révèlent aucune disposition caractéristique mais un enchevêtrement de lamelles faisant des angles vifs entre elles (ménageant ainsi de nombreuses cavités en forme de triangles) ou passant insensiblement des unes aux autres. Certaines lamelles recoupent même obliquement les "flancs" des plis sans que ceux-ci en soient affectés.

L'aspect macroscopique de ce faciès suggèrait une origine tectonique : plissement apparent dans certains cas, aspect en feuillet évoquant une schistosité... L'observation de détail contredit cette impression. Les cristaux sont parfaitement alignés sans que s'observe la moindre déformation ; ils ont des extinctions franches, les lamelles s'interpénètrent et se déforment (éventuellement) selon des directions quelconques. La cristallisation de ce matériel ne s'est pas faite sous contrainte.

4) Le faciès brèchique.

Au microscope, la distinction entre matrice et blocs inclus est beaucoup plus délicate à observer. Dans un grand nombre de cas, la zone de contact consiste en un cortex entourant les blocs (dont la taille varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres). Le cortex est composé d'une à deux rangées de quartz sub-automorphes (de 2 à 3 millimètres de longueur) disposés radialement autour du bloc. Le centre de ces quartz est occupé par une ou plusieurs vacuoles (fig. 16, c). Une grande quantité d'inclusions s'observent à leur périphérie ; elles soulignent les auréoles de croissance.

L'intérieur des blocs est très hétérogène : des groupements polycristallins se détachent nettement sur un fond de microcristaux de quartz entre lesquels se trouvent parfois de petites paillettes de muscovite. L'emploi d'un fort gros-

sissement révèle également la présence de minuscules lamelles très peu biréfringentes associées au quartz et qu'il n'a pas été possible de déterminer.

Dans d'autres cas au contraire, le contact matrice-bloc disparaît et l'on passe insensiblement de l'un à l'autre sans noter de changements dans la texture. La matrice est identique au matériel feuilleté qui vient d'être décrit, cependant les alignements de grains sont très souvent perturbés. Les feuillets sont contournés, interpénétrés ou même partiellement recristallisés ; on y observe également, mais en quantité beaucoup moins importante que dans les blocs, des petites paillettes de micas blancs coincées entre les grains.

Le terme de brèche que j'ai employé pour décrire ce faciès est en partie inexact dans la mesure où les blocs quartzeux (qui sont d'ailleurs monogéniques) sont inclus non pas dans un ciment (au sens habituel) mais dans un matériel déjà en voie de structuration.

La facilité des interpénétrations matrice-blocs et, dans certains cas, de l'homogénéisation survenant entre les deux, montre que ce faciès s'est formé dans un milieu relativement visqueux et dans un contexte hydrothermal ainsi qu'en témoigne la présence massive d'inclusions fluides aussi bien dans la matrice que dans les blocs.

III - LES INCLUSIONS FLUIDES.

Les inclusions fluides des quartz ont fait l'objet d'études détaillées par NICOLAS (1957) et CHAROY (1975).

NICOLAS a étudié les inclusions du quartz de la veine majeure, ainsi que celles des filons secondaires. Les résultats sont les suivants :

- essais de mise en évidence d'une phase gazeuse (CO_2) par écrasement : résultat négatif.
- la température de disparition des libelles agitées de mouvements browniens se situe aux alentours de 150° C (homogénéisation).
- la décrépitoscopie (éclatement de l'inclusion par dilatation du liquide à partir d'une certaine température) se produit au-dessus de 100° C, le dégagement devient très abondant au-dessus de 130° C.

Les résultats obtenus pour les filons secondaires sont identiques, NICOLAS conclue que les filons de quartz de Ploëmeur ont été formés à des températures comprises entre 130° et 150° C.

CHAROY a également étudié les inclusions du quartz de la veine majeure ainsi que celles de deux échantillons de quartz automorphes zonés. Les résultats qu'il obtient sont les suivants :

- les tests d'écrasement dans la glycérine : pas ou très peu de dégagement de CO_2.
- les températures de fusion des inclusions après congélation de la phase liquide permettent de déterminer leur salinité (en équivalent poids de NaCl).

Ces résultats convertis en % équivalent de NaCl donnent :

- veine de quartz : 6 à 7,8 %.
- quartz automorphe : racine : 2 à 8 % ; quartz clair : 10 à 13 %.

- les températures d'homogénéisation.
  - veine de quartz : 140° à 190° C.
  - quartz automorphe : racine : 140° à 190° C ; zone claire : 25° à 80° C ; zone sommitale : 150° à 230° C.
- analyse de la phase fluide : Les analyses montrent que la salinité réelle (ΣCl^-) est supérieure dans les fluides inclus dans la veine, que dans la zone de racine des quartz ; de plus, les rapports atomiques K/Na, Ca/Na, Mg/Na, sont systématiquement plus élevés dans la veine de quartz que dans la zone de racine des quartz automorphes.

La zone claire des quartz automorphes a un comportement différent : les rapports Ca/Na et Mg/Na y sont plus élevés (la présence de Ca et Mg avait été déjà supposée), les inclusions ne contiennent qu'une phase dont la température d'homogénéisation est basse (25° à 80° C). Ces caractères amènent CHAROY à supposer un environnement superficiel (supergène) pour la formation de cette zone qui est enduite dans certains cas de kaolinite. La zone sommitale aurait les mêmes caractéristiques que la zone de racine.

Ces résultats impliqueraient donc une histoire polyphasée pour la genèse de ces quartz : ce qui supposerait au moins deux épisodes hydrothermaux apparemment séparés dans le temps (et dont la température est voisine de 150° C).

IV - CONCLUSIONS SUR LES VEINES DE QUARTZ.

1) Interprétation des différents faciès.

a) Les faciès feuilletés et brèchiques de Kerham.

Le matériel feuilleté s'est mis en place pendant une période de relâchement des contraintes et peut s'interpréter comme un début de remplissage de faille. Les feuillets verticaux parallèles pourraient représenter des interfaces successives le long de fissures affectant les plans de faille en voie d'écartement. Le faciès brèchique serait le résultat de la dislocation de petits filonnets quartzeux tombant dans ce matériel en cours de formation. Ces faciès sont alors repris dans

des venues massives de quartz laiteux qui les englobe sous forme d'enclaves (déplacées et déformées). Ce quartz s'insinue parfois entre les feuillets (encore plastiques) en les écartant et en cristallisant à l'intérieur. Un développement secondaire de quartz automorphe limpide dans les cavités ou les fractures du quartz laiteux constitue le dernier stade de la cristallisation dans la veine N 140°.

b) Les facies caverneux (Lann-Vrian, Kerourant, Kergantic).

Ils sont associés au quartz laiteux, l'aspect caverneux de ces faciès indique encore que le milieu devait être exempt de contraintes pour permettre l'édification de tels assemblages d'une rigidité, plus que précaire. Ce faciès est mieux développé dans les veines mineures ou dans les filonnets qui s'en échappent.

c) Le faciès quartz laiteux.

La cristallisation du quartz laiteux correspond à une venue abondante et continue de silice noyant les faciès reliques de Kerham et enclavant de nombreux fragments de granite. Les cristallisations automorphes qui se développent dans les anfractuosités traduisent vraisemblablement des conditions différentes de cristallisation (température, pression, composition des fluides).

2) Conditions de mise en place.

Plusieurs phases de type cassant ont affecté le massif de Ploëmeur, développant notamment un système de failles conjuguées N 40° - N 140° (avec décrochement dextre des directions N 40° par les failles N 140°) ; HORRENBERGER (1969) lie ces fracturations importantes à une phase de compression Nord-Sud ; elles sont, selon lui, sub-contemporaines de l'induration du granite. L'étude des divers faciès rencontrés a montré que la mise en place de ces veines s'est effectuée dans un climat tectonique tranquille que l'on peut attribuer à une phase de distention succédant aux phases compressives antérieures. Cette distention a pour conséquence l'ouverture des failles où peut alors cristalliser librement le quartz. Aux réajustements tectoniques qui ont pu survenir ultérieurement (réajustement tertiaire par ailleurs bien connu en Bretagne Sud) peuvent être rattachées la fracturation et la dislocation en grands blocs qui s'observent souvent dans ces veines.

L'étude des inclusions fluides a permis de préciser la température de cristallisation du quartz laiteux : 130° à 190° C (NICOLAS 1956, CHAROY 1975) et le caractère hydrothermal de son origine.

Il est à noter que la mise en place de ces veines ne s'accompagne d'aucune minéralisation particulière si l'on excepte la pyrite que l'on retrouve aussi bien dans le quartz laiteux que dans les quartz automorphes. Il n'a été trouvé ni fluorine, ni topaze. La tourmaline est certes présente dans le gisement mais les endroits où elle existe ne sont cependant pas systématiquement en relation avec les veines de quartz ; à Kerham, où s'intersectent les deux directions de veine, on ne trouve pour ainsi dire pas trace de tourmaline.

TROISIEME PARTIE :

LA ROCHE ALTEREE

Les méthodes classiques ont été utilisées pour l'étude de la roche ?

Les approches utilisées pour l'étude de la roche altérée sont très classiques, il s'agit de la granulométrie, la minéralogie et l'analyse chimique ; chacune des méthodes ~~employées~~ vise à caractériser et quantifier les effets de la kaolinisation ainsi qu'à déceler d'éventuelles variations dans le gisement.

A - GRANULOMETRIE.

I - ETUDE DE LA FRACTION SABLEUSE.

L'étude granulométrique des sables va permettre d'identifier la roche mère du kaolin (granite ou aplite), cette distinction n'étant pas toujours immédiate au vu de l'échantillon (surtout lorsqu'il est entièrement kaolinisé). Le deuxième intérêt est de mettre en évidence les différences existant dans la distribution des grains entre une roche mal décomposée et une roche totalement kaolinisée.

1) Les courbes cumulatives des sables.

a) Allure des courbes.

Deux familles principales ~~ont été déterminées~~ : en est il d'autres

- une famille de courbes paraboliques ou sub-paraboliques (type I_a et I_b, fig. 17) qui correspondent au granite altéré ; la fraction grossière y est abondante.
- une famille de courbes concavo-convexe (type II_a et II_b, fig. 18) caractérisant les aplites altérées ~~et~~ qui se marquent par un déficit en fractions grossières.

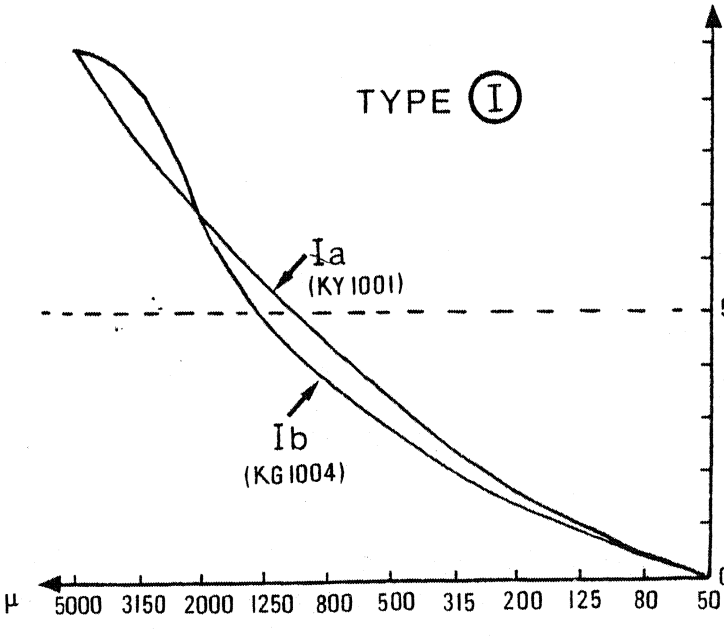


FIGURE 17 : COURBE CUMULATIVE DES SABLES (GRANITE).

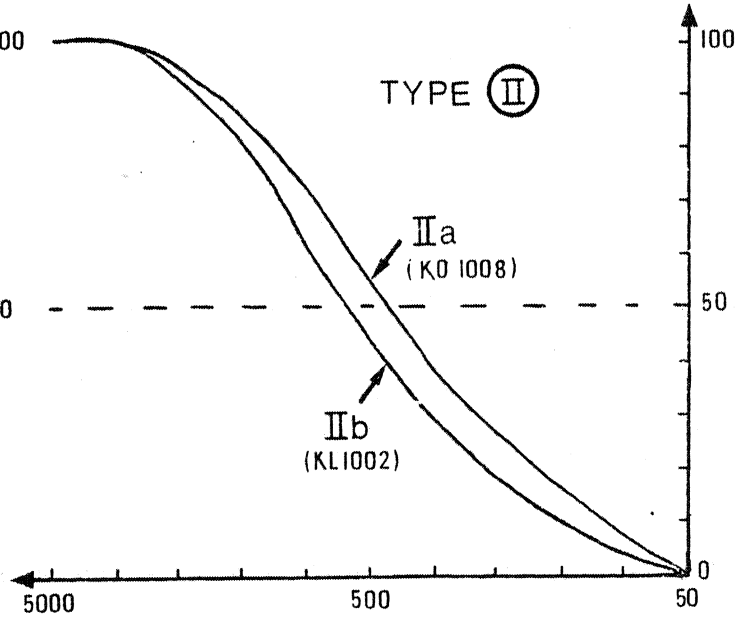


FIGURE 18 : COURBE CUMULATIVE DES SABLES (APLITE).

b) Paramètres granulométriques.

Les paramètres granulométriques figurent dans le tableau 9 ; la première famille (granite kaolinisé) se caractérise par des valeurs du premier quartile que j'appelerai Q_1S (quartile pour la fraction sableuse), allant de 280 à 600 µ. La médiane (ou grain moyen) : Q_2S varie de 950 à 1450 µ et le deuxième quartile : Q_3S va de 1800 à 2800 µ. Des résultats analogues ont été obtenus pour la deuxième famille de courbes (aplite kaolinisée) où Q_1S varie de 140 à 260 µ, Q_2S de 315 à 600 µ et Q_3S de 520 à 1050 µ.

Pour chacun des échantillons, la présence éventuelle de feldspaths dans les sables a été notée lors du tamisage. Il apparaît que les granites kaolinisés à feldspaths résiduels ont le plus souvent une courbe des sables parabolique(type I_a,fig.17)et toujours un grain moyen inférieur ou égal à 1000 µ tandis que les kaolins sans feldspath ont en général une courbe sub-parabolique (type I_b, fig. 17) et un grain moyen toujours supérieur à 1000 µ (voisin de 1300 µ). Sur les courbes cumulatives, cette différence se traduit par un décalage vers les petites dimensions d'une bonne partie de la courbe des échantillons contenant encore des feldspaths. Le phénomène est beaucoup moins sensible au niveau des quartiles.

Cependant, dans quelques cas, l'allure parabolique des courbes des sables n'est pas un caractère suffisant pour en déduire une mauvaise décomposition de la roche : en effet, certains kaolins sans feldspaths résiduels ont une courbe des sables parabolique, inversement quelques kaolins à feldspaths présentent une courbe sub-parabolique. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'une légère variation dans la distribution des cristaux les plus grands se répercute au niveau de la fraction 3150-5000 µ et modifie par voie de conséquence le sommet de la courbe. Néanmoins, un fait reste constant : le décalage des kaolins à feldspaths vers les petites dimensions avec un Q_2S toujours inférieur à celui des kaolins sans feldspaths.

La même observation peut être faite pour les aplites. Les Q_1S et Q_2S des aplites kaolinisées à feldspaths résiduels sont inférieurs à ceux des aplites dépourvues de feldspath. Q_3S est moins stable, les fluctuations observées sont encore dues au fait qu'il suffit d'une faible quantité de grains plus grossiers en plus ou en moins pour transformer l'allure de cette extrémité de courbe.

KH Kerhamy
KG Kergantec
KY Keryamy
KL San Vinay
KO Kerourant

Granites kaolinisés sans feldspaths

	Q_1S	Q_2S	Q_3S
Kerhamy KH 1001	280	1250	2800
▲KH 1003	700	1700	2650
KH 1005	445	1300	2200
KH 1007	540	1300	2400
KH 1008	480	1200	2000
KH 1009	490	1350	2380
KH 1010	550	1350	2100
KH 1011	600	1400	2300
KH 1012	550	1350	2200
KH 1013	320	1150	2100
Kergantec KG 1001	280	1200	2250
KG 1004	430	1250	2300
KG 1005	500	1350	2400
KG 1006	480	1300	2600
KG 1008	420	1300	2200
KG 1010	320	1150	2000
KG 1012	460	1350	2380
▲KG 1024	650	1450	2750
KO 1001	420	1250	2400
KO 1005	460	1250	2600
KP 1002	460	1400	2250

Granites kaolinisés à feldspaths résiduels

	Q_1S	Q_2S	Q_3S
Kerhamy ▲KH 1006	600	1500	2600
KG 1001	200	900	1800
KG 1014	250	850	1900
KG 1015	315	1000	2200
T_6	420	1050	2200
KL 1001	280	1000	2400
KO 1003	465	950	1800
KO 1007		950	
Keryam KY 1001	340	1000	2400
KY 1003	320	1000	2500

Aplites kaolinisées sans feldspaths

KG 1009	240	600	1450
KG 1016	220	500	750
San Vinay KL 1002	260	550	1050

Aplites kaolinisées à feldspaths résiduels

KO 1002	170	315	520
KO 1006	220	480	840
KO 1008	160	420	850

▲ *Quartz filoniens abondants dans les sables majorant la valeur des paramètres granulométriques.*

Tableau 9 : PARAMETRES GRANULOMETRIQUES DES SABLES.

vs le Larousse = rendre visible

2) Les histogrammes de fréquence.

Les histogrammes de fréquence ont été tracés d'une part pour les sables ramenés à 100 %, d'autre part, pour les sables ramenés à la masse totale de l'échantillon, ceci pour mieux visualiser les différences qui existent au niveau des sables entre roche mal décomposée et roche bien décomposée.

a) Les histogrammes de fréquence des sables ramenés à 100%.

Sur la fig. 19 où sont rassemblés quelques histogrammes représentatifs des échantillons étudiés, on peut constater que pour les granites, la fréquence maximum est généralement située soit dans la classe 2000 → 3150 µ, soit dans la classe 1250 → 2000 µ, ce qui correspond bien au diamètre moyen des quartz (2 à 3 mm) observés dans les lames minces de granite frais.

Les trois fractions les plus grossières représentent plus de la moitié de la distribution. La répartition des grains est fortement dissymétrique par rapport à la médiane située à 1000 µ environ pour les kaolins à feldspaths, et à 1300 µ environ pour les kaolins sans feldspaths.

Le pourcentage pondéral correspondant au maximum de fréquence (- 2000 µ le plus souvent) est plus élevé (> 20%) dans les granites kaolinisés sans feldspaths que dans les autres (< 20%). Par contre, quand il existe des feldspaths dans les sables, la proportion de matériel dans les classes inférieures à 800 µ est systématiquement plus importante. Les histogrammes correspondant aux aplites montrent bien entendu un fort décalage du maximum de fréquence vers les petites dimensions ; là encore, les fractions grossières sont mieux représentées dans les aplites kaolinisées sans feldspaths que dans les autres.

b) Les histogrammes de fréquence des sables ramenés à la masse totale de l'échantillon.

Ils mettent en évidence la proportion réelle de sables dans l'échantillon. Dans les exemples présentés ici (fig. 20) figurent les histogrammes de deux couples d'échantillons dont l'un est entièrement kaolinisé (KG 1005 et KG 1006) et l'autre non (KY 1001 et KO 1007). La différence entre les pourcentages pondéraux (25,4% environ dans le premier cas et 12,7% environ dans le second) représente en première approximation le pourcentage de feldspaths résiduels.

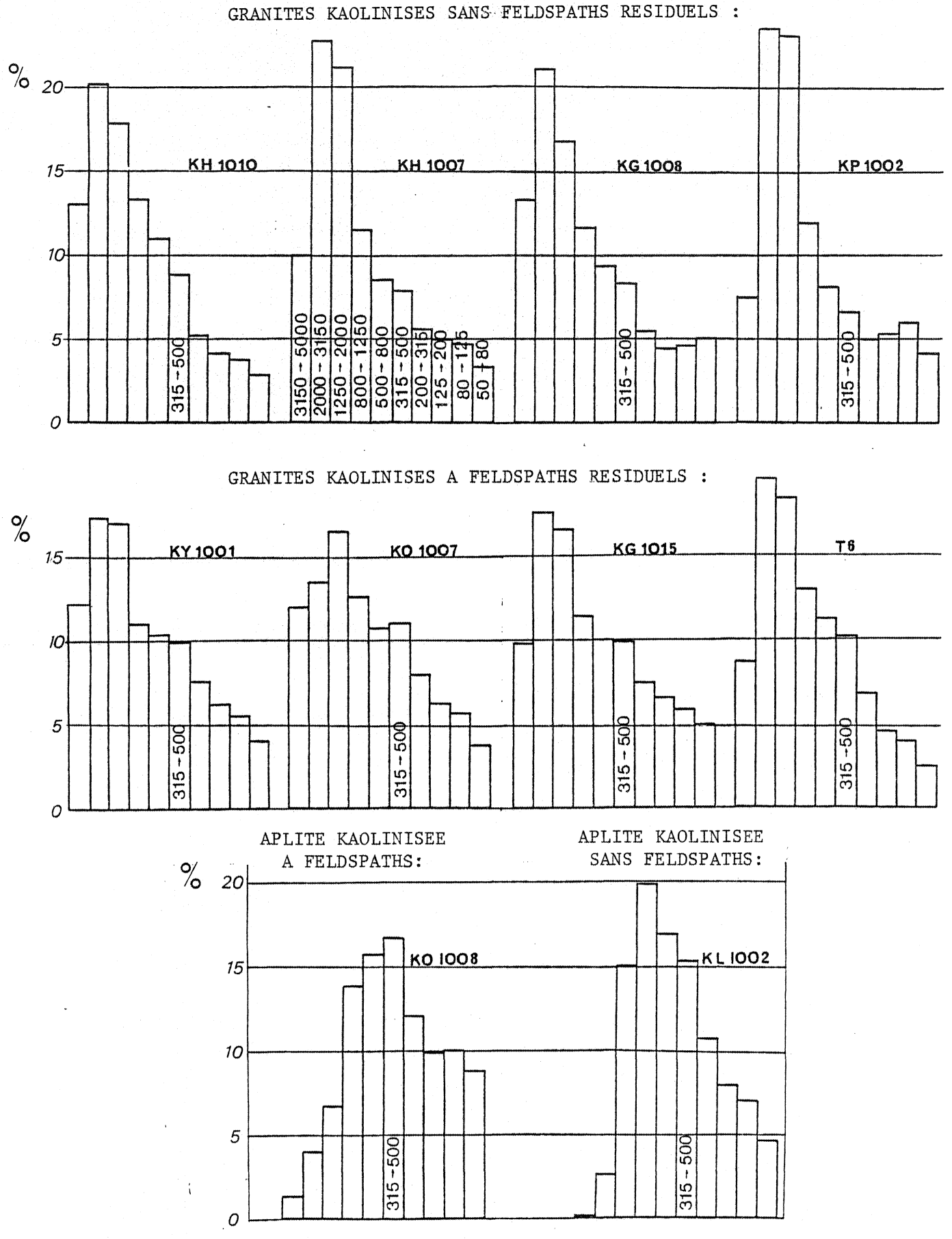


FIG. 19 : HISTOGRAMMES DE FREQUENCE DE LA FRACTION SABLEUSE (RAMENEE A 100%)

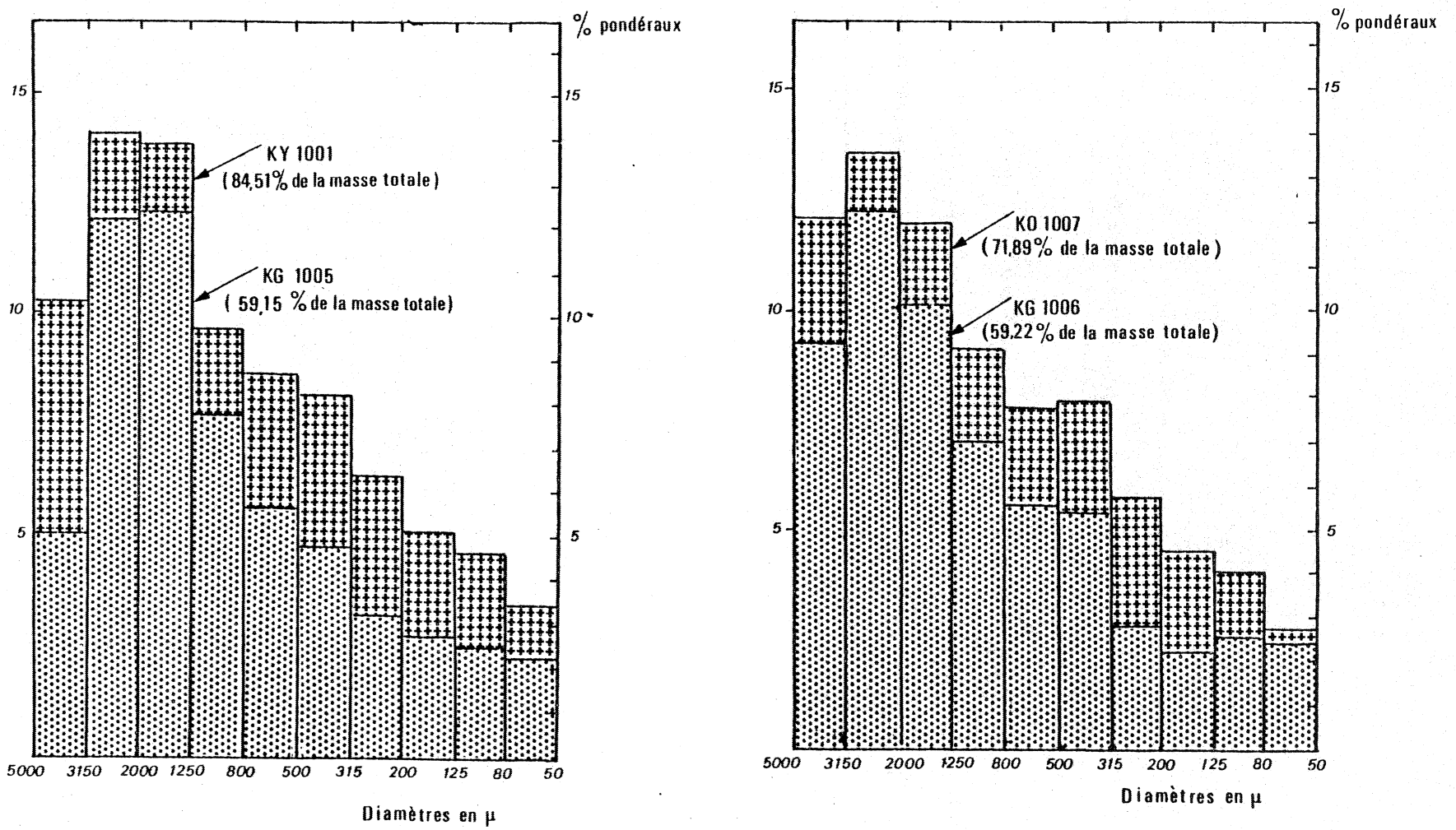


FIGURE 20 : HISTOGRAMME DE FRÉQUENCE DE LA FRACTION SABLEUSE (SABLES RAMENES A LA MASSE TOTALE DE L'ÉCHANTILLON).

II - GRANULOMETRIE DE L'ECHANTILLON TOTAL

1) Le pourcentage de matériel inférieur à 5 µ.

a) Cas des granites (tableau 10).

Le pourcentage de matériel inférieur à 5 µ (P 5 µ) peut être utilisé pour estimer l'intensité de la kaolinisation (en-dessous de 5 µ, l'étude aux rayons X a montré qu'il n'existait pratiquement que de la kaolinite).

Les granites kaolinisés sans feldspaths ont en effet un P 5 µ égal ou supérieur à 20%, par contre, les granites kaolinisés à feldpaths résiduels ont toujours un P 5 µ inférieur à 20%.

b) Cas des aplites (tableau 10).

Le P 5 µ des aplites mal décomposées est inférieur à 15%, celui des aplites bien décomposées est voisin de 18-19%. Ce taux légèrement plus faible que dans le cas des granites peut s'expliquer comme on le verra ultérieurement par la plus grande richesse relative en quartz de la roche mère.

2) Diagramme triangulaire.

Ce mode de représentation, établi à partir de la granulométrie de l'échantillon total, permet d'isoler les granites et aplites d'une part, les échantillons entièrement kaolinisés de ceux qui ne le sont pas d'autre part. L'intérêt pratique de ce diagramme réside dans le fait qu'il suffit d'effectuer pour un échantillon trois coupures granulométriques pour connaître son degré de décomposition et la nature de la roche mère.

3) Les courbes cumulatives de l'échantillon total.

a) Allure des courbes.

Quatre types de courbes ont été obtenus (fig. 22) :

- des courbes paraboliques : type A
- des courbes sigmoïdes : type B
- des courbes sub-linéaires : type C
- des courbes concavo-convexes : type D

Les courbes de type A (fig. 23) indiquent une décroissance régulière de la taille des grains. Les P 5 µ correspondants sont toujours inférieurs à 20%. Ces courbes sont caractéristiques des granites mal décomposés, elles correspondent au type I_a des sables (fig. 17).

Nature roche mère	Localisation	Echantillon	Q_{1S}	Q_{2S}	Q_{3S}	Q_{1T}	Q_{2T}	Q_{3T}	$\sqrt{Q_{3T}/Q_{1T}}$	$P_5\mu$	Prof.	Type de courbe Ech. tot.
Granites kaolinisés sans feldspaths résiduels	loin des failles majeures	(1) KH 1003	700	1700	2650	4	200	1900	21,79	28,37	- 2 m	B
		KH 1007	540	1300	2400	7,5	340	1700	15,05	21,20	-14 m	B
		KH 1008	480	1200	2000	4,6	150	1340	17,06	26,57	-12 m	B
		KH 1010	550	1350	2100	4,4	220	1500	18,46	26,55	-12 m	B
		KH 1011	600	1400	2300	5,5	330	1700	17,58	23,91	- 8 m	B
		KH 1012	550	1350	2200	5,5	200	1400	15,95	23,72	- 1 m	B
		KP 1002	460	1400	2250	5,5	150	1600	17,06	24,38	- 6 m	B
		KG 1004	430	1250	2300	7	220	1550	14,88	22,65	-18 m	B
		KG 1005	500	1350	2400	6	250	1600	16,32	22,51	-16 m	B
		KG 1006	480	1300	2600	9,5	280	1700	13,37	20,96	-15 m	B
		KG 1008	420	1300	2200	6,5	100	1400	14,67	22,13	- 4 m	B
	à quelques mètres des failles	KO 1001	420	1250	2400	6,5	240	1500	15,19	23,10	- 2 m	B
		KH 1009	490	1350	2380	3	160	1650	23,45	30,78	- 2 m	B
		KH 1013	320	1150	2100	6,5	125	1250	13,86	20,20	- 6 m	B
		KG 1012	460	1300	2100	3	40	1200	20,00	27,77	- 2 m	B
		(1) KG 1024	650	1450	2750	2	32	1100	23,45	36,22	-12 m	B
	au contact des failles	KH 1001	200	1250	2800	5,5	100	1500	16,51	24,13	- 4 m	C
		KH 1005	445	1300	2200	1,9	90	1450	27,63	33,65	- 2 m	C
		KO 1005	460	1250	2600	2,0	180	1500	27,39	33,12	- 2 m	C
		KG 1002	280	1200	2250	5,4	150	1600	17,21	24,75	- 4 m	C
		KG 1010	320	1150	2000	7	140	1400	14,41	22,92	-30 m	C
Granites kaolinisés à feldsapths résiduels	loin des failles majeures	KY 1001	390	1000	2400	140	700	2000	3,8	9,88	-15 m	A
		KY 1003	320	1000	2500	65	500	1800	5,26	9,26	- 3 m	A
		KO 1003	465	950	1800	20	400	1350	8,21	14,73	- 2 m	A
		KO 1007	340	950	2200	28	440	1600	7,56	14,21	- 2 m	A
		KG 1014	250	850	1900	12	190	1200	10,00	17,09	- 4 m	A
		KG 1015	315	1000	2200	9	185	1350	12,24	19,87	- 5 m	A
		T_6	420	1050	2200	70	625	1800	5,07	12,90	-12 m	A
	à quelques mètres des failles	KL 1001	280	1000	2400	24	360	1700	8,42	15,13	-10 m	A
		(1) KH 1006	600	1500	2600	110	1000	2300	4,57	11,35	-12 m	A
	au contact des failles	KG 1001	200	900	1800	9	105	1100	11,06	19,38	-25 m	C
Aplites kaolinisées sans feldspaths	loin des failles	KL 1002	260	550	1050	9	185	750	9,12	18,40	-10 m	D
		KG 1016	220	500	750	8	110	540	8,22	19,70	- 6 m	D
		KG 1009	240	600	1450	8	130	800	10,00	19,91	- 2 m	D
Aplites kaolinisées à feldspaths résiduels	loin des failles	KY 1005	140	315	480	14	80	360	5,07	11,23	- 1 m	D
		KO 1002	170	315	520	19	165	400	4,59	11,61	- 2 m	D
		KO 1006	220	480	840	15	190	640	6,53	14,18	- 2 m	D
		KO 1008	160	420	850	13	130	540	6,44	13,29	- 2 m	D

(1) Presence de quartz filonien

TABLEAU 10 : RÉSULTATS GRANULOMÉTRIQUES.

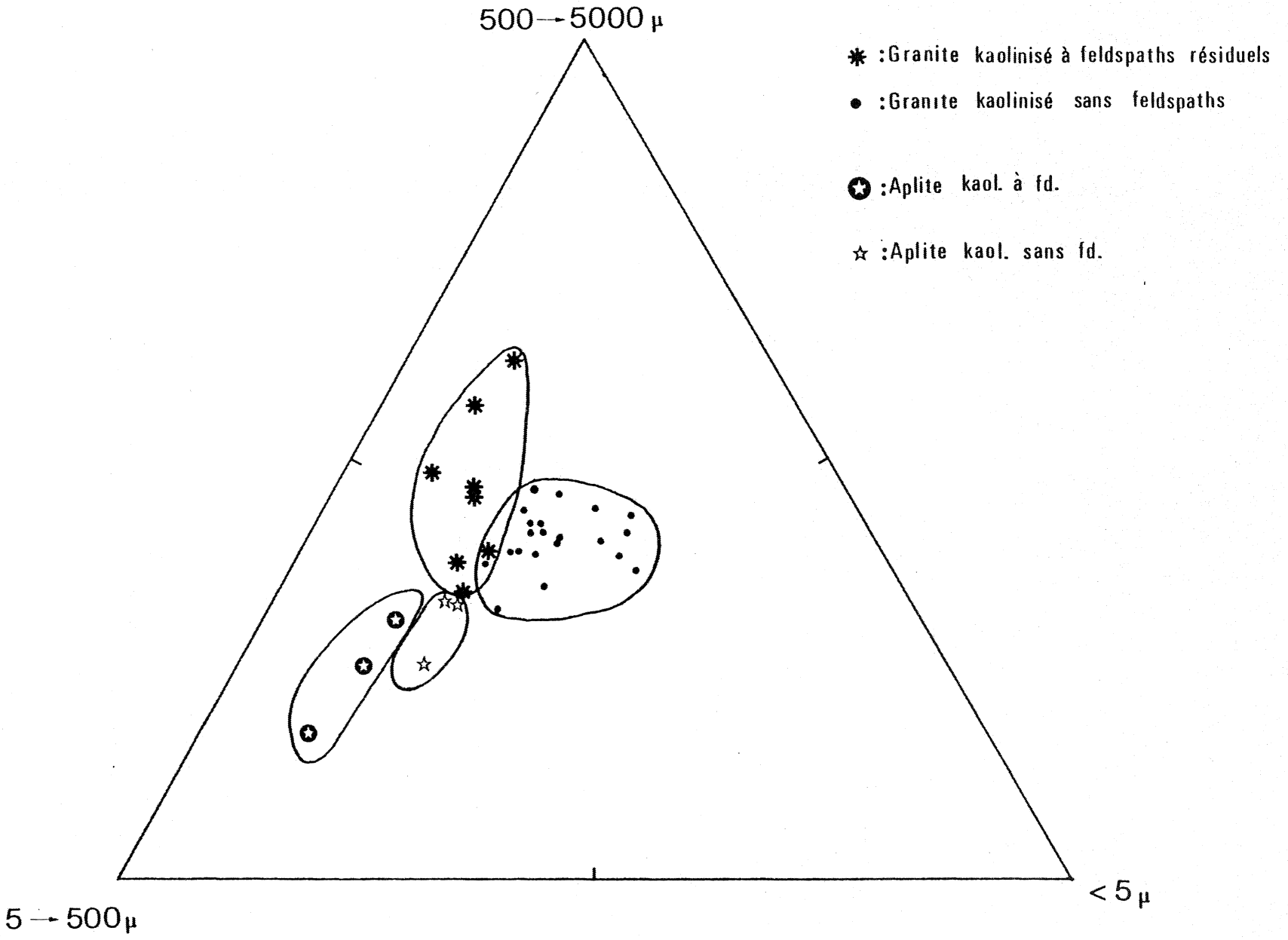


FIGURE 21 : DIAGRAMME TRIANGULAIRE GRANULOMÉTRIQUE.

Les courbes de type B (fig. 24) montrent un décalage important vers les petites dimensions, qui survient à peu près à partir du grain moyen. Ceci s'explique par la disparition d'un des constituants de la fraction grossière (feldspath) qui se trouve réparti dans les fractions les plus fines. Ces courbes correspondent à des granites entièrement kaolinisés dont le P 5 μ est toujours supérieur à 20% ; elles correspondent au type I_b des sables (fig. 17).

Les courbes de type C (fig. 25) sont pratiquement linéaires à partir du Q_3 environ, ce qui signifie que la répartition pondérale est sensiblement égale dans chaque classe. Les échantillons présentant ce type de courbe sont toujours en contact immédiat avec les failles dont le fonctionnement a entraîné une microdivision beaucoup plus intense des minéraux. A part KG 1001 qui renferme quelques rares feldspaths résiduels, et dont le P 5 μ est justement très légèrement inférieur à 20% (19,58), tous les autres échantillons ont un P 5 μ supérieur à 20% et même supérieur à 30% pour KH 1005 et KO 1005.

Les courbes de type D (fig. 26) correspondent aux aplites (type II des sables) ; elles sont d'autant plus décalées vers les petites dimensions que la teneur en feldspath résiduel est faible.

b) Paramètres granulométriques.

Le premier quartile de la granulométrie de l'échantillon total (Q_1T) est directement lié au P 5 μ. Les granites ou aplites mal décomposés ont un Q_1T supérieur à 10 μ. Deux exceptions sont à signaler : KG 1015 et KG 1001 dont le Q_1T est de 9 μ : ils possèdent très peu de feldspaths dans leurs sables et un P 5 μ voisin de 20% et sont donc à la limite entre les deux groupes. Le Q_1T d'un granite ou d'une aplite totalement kaolinisé est inférieur à 20 μ. Q_2T et Q_3T varient moins.

Le sorting index de Trask $So = \sqrt{Q_3T/Q_1T}$ utilisé par les sédimentologistes comme indice de classement prend ici une signification particulière (rappelons qu'un matériel normalement classé a un coëfficient voisin de 3, supérieur à 4,5 il est mal classé, inférieur à 2,5 il est bien classé). La transposition à l'altération in situ montre que les kaolins à feldspaths abondants ont un indice plus faible (meilleur "classement") que les autres.

Le diagramme So en fonction du P 5 μ (fig. 27) démontre la proportionnalité qui existe entre cet indice de (mauvais) classement et la richesse en kaolinite. La première partie de la courbe correspond aux granites à feldspaths résiduels. Plus la kaolinisation est avancée, plus la valeur de l'indice de Trask augmente.

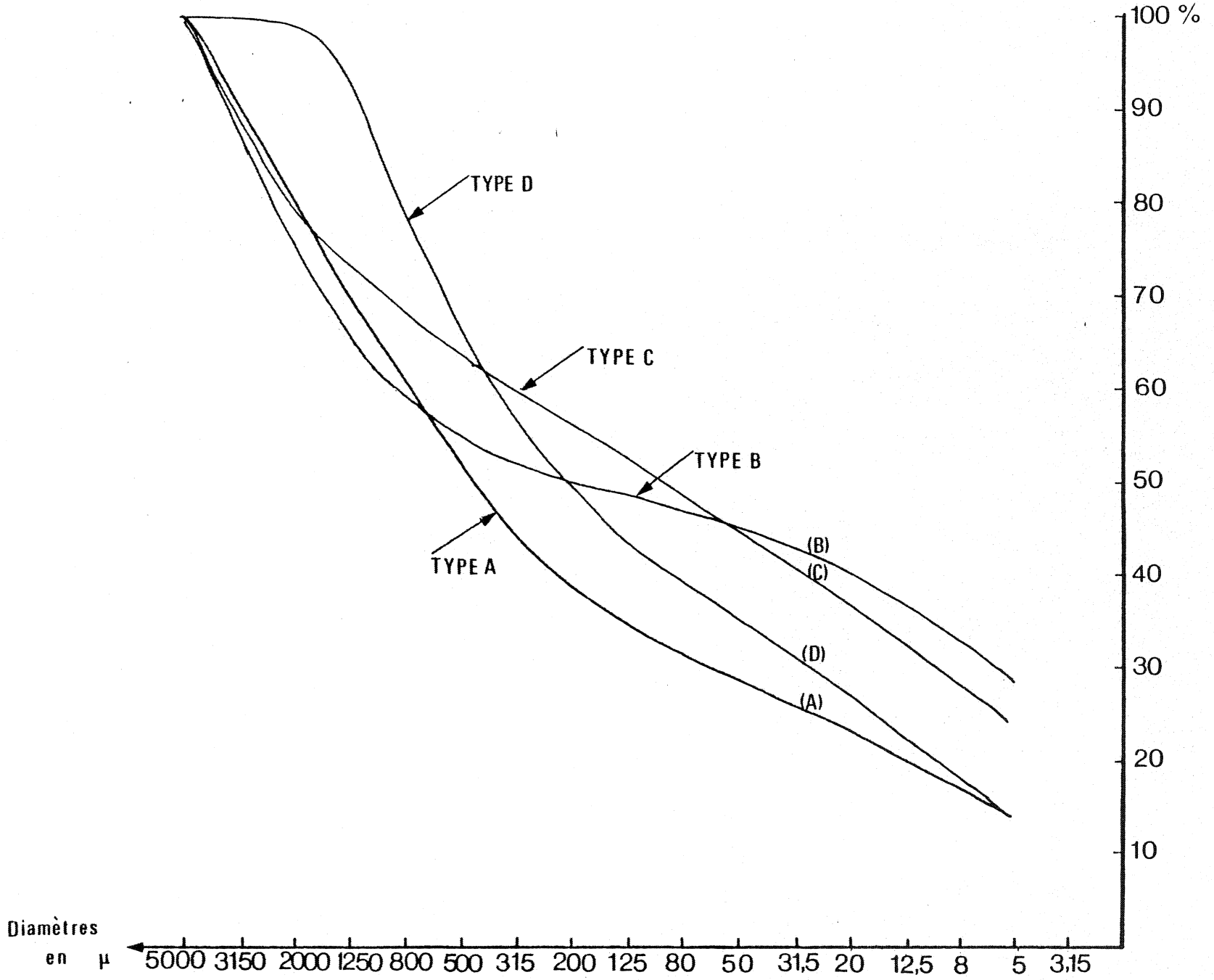


FIGURE 22 : GRANULOMÉTRIE DE L'ÉCHANTILLON TOTAL :
LES DIFFÉRENTS TYPES DE COURBE.

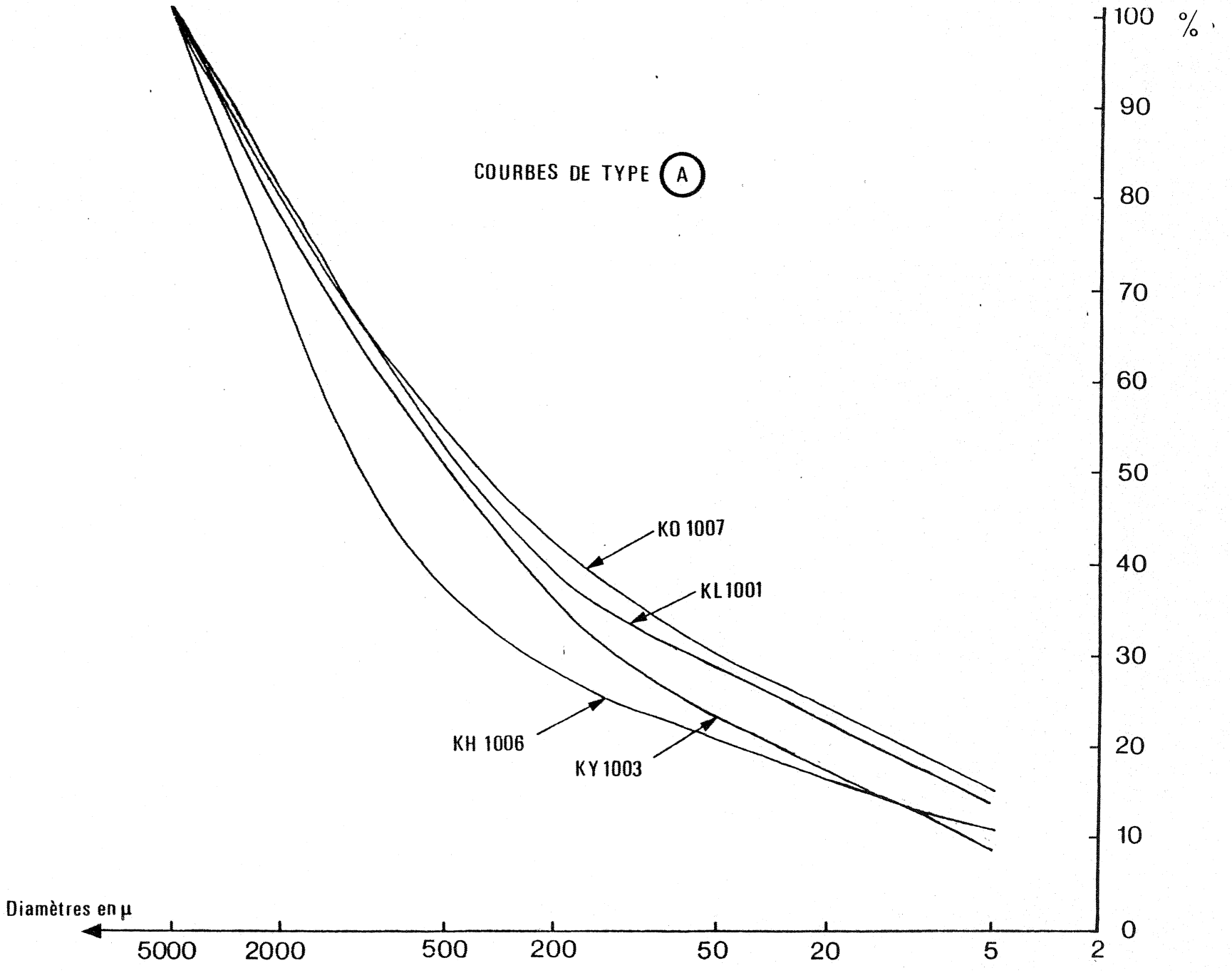


FIGURE 23 : COURBES DE TYPE A.

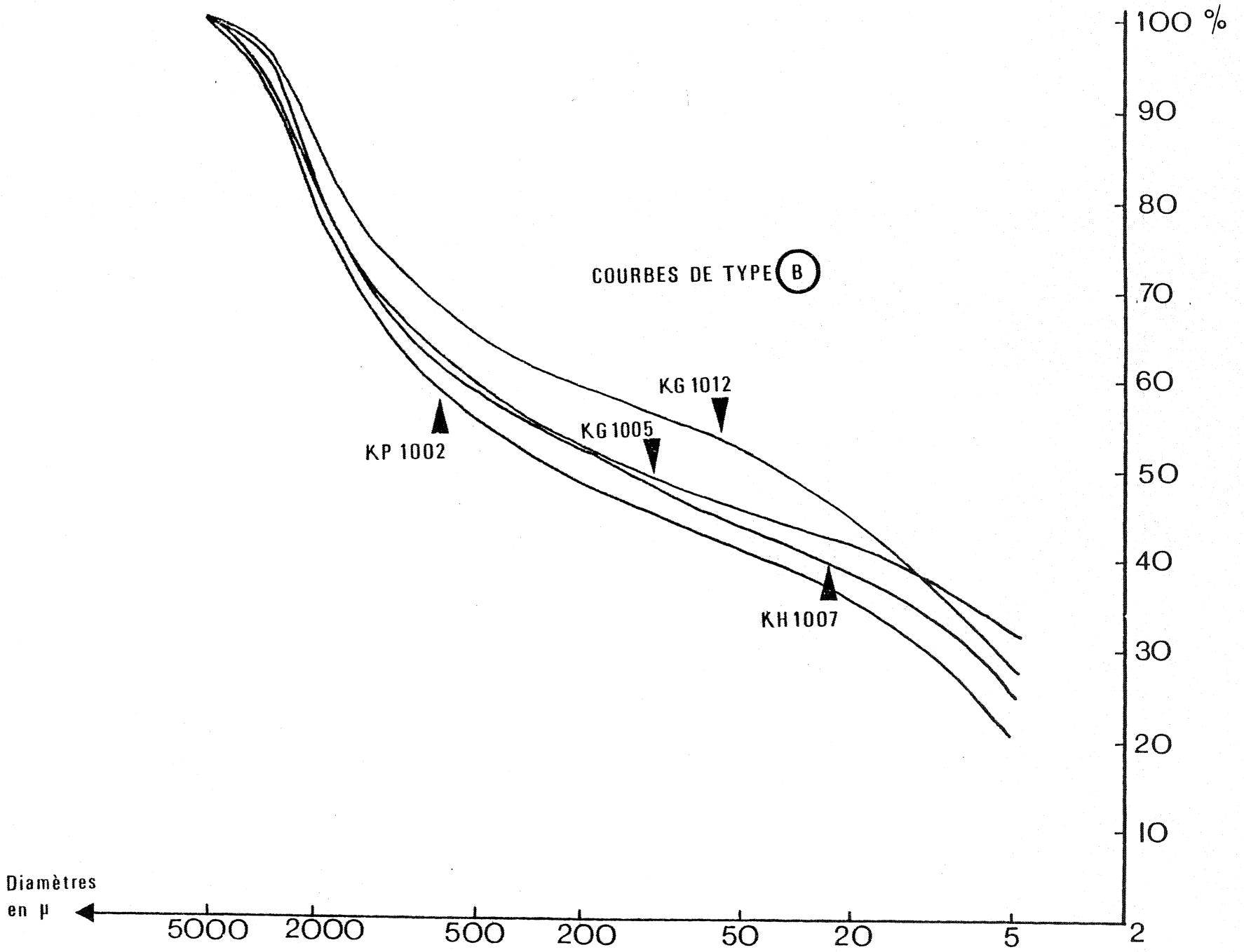


FIGURE 24 : COURBES DE TYPE B.

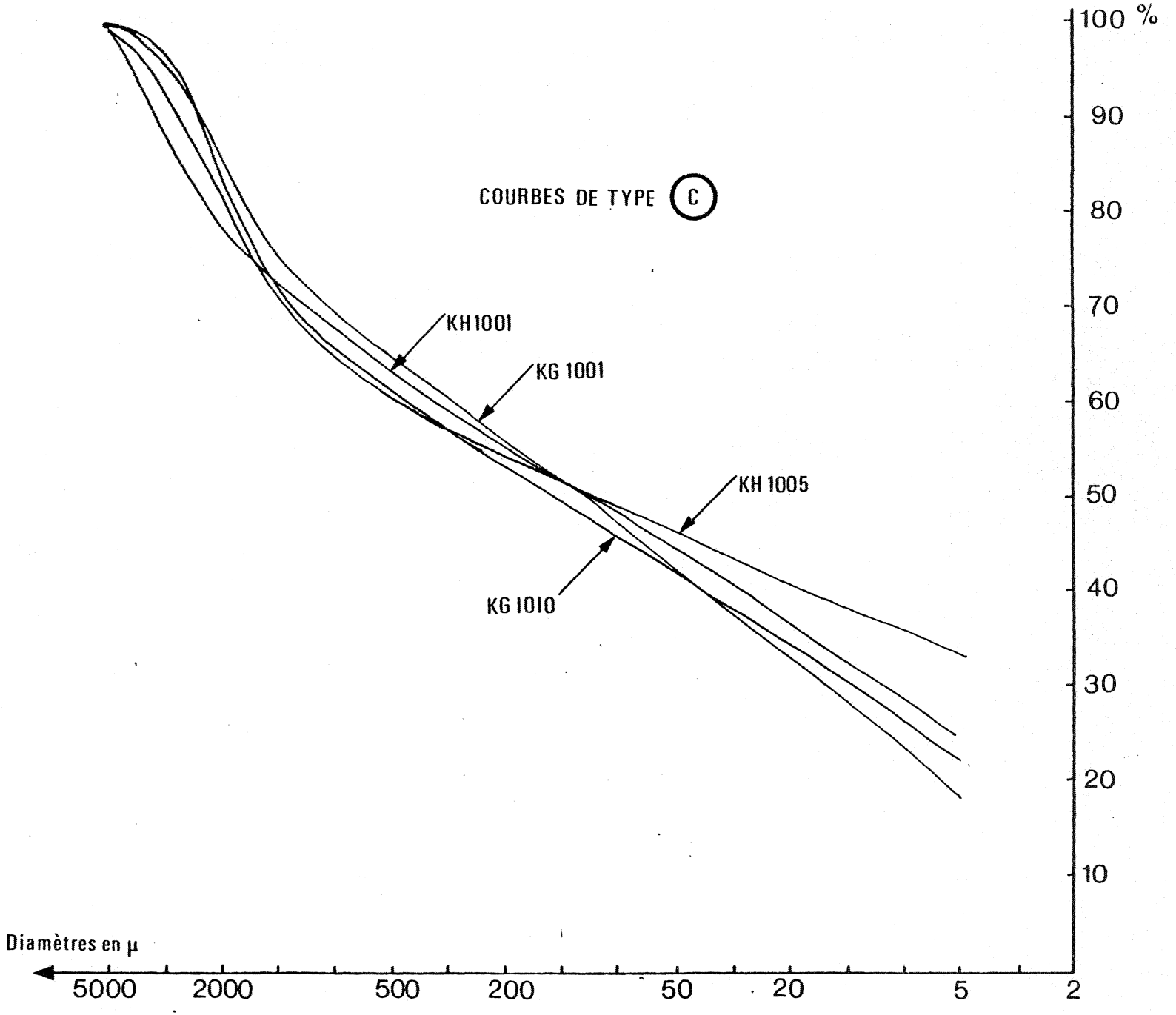


FIGURE 25 : COURBES DE TYPE C.

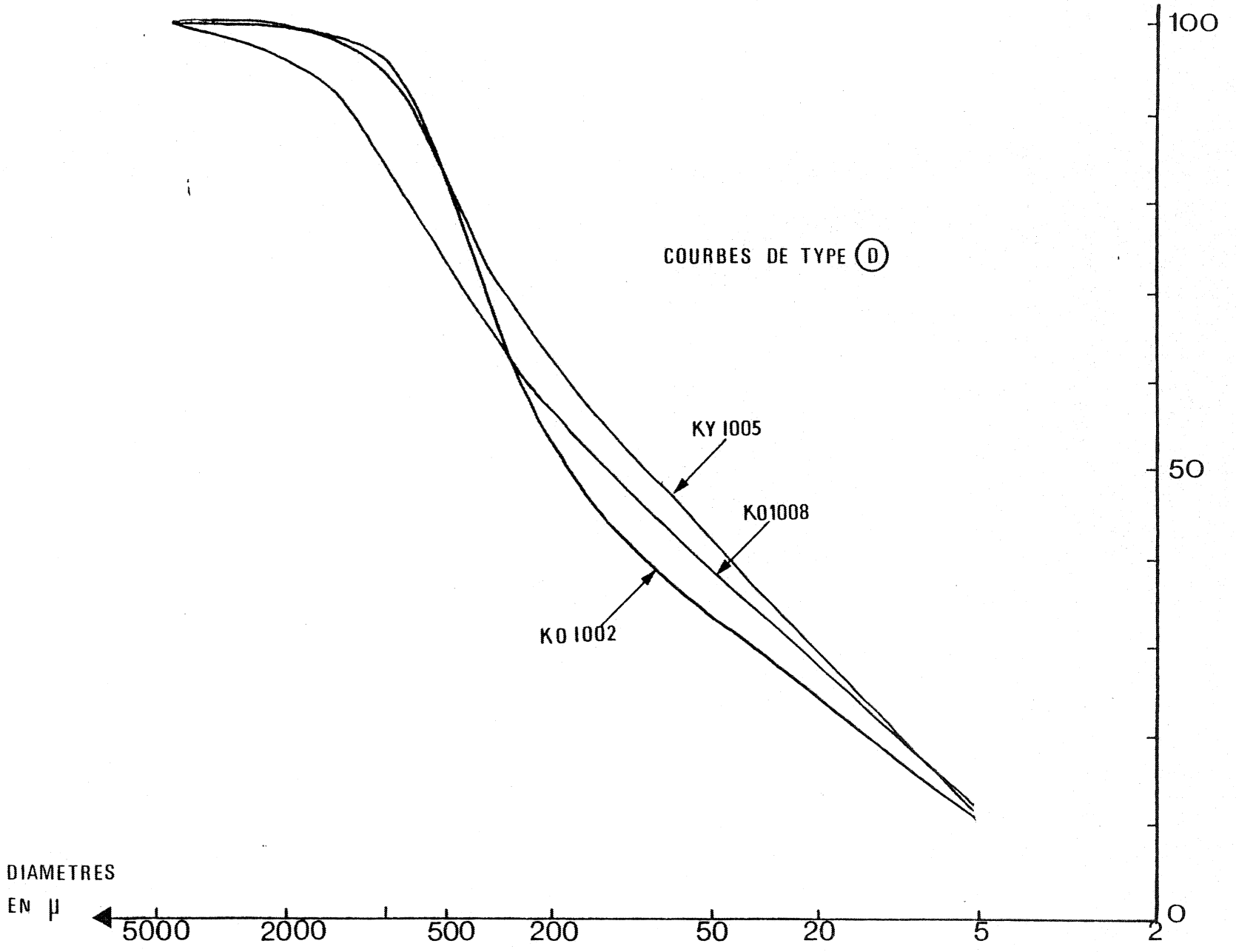


FIG. 26 : COURBES DE TYPE D

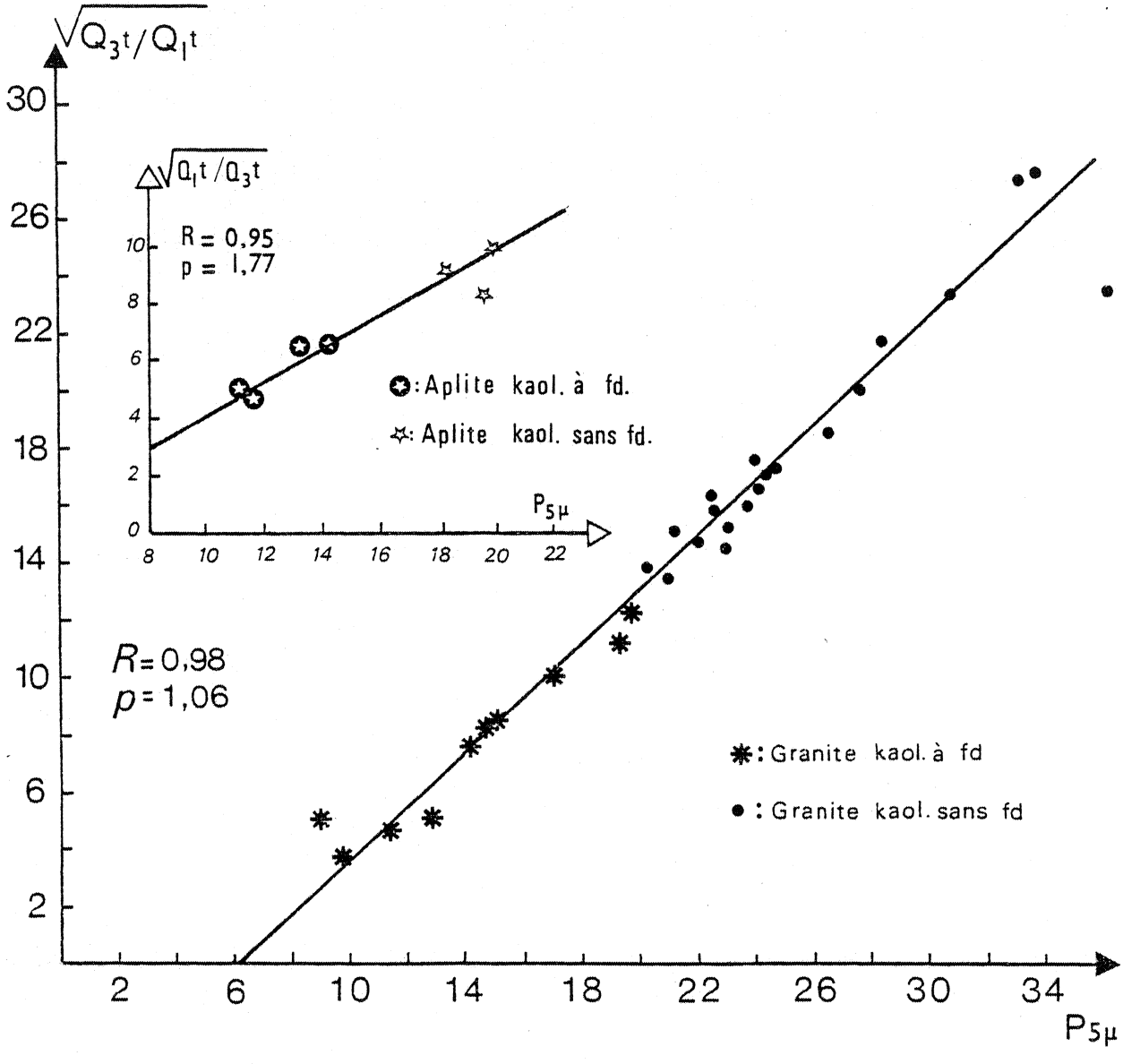


FIGURE 27 : CORRÉLATION ENTRE LE $P_{5\mu}$ ET L'INDICE DE TRASK.

Dans la deuxième partie de la courbe qui correspond à des échantillons sans feldspaths, la quantité de matériel inférieur à 5 µ demeure proportionnelle au sorting index. La disparition des feldspaths dans le granite se marque, au niveau granulométrique, par un indice de Trask supérieur à 13 et un P 5 µ supérieur à 20%. En dessous de ce seuil où existent des feldspaths résiduels, les résultats granulométriques sont comparables à ceux obtenus dans le cas de l'arénisation. Les aplites ont un comportement identique. L'indice de Trask constitue donc un nouveau paramètre permettant d'évaluer pour une roche mère donnée, l'intensité de la kaolinisation.

III - CAS PARTICULIERS.

Certains échantillons ont des caractères tels (tableau 11) qu'il n'est pas possible de les classer dans les catégories définies précédemment. Ils occupent tous des positions bien particulières dans le gisement qui permettent d'expliquer ces différences.

1) Les kaolins remaniés.

Cinq échantillons prélevés en surface ont un P 5 µ élevé dont certaines valeurs n'ont jamais été atteintes dans les échantillons décrits précédemment. Trois d'entre eux renferment encore des feldspaths ; Cette présence simultanée d'une grande quantité de kaolinite et de feldspaths résiduels ne peut s'expliquer que par un remaniement qui est confirmé, comme nous le verrons, par la présence de minéraux lourds (l'andalousite, le grenat, le glaucophane, le chloritoïde, la staurotide, l'épidote) qui ne se retrouvent pas dans les autres échantillons.

2) Les zones de contact avec les micaschistes.

Au sommet du front de taille Nord-Ouest de Keryan (fig. 6), les trois échantillons prélevés au contact des micaschistes ont des caractères granulométriques qui sont fortement influencés par l'altération de ces derniers.

KY 1002 (contact micaschiste/granite) a une courbe granulométrique des sables qui est même entièrement concave vers le bas et décalée vers les petits diamètres. L'histogramme des sables montre que le maximum de fréquence se situe dans la classe 80-125 µ qui correspond également à la médiane de l'échantillon total (taille moyenne des petits micas).

	Localisation	Echantillon	Q_{1S}	Q_{2S}	Q_{3S}	Q_{1T}	Q_{2T}	Q_{3T}	$P_5\mu$	Prof.	Felds.	Type de courbe Ech. tot.
CAS PARTICULIERS	remaniements surface	KH 1002	550	2100	3800	5,5	400	2800	24,02	Surf	non	A
		KP 1001	330	1000	2100	2	28	850	36,29	Surf	oui	B
		KO 1004	320	1000	2100	1,5	42	1000	37,44	Surf	oui	B
		KO 1009	420	950	1500	-	7,5	700	47,42	Surf	non	B
		T_1	290	950	1900	3	115	1150	28,48	Surf	oui	A
	Contact micaschiste	KY 1002	90	180	650	22	80	230	11,61	- 2 m	non	concave vers le bas
		KY 1004	150	500	1500	15	130	800	19,07	- 1 m	oui	D
		KY 1006	220	550	1250	26	260	800	18,00	- 1 m	oui	D
	Dépôts dans fissures	KG 1011	210	640	1650	-	-	34	67,46	- 2 m	non	sub-horizontale
		KH 1004	135	360	1600	-	-	4	77,43	- 2 m	non	sub-horizontale

TABLEAU 11 : CAS PARTICULIERS.

KY 1004 et KY 1006 constituent les épontes d'un filonnet d'aplite (KY 1005) recoupant les micaschistes ; leurs paramètres granulométriques apparaissent à nouveau dans le tableau 12 à côté de ceux de KY 1005.

Echantillon	Position	Q_1S	Q_2S	Q_3S	Q_1T	Q_2T	Q_3T	P 5 µ
KY 1004	Eponte Nord	150	500	1500	15	130	800	19,07
KY 1005	Filon aplite	140	315	480	14	80	360	11,23
KY 1006	Eponte Sud	220	550	1250	26	260	800	18,00

Tableau 12 : CAS PARTICULIERS DE KERYAN (CONTACT APLITE / MICASCHISTE)

Ces résultats montrent que la kaolinisation (estimée par le P 5 µ) est meilleure aux épontes du filon. Ces trois échantillons possèdent encore des feldspaths. Les paramètres granulométriques de KY 1004 et KY 1006 sont supérieurs à ceux du filon, ceci provient de fragments de quartz et de micaschistes mal dissociés.

3) Les dépôts dans les fissures du quartz.

Deux échantillons (KG 1011 et KH 1004) correspondent à une accumulation de matériel fin remplissant une fissure dans le quartz. L'épaisseur de ces fissures comblées est de 1 à 2 cm.

Les courbes cumulatives sont très peu pentées, 75% de la distribution est inférieur à 34 µ dans le premier cas, à 4 µ dans le second. Les P 5 µ sont respectivement de 67,84% pour KG 1011 et de 77,43% pour KH 1004.

IV - RELATIONS ENTRE LA POSITION DANS LE GISEMENT ET LES CARACTERES GRANULOMETRIQUES.

1) Influence de la profondeur.

Les granites bien décomposés se rencontrent depuis la surface jusqu'à des profondeurs de 35-40 m. En comparant les résultats obtenus pour des profondeurs différentes (tableau 10) on constate que les P 5 µ et les paramètres granulométriques sont très proches ; de plus, les courbes et histogrammes des sables sont pratiquement superposables. Les variations enregistrées entre les échantillons bien décomposés sont pour l'essentiel dues à de légères fluctuations dans la répartition des fines ou à des hétérogénéités mineures dans le grain de la roche mère. Il n'y a pas dans les granites entièrement kaolinisés d'évolution granulométrique postérieure à la destruction des feldspaths : quartz et muscovite demeurent intacts.

L'évolution granulométrique se note par contre dans les kaolins à feldspaths. Elle peut s'estimer par le P 5 µ des échantillons : inférieur à 10% pour les plus mal décomposés, il tend vers 20% au fur et à mesure de la destruction des feldspaths résiduels. Ces kaolins, de par leur position dans le gisement (à la périphérie ou au fond des carrières) constituent toujours une zone de transition (d'épaisseur inégale) entre le granite sain et le granite entièrement kaolinisé. La profondeur à laquelle ils affleurent est très variable : à 0-2 mètres en bordure de Kerourant, Lann-Vrian, Kergantic, à - 10-12 mètres au niveau des mamelons granitiques de Kerham, à - 45 mètres à l'Est de Kergantic, à - 10-15 mètres au Nord de Keryan, etc... L'évolution granulométrique verticale est donc bien une évidence puisque l'on retrouve la roche mal décomposée au fond des carrières en voie d'épuisement. Elle n'intéresse cependant que la frange de kaolins à feldspaths résiduels et ne survient pas à une profondeur critique donnée.

2) Influence des failles.

Elle se fait directement sentir au niveau des courbes cumulatives (allure sub-linéaire) pour les échantillons situés à leur contact immédiat. Pour d'autres prélevés à leur proximité, la modification essentielle est une augmentation de leur P 5 µ mais les courbes sont sigmoïdes comme celles des autres kaolins. Ce sont KH 1009, KG 1012, KG 1024 (tableau 10) : les deux premiers sont des échantillons peu profonds (- 2 mètres), le troisième (à - 12 mètres) doit son pourcentage élevé en fines, au fait qu'il se trouve au contact d'un filonnet

quartzeux secondaire dont les épontes sont constituées d'un kaolin très fin. Le même enrichissement en fraction inférieure à 5 μ s'observe au contact des veines majeures (KO 1005 et KH 1005) ; par contre, certains kaolins prélevés à des profondeurs plus importantes au contact ou à proximité des veines ont des P 5 μ très normaux.

L'enrichissement constaté dans certains cas peut s'expliquer par des infiltrations d'eau météorique chargée en particules de kaolinite, ces infiltrations étant évidemment facilitées par une porosité accrue au voisinage des failles. Ce phénomène semble prendre plus d'ampleur en surface, il peut également survenir à des profondeurs plus importantes quand existent des filonnets quartzeux jouant le rôle de drains.

V - RESUME DES RESULTATS.

La granulométrie (tableau 13) permet de distinguer nettement la nature de la roche mère et de préciser son degré d'altération.

Nature Roche	Présence de feldspaths	P 5 μ	Q_2S	Allure de la courbe de l'échantillon total	Q_1T	Indice de Trask
Granites mal décomposés	oui	< 20%	= 1000 μ	parabolique (type A) ou sub-parabolique	> 10 μ	< 13
Granite entièrement kaolinisé	non	⩾ 20%	> 1000 μ (= 1300 μ)	Sigmoïde (type B) ou sub-linéaire au contact des failles (type C)	< 10 μ	> 13
Aplite mal décomposée	oui	< 15%	< 500 μ	concavo-convexe (type D)	> 10 μ	< 8
Aplite entièrement kaolinisée	non	> 15% (18-19%)	> 500 μ	concavo-convexe (décallées vers la droite) (type D)	< 10 μ	> 8

Tableau 13 : RESUME DES RESULTATS GRANULOMETRIQUES.

Quelques échantillons s'écartent de ces résultats, ce sont : les kaolins remaniés (excès de fines généralement), les zones de contact avec les micaschistes, les dépôts de kaolin dans les fissures du quartz.

Par ailleurs, la kaolinisation semble très vite atteindre son maximum (destruction de tous les feldspaths) et obéit en ce sens à la loi du "tout ou rien", car la zone de transition à feldspaths résiduels est toujours limitée en volume. L'extension verticale de la kaolinisation atteint rarement plus de 50 mètres et elle se situe en moyenne autour de 30 mètres. L'extension horizontale est beaucoup plus vaste. Les secteurs kaolinisés semblent partiellement guidés par les zones faillées, le fonctionnement des failles a eu pour conséquence directe la fracturation et l'augmentation de la porosité du granite (lui-même déjà tectonisé) favorisant ainsi la circulation des fluides à leur contact. L'évolution granulométrique est autant latérale que verticale, ce qui est illustré par l'allure du "front" de kaolinisation qui est une surface irrégulière s'approfondissant au contact immédiat des failles, se relevant pour affleurer en bordure des carrières.

Les secteurs kaolinisés semblent correspondre aux zones les plus fortement faillées

B - MINERALOGIE DE LA ROCHE ALTEREE.

I - LA FRACTION SABLE

1) Les minéraux légers.

Ces minéraux de densité inférieure à 2,9 ont été observés à la loupe binoculaire, les feldspaths triés et broyés ont été déterminés en diffraction X.

a) Les quartz.

Ils se présentent dans les sables en grains individuels et sont parfois associés à du feldspath dans les granites mal décomposés. Ils ont un aspect toujours anguleux, leur couleur est grise parfois teintée de jaune par des oxydes de fer (Ech. KG 1006, KG 1005, KH 1012...), leur cassure est luisante. Un seul échantillon KG 1001 situé près de la grande veine de Kergantic possède des quartz friables, il est probable que l'intensité de la microdivision au contact de la faille ajoutée à l'altération soit responsable de la désagrégation des quartz "mosaïque".

b) Les micas.

L'observation des muscovites montre qu'elles n'ont subi aucune modification au cours de la kaolinisation : elles contiennent des inclusions de cristaux d'apatite, dont on ne voit plus ici, que les empreintes. La biotite est soit détruite, soit chloritisée et on ne la retrouve jamais intacte dans la roche kaolinisée.

c) Les feldspaths.

Les grains résiduels sont arrondis, friables de couleur blanc mat ou vert pâle. Les diagrammes de poudre montrent qu'il s'agit de feldspath potassique auquel s'ajoutent une faible quantité de micas (séricite) et des traces de kaolinite.

2) Les minéraux lourds.

Leur étude systématique a été entreprise afin de répondre à quatre questions :

constante ?

- la répartition entre les différents échantillons est-elle homogène ?
- leur répartition dans le gisement est-elle liée à une position particulière (proximité des veines, profondeur, etc...) ?
- existe-t-il des espèces minéralogiques propres au granite kaolinisé ?

- peut-on dans l'affirmative caractériser, grâce à un minéral index, les différences existant entre la roche mère et le kaolin ?

a) Les pourcentages pondéraux.

Les pourcentages pondéraux ont été calculés d'une part, pour chacune des classes granulométriques retenues afin de mettre en évidence la répartition des différentes espèces en fonction de la taille et d'autre part, pour le total de ces quatre classes de manière à comparer leur abondance relative dans le gisement.

- Les pourcentages par classes granulométriques (annexes I, II et III).

Le maximum de fréquence se situe le plus souvent dans la classe γ et lorsque la tourmaline est très abondante, il se déplace dans la classe β. Les valeurs de ces pourcentages varient considérablement suivant la nature de l'échantillon (granite ou aplite, présence de feldspaths ou non) ; de moins d'1 mg pour 100 grammes dans les fractions γ ou β, ils peuvent atteindre 1 à 5 grammes dans les kaolins riches en tourmaline. La fraction δ n'est jamais importante en poids mais elle est souvent riche en espèces.

- Pourcentages pondéraux globaux.

Le tableau 14 et l'histogramme de fréquence (fig. 28) montrent que lorsque les pourcentages sont très faibles (< 0,01%) la brookite et le leucoxène sont les mieux représentés. Lorsqu'ils sont compris entre 0,01 et 0,1%, l'anatase domine ; au-dessus de 0,1%, la tourmaline ou la goethite sont généralement majoritaires.

b) Les espèces minéralogiques (annexes I, II et III).

- Opaques et altérés.

Ont été classés dans ce groupe tous les minéraux indéterminables optiquement. Leur proportion est en général assez faible, cependant, pour quelques échantillons (en particulier ceux prélevés près des micaschistes) ils représentent l'essentiel du cortège de minéraux lourds. Dans ce cas, leur détermination a été faite en diffraction X et il s'agit de goethite.

- Les transparents.

Les pourcentages indiqués dans les tableaux se rapportent toujours au nombre de transparents.

Echantillon	% global en M. L.	Profondeur	Minéral dominant
KO 1002	0,0002	- 2 mètres	Leucoxène
KO 1006	0,0003	- 2 mètres	Leucoxène
KO 1001	0,0006	- 2 mètres	Leucoxène
KH 1005	0,0007	- 2 mètres	Leucoxène
KO 1005	0,001	- 2 mètres	Leucoxène
KO 1003	0,001	- 2 mètres	Brookite
KL 1002	0,004	- 10 mètres	Tourmaline
KP 1001	0,008	- 0 mètre	Leucoxène
KH 1013	0,008	- 6 mètres	Brookite
KO 1007	0,009	- 2 mètres	Leucoxène
KH 1007	0,009	- 14 mètres	Brookite
T_1	0,01	- 2 mètres	Chlorite
KH 1004	0,01	- 2 mètres	Anatase
KH 1001	0,01	- 8 mètres	Anatase
KL 1001	0,01	- 10 mètres	Chlorite
KG 1001	0,02	- 25 mètres	Leucoxène
KG 1008	0,02	- 4 mètres	Leucoxène
KY 1001	0,02	- 15 mètres	Chlorite
T_6	0,02	- 9 mètres	Anatase
KG 1011	0,03	- 2 mètres	Leucoxène
KH 1002	0,03	0 mètre	Tourmaline
KH 1010	0,04	- 12 mètres	Anatase
KG 1005	0,05	- 16 mètres	Tourmaline
KH 1006	0,05	- 12 mètres	Anatase
KH 1001	0,06	- 2 mètres	Anatase
KY 1002	0,06	- 2 mètres	Anatase
KY 1003	0,06	- 3 mètres	Anatase
KG 1015	0,06	- 5 mètres	Anatase
KH 1009	0,07	- 2 mètres	Anatase
KG 1012	0,08	- 2 mètres	Anatase
KH 1003	0,09	- 2 mètres	Anatase
KG 1024	0,09	- 12 mètres	Leucoxène
KG 1006	0,10	- 15 mètres	Goethite
KP 1002	0,12	- 6 mètres	Tourmaline
KO 1004	0,12	0 mètre	Anatase
KG 1004	0,12	- 18 mètres	Anatase
KH 1012	0,17	- 2 mètres	Anatase
KH 1008	0,24	- 4 mètres	Goethite
KG 1010	0,25	- 30 mètres	Tourmaline
KO 1009	0,33	0 mètre	Silicates du M
KY 1006	0,33	- 1 mètre	Goethite
KG 1016	0,77	- 6 mètres	Tourmaline
KO 1008	0,94	- 2 mètres	Tourmaline
KG 1002	1,00	- 2 mètres	Tourmaline
KG 1009	2,31	- 2 mètres	Tourmaline
KY 1004	4,02	- 1 mètre	Goethite

TABLEAU 14 : RÉPARTITIONS PONDÉRALES GLOBALES EN MINÉRAUX LOURDS.

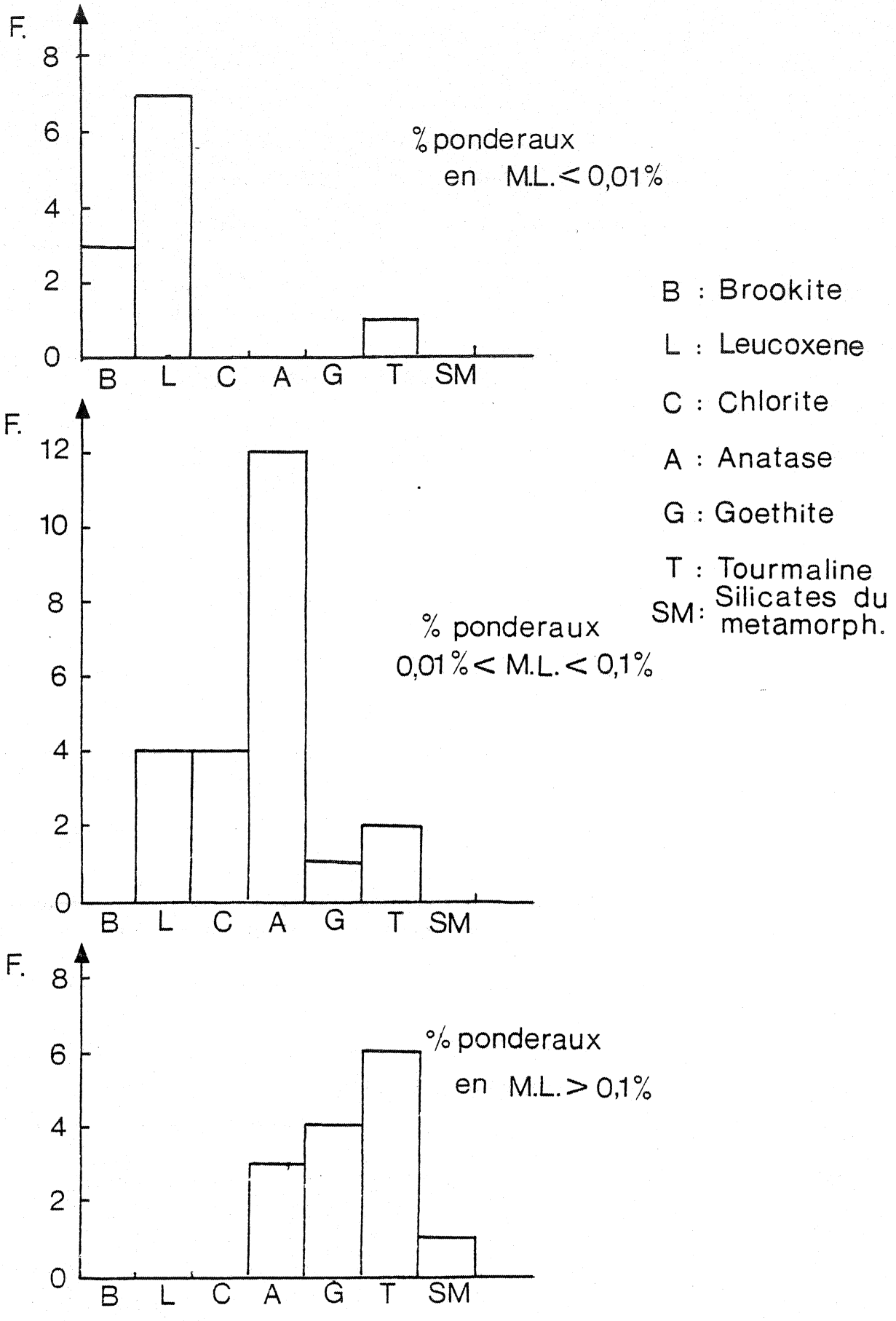


FIGURE 28 : HISTOGRAMMES DE FRÉQUENCE DES MINÉRAUX LOURDS.

majuscule ?

La Tourmaline :

Elle est souvent très abondante quand elle existe. Sa répartition se fait préférentiellement dans les fractions γ et β. Deux variétés coexistent : une variété brune avec un pléochroïsme intense brun rose (suivant Np), vert sombre (suivant Ng) et une variété bleue (type indicolite) représentant environ 10% des tourmalines. Beaucoup de tourmalines sont chargées d'inclusions fluides de grandes tailles. Ce minéral figure dans le cortège de près de la moitié des échantillons.

?

Les Titanés :

Dans la majorité des échantillons se retrouvent anatase, brookite et leucoxène dans des proportions très variables.

- L'anatase possède des formes cristallines très nettes : octaèdres, souvent tronqués, finement striés transversalement, quelquefois groupés par deux ou trois individus suivant leur grand axe. La variété bleue est beaucoup plus abondante que la jaune. Le faciès tabulaire par ailleurs assez commun n'a pas été observé ici.

?

- La brookite est toujours facile à identifier : tablettes aplaties à relief très fort et à clivage longitudinal très marqué. Dans le gisement, elles sont très souvent colorées en jaune ou en vert, en particulier au coeur des cristaux. Dans certaines brookites ont pu être observées des inclusions fluides.

vouvrages l'inverse ?

Anatase etbrookite sont très bien représentées dans les fractions γ et β . Dans bon nombre d'échantillons se trouvent à la fois des cristaux apparemment très corrodés (semblables à ceux observés dans le granite en voie d'altération) et d'autres dans un état de grande fraîcheur (notamment les brookites).

- Le leucoxène (amas cryptocristallin de rutile, d'anatase ou de brookite). Ce minéral pratiquement opaque en lumière naturelle prend un aspect nacré caractéristique (blanc-crème) en lumière réfléchie. Une bonne partie du leucoxène semble provenir du rutile mâclé sagénite visible dans les biotites chloritisées. On observe fréquemment, en lumière polarisée, de très fines cristallisations d'anatase ou de brookite sur le pourtour des grains. La croissance de cristaux d'anatase à partir de leucoxène est parfois manifeste et ce minéral pourrait alors être considéré comme un terme de passage vers l'anatase ou la brookite.

Anatase, brookite et leucoxène ont été reconnus dans pratiquement tous les échantillons. L'anatase est généralement plus abondante que la brookite.

presque

Le zircon :

Il se trouve lui aussi dans tous les échantillons (surtout dans la fraction δ). Deux types (déjà décrits dans le cas de la roche fraîche) se rencontrent : prismes allongés et limpides et cristaux trapus de teinte sombre à surcroissances fréquentes. Ces derniers possèdent les caractères du malacon : teinte brune (souvent opaque en lumière naturelle). Ils tendent à être isotropes en lumière polarisée. Ceci s'explique par l'état de désordre du réseau cristallin (état métamicte) provoqué par les substances radioactives qu'ils contiennent.

Le nombre de zircons rapporté à la masse des sables (de 50 à 500 μ) est faible : de l'ordre de quelques dizaines d'individus pour 100 grammes. Trois échantillons ont des teneurs beaucoup plus élevées : KG 1008 : plus de 700, KG 1005: plus de 450, KH 1001 : plus de 400, toujours pour 100 grammes ; cet enrichissement relatif peut sans doute s'expliquer par l'assimilation d'enclaves riches en zircons lors de la mise en place du granite. Leur nombre étant par ailleurs relativement constant, il sera possible de l'utiliser comme norme de référence.

La chlorite :

Elle se présente sous forme de larges paillettes très peu épaisses (pseudomorphes de biotites) de couleur vert brun, fréquemment chargées d'oxydes de fer ou de titane. Ce minéral est inexistant ou presque dans la fraction δ.

L'apatite :

Elle résiste très mal à la kaolinisation. Elle avait déjà presque disparu dans le granite blanchi et elle n'est présente à l'état de traces que dans quelques échantillons.

La cassitérite :

Elle est encore plus rare. Elle n'a été reconnue que dans deux filons d'aplite à Kerourant. Les cristaux sont pléochroïques, de teinte rougeâtre et jamais automorphes.

Le staurotide : Fung et Le Saroux citent la

Il a été trouvé à Keryan ; il provient des micaschistes à proximité desquels les échantillons ont été prélevés.

Certains kaolins récoltés dans des niveaux superficiels ont un cortège de minéraux lourds bien particulier associant des minéraux de leucogranite (anatase, brookite, leucoxène, tourmaline, zircon) à d'autres minéraux hérités (andalousite, sillimanite, disthène, staurotide, épidote, chloritoïde, grenat, glaucophane) qui ne sont pas sans rappeler les paragenèses de l'île de Groix toute proche.

qui rappellent

Ces associations traduisent un remaniement de surface déjà mis en évidence par les études granulométriques.

c) Les pourcentages globaux par espèces.

Le calcul de ces pourcentages implique que tous les minéraux de chaque fraction aient été dénombrés. Ceci a été possible dans un grand nombre de cas où la très faible quantité de minéraux a permis de les monter en totalité et de les compter ; pour les autres, une méthode simple de calcul à partir des pesées (PARFENOFF, POMEROL et TOURENQ, 1970) permet leur dénombrement. Ces résultats ont été regroupés dans le tableau 15 d'où il ressort que :

- la teneur en opaques et en altérés est en général faible (le plus souvent moins de 10% ; comme il vient d'être dit, les valeurs élevées prises par ce pourcentage sont dues à la présence massive de goethite.
- les titanés représentent à eux seuls, dans une vingtaine d'échantillons plus de 80% de la distribution. Cinq échantillons seulement en possèdent moins de 5% mais la tourmaline y est alors abondante ($\sim$ 90%). Dans 50% des cas l'anatase est le titané le plus abondant, la brookite l'est dans 15% des cas, et le leucoxène dans 35%. Ces trois minéraux sont toujours co-présents.

La tourmaline n'a été trouvée que dans la moitié des échantillons étudiés, mais elle se rencontre aussi bien dans la roche totalement kaolinisée que dans le granite mal décomposé (en très faible proportion cependant) ; tous les horizons remaniés en possèdent.

La chlorite est rare dans les kaolins sans feldspaths, un seul échantillon (KG 1004 prélevé à - 18 m) en contient une quantité importante (16,6%). On la rencontre dans pratiquement tous les granites mal décomposés, les proportions pouvant être inexactes dans la mesure où une partie des chlorites peut rester dans la fraction légère (leur densité étant voisine de 2,9). Un échantillon remanié (T_1) est très riche en chlorite (76,4%).

Les zircons ne constituent qu'un pourcentage faible et on ne les observe en quantité notable que dans la fraction δ ; trois échantillons sont enrichis : KH 1011, KG 1005, KG 1008. A Kerourant, les teneurs assez élevées en zircon ne s'expliquent que par le déficit en minéraux lourds (et en titanés notamment) que l'on constate dans cette carrière, car le nombre d'individus dans 100 grammes de sable est sensiblement le même qu'ailleurs.

Echantillon	Nature et Local.	Prof.	% gloal	% O + A	% T.	Anatase	Brookite	Leucoxène	Tourmaline	Chlorite	Zircon	S. H.	Divers	% TOTAL DES TITANES	INDICE RZ	Minéral dominant
KH 1003	Granites kaolinisés sans feldspaths loin des failles	- 2 mètres	0,09	3,1	96,9	42,5	41,4	14,0	-	-	2,1	-	-	97,8	2,15	Anatase
KH 1007		- 14 mètres	0,009	2,8	97,2	8,1	78,5	11,5	-	-	1,9	-	-	98,1	1,94	Brookite
KH 1008		- 10 mètres	0,24	76,3	23,7	33,2	29,4	32,1	-	-	5,3	-	-	94,7	5,60	Goethite
KH 1010		- 12 mètres	0,04	7,2	92,8	68,3	8,9	20,8	-	-	2,0	-	-	98,0	2,04	Anatase
KH 1011		- 8 mètres	0,01	6,1	93,9	50,6	11,7	10,3	0,5	-	26,8	-	-	73,2	36,6	Anatase
KH 1012		- 2 mètres	0,17	36,0	64,0	81,9	7,7	6,5	0,5	0,4	3	-	-	96,2	3,12	Anatase
KP 1002		- 6 mètres	0,12	1,9	98,1	8,1	2,7	1,4	87,4	-	0,4	-	-	11,0	3,63	Tourmaline
KG 1004		- 18 mètres	0,12	12,5	87,5	32	6,5	28,9	10,4	16,6	5,6	-	-	67,4	8,31	Anatase
KG 1005		- 16 mètres	0,05	6,7	93,3	14,0	2,2	6,4	61,9	-	15,5	-	-	22,6	68,58	Tourmaline
KG 1006		- 15 mètres	0,10	96	4	+	+	+	+	-	Δ	-	-	+	Δ	Goethite
KG 1008		- 4 mètres	0,02	1,6	98,4	7,2	4,1	38,5	25,2	-	24	-	1,0	49,8	48,2	Leucoxène
KO 1001	Granites kaolinisés sans Fd. près des failles	- 2 mètres	0,0006	10,4	89,6	17,3	43,1	37,1	-	-	2,5	-	-	97,5	2,56	Brookite
KH 1009		- 2 mètres	0,07	2,1	97,9	60,6	25,9	11,9	-	-	1,6	-	-	98,4	1,63	Anatase
KH 1013		- 6 mètres	0,008	9,7	90,3	26,3	43,0	21,4	-	-	7,2	-	-	90,8	7,92	Brookite
KO 1012		- 2 mètres	0,08	6,2	93,8	74,6	15,3	9,1	-	-	1,5	-	-	98,5	1,52	Anatase
KO 1024		- 12 mètres	0,09	49,3	50,7	0,4	7,7	87,5		-	4,3	-	-	95,7	4,49	Leucoxène
KH 1001	Granite kaolinisé sans Fd. au contact des failles	- 2 mètres	0,06	2,4	97,6	76,2	8,9	12,9	-	-	2	-	-	98,0	2,04	Anatase
KH 1005		- 2 mètres	0,0007	9,2	90,8	21,4	31,6	42,9	-	-	4	-	-	95,9	4,17	Leucoxène
KO 1005		- 2 mètres	0,001	9,4	90,6	23,7	31,0	21,2	-	-	18,6	-	-	75,9	24,51	Brookite
KG 1002		- 2 mètres	1,00	1,9	98,1	0,4	0,9	3,0	95,6	-	0,1	-	-	4,3	2,32	Tourmaline
KG 1010		- 30 mètres	0,25	3,2	96,8	5,5	2,8	8,3	82,4	-	0,5	-	-	17,1	2,92	Tourmaline
KY 1001	Granites kaolinisés à Fd.	- 15 mètres	0,02	48,2	51,8	14,2	13,5	30,1	2,8	32,5	6,9	-	-	58,4	11,82	Chlorite
KY 1003		- 3 mètres	0,06	6,2	93,8	37,4	27,8	21,3	0,6	2,5	8,9	1,4	+	86,5	10,29	Anatase
KO 1003		- 2 mètres	0,001	5,9	94,1	8,9	55,6	15,5	-	-	20,2	-	-	79,0	25,31	Brookite
KO 1007		- 2 mètres	0,009	14,0	86,0	30,3	18,5	32,9	2,6	2,5	13,0	-	-	81,7	15,91	Leucoxène
KG 1014		- 4 mètres	0,06	3,8	96,2	18,4	8,7	7,9	1,0	58,8	5,2	-	-	35,0	14,86	Chlorite
KG 1015		- 5 mètres	0,06	2,4	97,6	57,6	4,5	17,4	-	7,0	9,4	-	4,1	85,6	10,98	Anatase
T6		- 9 mètres	0,02	9,6	90,4	71,2	1,1	2,6	+	17,5	7,5	-	-	74,9	10,01	Anatase
KL 1001		- 10 mètres	0,01	1,8	98,2	18,1	1,9	5,6	3,9	64,9	5,6	-	-	25,6	21,88	Chlorite
KH 1006		- 12 mètres	0,05	9,4	90,6	60,4	23,9	7,3	-	0,2	8,2	-	-	97,6	8,40	Anatase
KG 1001		- 25 mètres	0,02	8,2	91,8	19,3	3,5	65,3	8,4	-	Δ	-	-	88,6	Δ	Leucoxène
KL 1002	Aplites kaolinisées sans Fd.	- 20 mètres	0,004	3,5	96,5	6,9	7,3	11,8	70,4	-	1,5	-	2,1	26	5,77	Tourmaline
KG 1016		- 6 mètres	0,77	0	100	0,28	0,12	1,30	98,20	-	0,1	-	-	1,70	5,89	Tourmaline
KG 1009		- 2 mètres	2,31	0	100	+	+	+	99,80	-	+	-	-	+		Tourmaline
KY 1005	Aplites kaolinisées à Fd.	- 1 mètre	+	0	+	0	0	0	0	0	+	0	0	+		
KO 1002		- 2 mètres	0,0002	23,5	76,5	8,8	10,5	57,0	8,3	-	14,9	-	-	76,3	19,53	Leucoxène
KO 1006		- 2 mètres	0,0003	16,9	83,1	11,6	14,6	54,7	-	-	11,6	-	7,5	86,9	13,50	Leucoxène
KO 1008		- 2 mètres	0,94	0	100	+	+	+	98	-	+	-	-	+		Tourmaline
KH 1002	Remaniements de surface	0	0,03	9,3	90,7	22,2	8,2	18,0	39,6	-	3,5	7,9	0,6	49,0	7,14	Tourmaline
KP 1001		0	0,008	22,3	77,7	17,5	16,3	30,0	27,5	-	3,8	5,0	-	63,8	5,87	Leucoxène
KO 1004		0	0,12	13,8	86,2	34,7	7,5	22,2	7,6	0,1	2,5	9,8	15,5	64,4	3,88	Anatase
KO 1009		0	0,33	12,9	87,1	12,8	5,9	10,5	6,6	0,6	2,2	31,5	29,9	29,2	7,53	S. M.
T1		0	0,01	21,5	78,5	5,7	0,6	7,7	2,0	76,4	2,8	4,8		13,0	20,76	Chlorite
KY 1002	Contact micaschistes	- 2 mètres	0,06	75,4	24,6	63,2	16,9	10,6	-	-	9,3	-	-	90,7	10,25	Goethite
KY 1004		- 1 mètre	4,02	96,4	3,6	2,6	1,4	25,2	4,7	7,6	3,9	44,2	9,4	29,2	13,36	Goethite
KY 1006		- 1 mètre	0,33	87,5	12,5	1,7	3,0	68,2	3,0	4,7	6,8	8,2	4,3	75,4	9,32	Goethite
KG 1011	Remplissage de fissures	- 2 mètres	0,03	82,7	17,3	15,1	8,6	51,6	22,6	-	2,1	-	-	75,3	2,79	Leucoxène
KH 1004		- 2 mètres	0,01	9,1	90,9	47,2	29,2	22,6	-	-	1,0	-	-	99,0	1,01	Anatase

TABLEAU 15 : LES POURCENTAGES GLOBAUX PAR ESPÈCES.

+ Ce signe indique que les pourcentages de transparents ou d'un minéral particulier sont trop faibles pour être significatifs.

Δ Ce signe indique que la fraction 3 n'a pu être recueillie et donc que le nombre de zircons ne peut être déterminé.

d) Rapports Zircons/Titanés.

Ce rapport (RZ) correspond au nombre de zircons dénombrés dans les quatre fractions extraites ramené à celui des titanés (anatase + brookite + leucoxène + rutile) et multiplié par 100.

$$RZ = \frac{\text{Zircons}}{\text{Titanés}} \times 100$$

Les résultats figurent dans le tableau 15 et ils ont été traduits sous forme d'histogrammes (fig. 29).

Les roches bien décomposées (sans feldspath ni chlorite) ont un maximum de fréquence situé dans la classe 2-4, les granites ou aplites mal décomposés dans la classe 10-12. Quelques cas particuliers sont à signaler : les trois kaolins enrichis en zircons (KH 1011, KG 1005, KG 1008) ont naturellement des valeurs de RZ très élevées ainsi que les échantillons de Kerourant.

Les calculs effectués pour la roche non décomposée ont donné les résultats suivants :

Granite beige	KG 3001	: 21,43
	KH 3002	: 11,36
	LANV 18 m	: 8,54
	KL 3002	: 11,76
	KO 3001	: 7,14
Granite blanchi	KH 3001	: 10,78
	KY 3001	: 14,86
Granite vert	KY 3002	: 8,11
	KH 3003	: 6,43

Les histogrammes (fig. 29) montrent que pour les granites mal décomposés ou non décomposés, les résultats sont similaires ; tous ces granites sont relativement pauvres en minéraux du titane dont le développement semble d'autant meilleur (RZ voisin de 2) que la kaolinisation est avancée. La présence de chlorite va presque toujours de pair avec un rapport RZ élevé sans qu'il n'y ait de proportionnalité stricte entre leurs pourcentages respectifs.

e) La répartition dans le gisement.

Le kaolin extrait de la carrière de Kerourant se caractérise, on vient de le voir, par la grande pauvreté en minéraux lourds, si l'on excepte un filon tourmalinisé (KO 1008) et les remaniements de surface (KO 1004, KO 1009). Les pour-

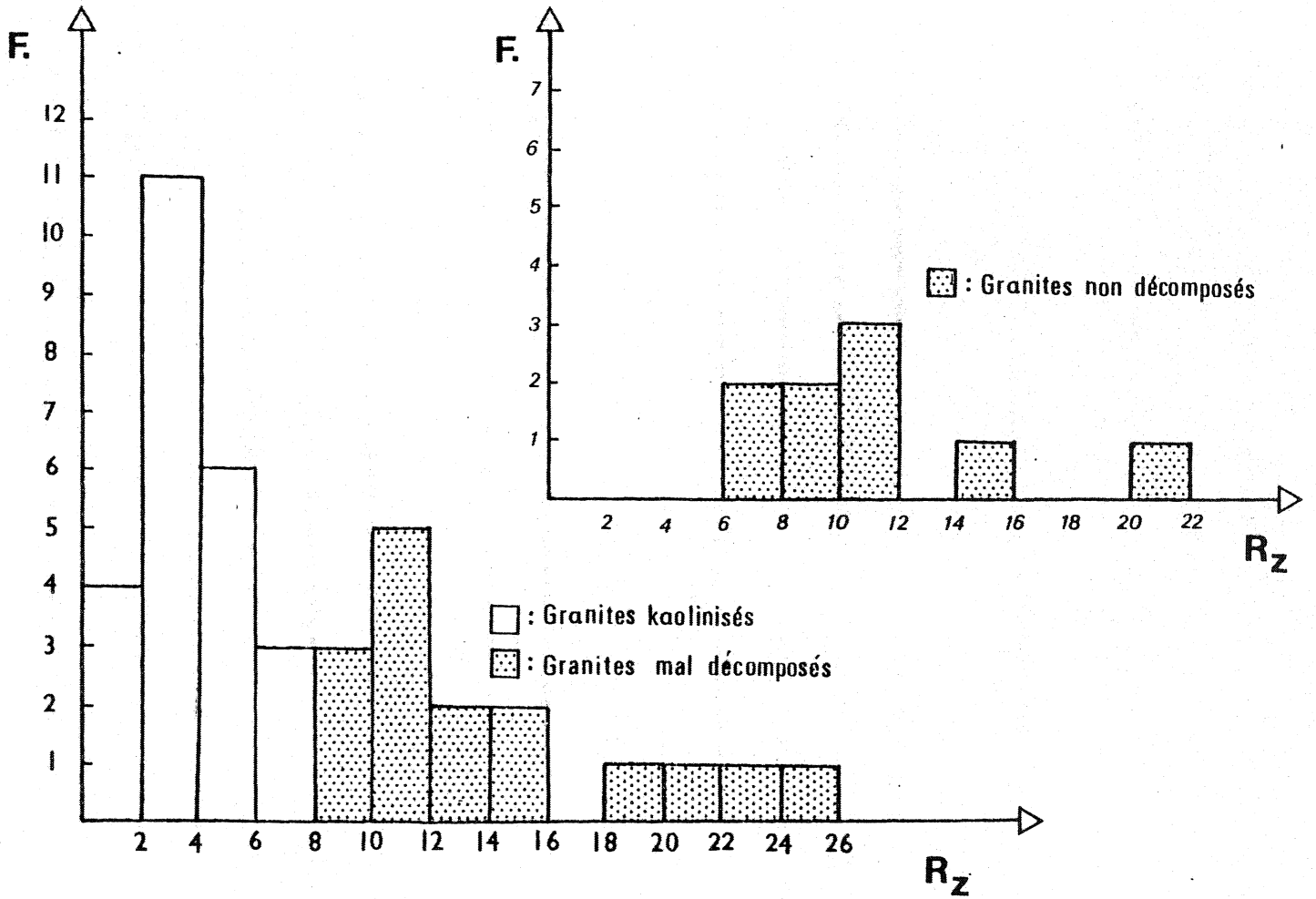


FIGURE 29 : INDICE RZ ET DEGRÉ DE DÉCOMPOSITION.

centages pondéraux sont inférieurs à 0,01%; mais les minéraux essentiels sont également les titanés. A Kerham, ce sont toujours les titanés qui dominent ; la tourmaline n'est abondante que dans un échantillon (KH 1002, remaniement) et elle n'existe en trace que dans deux autres (KH 1011, KH 1012). A Keryan, la goethite est abondante (proximité des micaschistes), les titanés sont toujours bien représentés, la tourmaline est rare. Les kaolins de Kergantic, Lopeheur et Lann-Vrian sont plus riches en tourmaline, en particulier au niveau du front de taille Ouest de Kergantic. Les faciès à grain fin (KG 1009, KG 1016, KL 1002) sont souvent tourmalinisés.

La proximité des grandes veines ne semble avoir aucune influence sur la nature et la répartition des minéraux lourds. Si deux échantillons prélevés au contact de la veine majeure de Kergantic sont riches en tourmaline (KG 1002, KG 1010), ils appartiennent en fait à une zone tourmalinisée beaucoup plus étendue et qui rejoint le front de taille Ouest. Certains échantillons prélevés dans le voisinage des veines ont même des pourcentages pondéraux sensiblement plus faibles (KO 1001: 0,0006% ; KO 1005 : 0,001% ; KH 1005 : 0,0007% ; KH 1013 : 0,008%).

La profondeur à laquelle est situé le kaolin ne semble jouer aucun rôle particulier sur la nature ou la masse des minéraux recueillis. Une certaine hétérogénéité semble même être de mise. Les tentatives de corrélation entre la nature du minéral titané et la profondeur d'extraction se sont avérées infructueuses. La présence simultanée de ces polymorphes de TiO_2 est un caractère commun à tous les échantillons, la prédominance de l'un des trois reste inexpliquée mais n'est pas semble-t-il en liaison directe avec la position dans le gisement.

La chlorite se trouve dans ceux des échantillons situés à la périphérie ou au fond des carrières calquant en cela la répartition des zones faiblement kaolinisées.

f) Origine de la tourmaline et des titanés.

- Origine de la tourmaline.

La tourmaline est un minéral caractéristique du stade pneumatolytique mais elle peut également apparaître comme constituant primaire dans certains granites évolués : elle se substitue alors à la biotite.

Les affleurements de granite sain découverts à proximité du gisement sont dépourvus de tourmaline. NICOLAS en avait conclu que la kaolinisation et la tourmalinisation étaient liées mais que la tourmalinisation était intervenue plus tôt, à la faveur de solutions plus chaudes (400-500° C). On peut avancer égale-

ment que le développement de la tourmaline constitue le stade ultime d'une différenciation magmatique localement plus poussée ce qui aurait favorisé une kaolinisation ultérieure de ces zones.

- Origine des titanés.

L'anatase et la brookite ont souvent été signalés comme minéraux primaires accessoires dans des roches éruptives et métamorphiques ou encore au sein de certains filons (LACROIX, 1901) mais ce sont également des minéraux très communs dans les roches sédimentaires les plus diverses (BOSWELL, 1933). Les arènes granitiques en contiennent souvent des quantités appréciables (BERTHOIS, 1935 ; PLIHON, 1974). Pratiquement tous les kaolins en possèdent. WEAVER (1976) a même pu mettre en évidence dans les kaolins sédimentaires de Géorgie, des "pellets" d'anatase d'un diamètre de 0,02 à 1 µ. Les titanés ont été également décrits par de très nombreux auteurs dans les latérites et les bauxites.

Leur cristallisation et en particulier celle du leucoxène est rendue possible par la libération du TiO_2 résultant de la destruction de minéraux titanifères: ilménite, sphène ou plus simplement biotite, qui contient (selon DEER, HOWIE et ZUSSMANN, 1965) de 1 à 5% de TiO_2. Cette hypothèse déjà formulée par LACROIX (1901) se trouve vérifiée ici puisqu'il existe un lien entre la disparition de la biotite et le développement des titanés ; on remarque d'ailleurs qu'ils ne sont jamais très abondants à l'instar de la biotite dans la roche fraîche.

Les conditions thermiques dans lesquelles se déroulent leur cristallisation semblent très étendues, puisqu'elles vont du stade pegmatitique à l'altération supergène, en passant par le stade hydrothermal auquel la formation de l'anatase et de la brookite est souvent rapportée (GOLDSCHMIDT, 1958 ; DEER, HOWIE et ZUSSMANN, 1965).

L'origine authigène de l'anatase, de la brookite ou du leucoxène dans un environnement supergène a été démontrée par de nombreux auteurs (RAO, 1928 ; BOSWELL, 1933 ; SHERMAN, 1952 ; PETITJOHN, 1957 ; KONTA, 1966 ; FUCHTBAUER, 1970 ; DIMANCHE, 1972 ; BERTHOIS, 1975 ; WEAVER, 1976 ; NEUZIL, 1977).

L'origine secondaire des titanés de Ploëmeur est manifeste, et les quelques minéraux trouvés dans la roche non décomposée sont à attribuer à une altération débutante (les pertes au feu un peu "fortes" pour un granite frais, et la présence de biotites chloritisées, l'attestent). L'anatase et la brookite se sont développées soit à partir des agrégats leucoxéniques inclus dans les biotites chloritisées, soit directement comme le pense WEAVER (1976) à partir du titane libéré en solution sous forme de $Ti(OH)_4$ précipitant sous forme de gels et qui par deshydratation conduirait à ces formes cristallines de TiO_2.

On remarque que les titanés et la tourmaline semblent s'exclure mutuellement, ce qui tendrait à confirmer l'hypothèse du remplacement de la biotite par la tourmaline dans les faciès les plus différenciés (la seule source de titane étant ici l'altération de la biotite).

En résumé, les kaolins bien ou mal décomposés, sont caractérisés par la présence constante de titanés. Leur importance est fonction de l'intensité de la kaolinisation. La tourmaline par contre, se trouve cantonnée à quelques zones qui ne sont pas en relation étroite avec les veines de quartz.

II - LA FRACTION < 50 µ.

Des diagrammes de diffraction X (fig. 30) ont été effectués systématiquement sur la fraction < 5 µ et pour certains échantillons sur les fractions 10, 20 et 50 µ, ceci pour s'assurer de la nature exacte de ce matériel extrait par sédimentation.

Les fractions < 5 µ sont constituées essentiellement de kaolinite (raies à 7,15 et 3,57 Å, très intenses) ; la muscovite, quand elle est présente, n'apparait qu'en très faible quantité. Le quartz est toujours discret et bien souvent il ne se manifeste que par la raie à 3,34 Å qui reste de très petite taille. La goethite a été reconnue dans quelques cas (KH 1008, KY 1002, KY 1004, KY 1006, KG 1006) : ces kaolins sont tous fortement colorés en jaune ou en violet. Les échantillons dont le cortège de minéraux lourds est riche en chlorite (KY 1001, KG 1014, KL 1001, etc...) en sont dépourvus dans leur fraction fine.

Les fractions 10 µ, 20 µ, 50 µ, présentent le même assemblage : kaolinite, muscovite, quartz, ces deux derniers minéraux étant d'autant plus abondants que la fraction est plus grossière. La goethite a été rencontrée dans les mêmes échantillons que précédemment.

L'étude des minéraux lourds des fractions < 50 µ n'a pas été entreprise en raison de la difficulté de séparation pour de tels diamètres.

Il est tout à fait vraisemblable que des fragments de zircons et de titanés en soient les seuls vestiges.

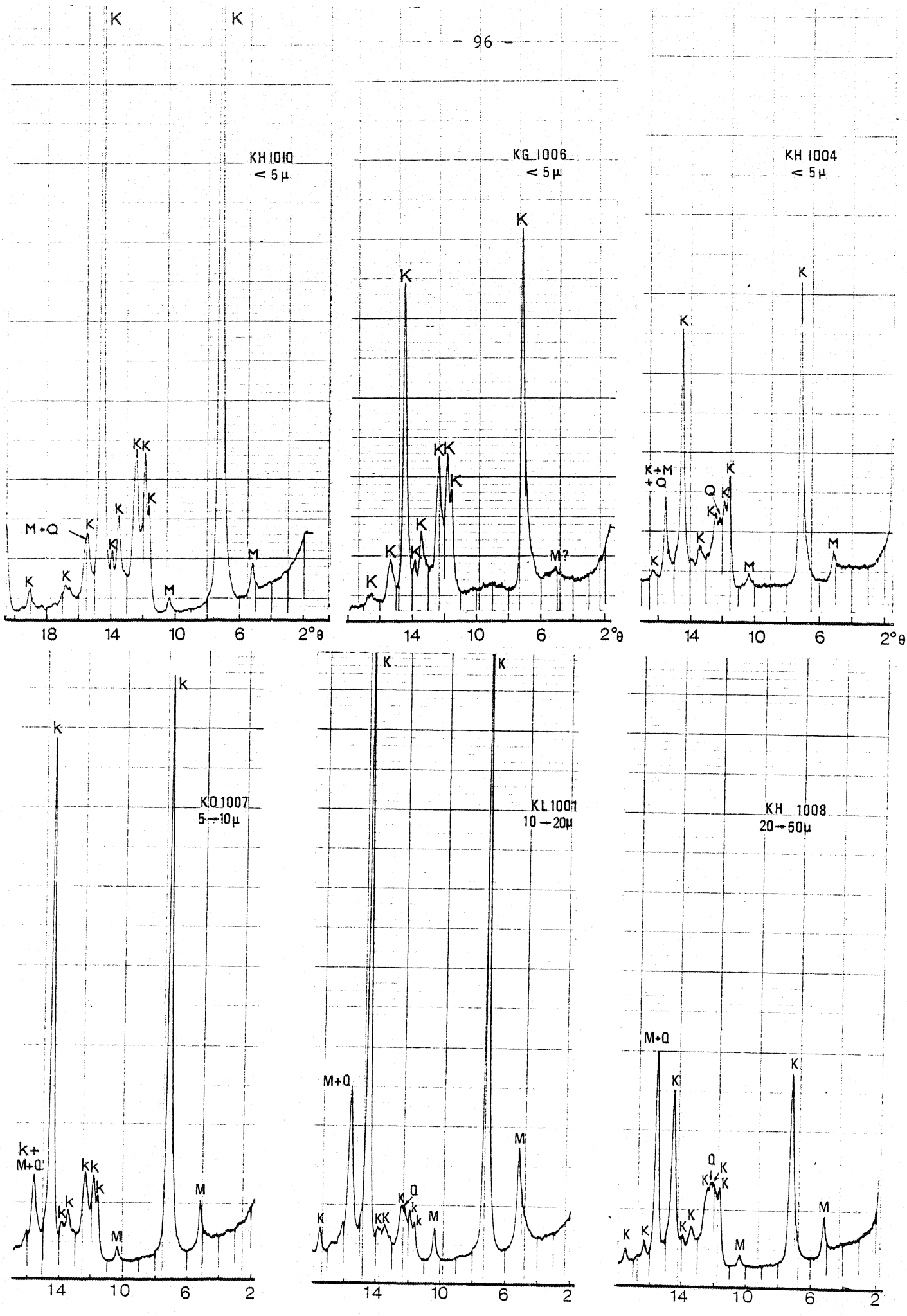


FIGURE 30 : MINÉRALOGIE DE LA FRACTION < 50 µ.

M: Muscovite K: Kaolinite Q: Quartz (Anticathode au cobalt filtré au fer)

C - ANALYSE CHIMIQUE.

Vingt six échantillons ont été choisis en fonction de leur nature, de leur degré de décomposition et de leur position par rapport aux veines de quartz afin d'avoir un ensemble d'analyses suffisamment représentatives du gisement.

I - LES RESULTATS.

1) Résultats bruts.

Les résultats de l'analyse (tableaux 16 et 17) montrent que l'alumine et la silice varient globalement en sens inverse (fig. 31). Les teneurs en Na_2O, K_2O décroissent considérablement dans les granites entièrement kaolinisés, ce qui entraîne naturellement une augmentation relative de l'alumine et de la perte au feu.

La perte au feu peut être considérée comme un indice de kaolinisation ; sur le diagramme (fig. 32) ont été portés en abscisse la perte au feu et en ordonnée le rapport : $\frac{Al_2O_3}{CaO + Na_2O + K_2O}$. Il apparaît que ce rapport augmente régulièrement depuis la roche fraîche où il est voisin de 2 jusqu'à la roche entièrement kaolinisée où il est suppérieur à 10. Trois échantillons enrichis en fines (contact de faille ou remaniement) ont un rapport supérieur à 20. Les granites peu ou pas décomposés sont centrés autour des valeurs les plus faibles ; les kaolins à feldspaths s'en détachent nettement et une coupure franche les sépare des kaolins sans feldspaths.

2) Calculs à volume constant.

Pour comparer les compositions chimiques et faire un bilan géochimique de la kaolinisation, il faut raisonner à volume constant selon une méthode devenue classique (MILLOT et BONIFAS, 1956). Elle ne peut s'appliquer qu'à condition que la texture de la roche mère ne soit pas affectée (ou très peu), ce qui fait que les échantillons correspondant à des remaniements de surface, des remplissages de fractures, des enrichissements en fines (près des failles), des zones de contact avec les micaschistes, ont été systématiquement écartés.

Le principe de la méthode consiste à multiplier chaque pourcentage d'oxyde de l'analyse brute du kaolin par un coëfficient égal au rapport des densités du kaolin et de la roche fraîche.

Ech.	Fd	Loc.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	P. F.	TOTAL	$\frac{Al_2O_3}{Na_2O + CaO + K_2O}$
KH 1007	non	loin faille - 14 m	70,49	19,58	0,65	0,01	0,21	0,03	0,04	1,65	0,22	0,05	6,25	99,18	11,38
KH 1010	non	loin faille - 12 m	67,63	21,94	0,51	0,01	0,17	0,02	0,04	1,46	0,21	0,04	7,22	99,25	14,43
KP 1002	non	loin faille - 6 m	70,19	19,69	0,51	0	0,10	0,03	0,08	1,81	0,24	0,06	6,35	99,06	10,27
KG 1005	non	loin faille - 16 m	70,83	18,77	0,92	0,02	0,08	0,04	0,02	1,21	0,19	0,03	7,27	99,38	14,78
KG 1008	non	loin faille - 4 m	70,87	18,60	0,50	0	0,12	0,03	0,06	1,64	0,18	0,04	6,53	98,57	10,75
KH 1009	non	près faille - 2 m	66,68	22,54	0,72	0,01	0,06	0,04	0,05	1,01	0,18	0,05	8,20	99,54	20,49
KO 1005	non	près faille - 2 m	69,51	20,28	0,56	0,01	0,21	0,02	0,05	1,33	0,05	0,08	6,74	98,84	14,48
KO 1007	oui	loin faille - 2 m	73,27	15,99	0,49	0,01	0,14	0,05	0,12	4,72	0,11	0,05	3,71	98,66	3,27
KL 1001	oui	près faille - 10 m	74,48	15,34	0,99	0,02	0,24	0,04	0,23	3,21	0,19	0,03	4,12	98,89	4,41
KG 1014	oui	loin faille peu - 4 m	69,23	19,77	0,89	0,01	0,11	0,05	0,07	3,24	0,17	0,05	5,75	99,34	5,90
KG 1015	oui	loin faille peu - 5 m	68,94	20,23	0,86	0,01	0,07	0,04	0,06	2,84	0,23	0,05	6,15	99,48	6,88
T_6	oui	près faille - 12 m	69,83	18,71	0,73	0,01	0,24	0,04	0,15	5,38	0,19	0,07	4,37	99,72	3,36
KH 1006	oui	près faille	72,33	16,71	0,57	0,01	0,11	0,11	0,11	5,29	0,16	0,04	3,77	99,21	3,03
T_1	oui	remaniement	65,01	22,11	0,98	0,01	0,24	0,05	0,10	3,08	0,21	0,06	6,69	98,54	6,85

analystes: G. Bellion, J. Estéoule, H. Martin ; RENNES.

TABLEAU 16 : ANALYSES CHIMIQUES DE GRANITE KAOLINISÉ.

Ech.	Fd	Loc.	Nature	SiO_2 (1)	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	P.F.	Total	$\frac{Al_2O_3}{Na_2O+CaO+K_2O}$
KH 1003	non	- 2 m	granite kaol	69,94	19,70	0,76	nd	0,19	0,04	0,04	1,33	nd	nd	7,00	99	13,97
KG 1006	non	loin faille - 15 m	granite kaol	69,68	20,20	0,85	nd	0,17	0,05	0,03	1,24	nd	nd	6,78	99	15,30
KH 1001	non	près faille - 2 m	granite kaol	nd	nd	0,26	nd	0,10	0,04	0,03	1,07	nd	nd	6,77		
KH 1005	non	près faille - 2 m	granite kaol	nd	nd	0,94	nd	0,15	0,05	0,02	1,41	nd	nd	5,97		
KG 1001	oui	près faille - 25 m	granite kaol	72,20	17,83	0,95	nd	0,23	0,08	0,03	3,23	nd	nd	4,45	99	5,34
KG 1009	non	loin faille - 2 m	aplite kaol.	72,32	18,34	0,69	nd	0,09	0,03	0,07	1,16	nd	nd	6,30	99	14,56
KL 1002	non	loin faille - 20 m	aplite kaol.	70,89	19,29	0,40	nd	0,10	0,03	0,06	1,81	nd	nd	6,42	99	10,15
KO 1006	oui	loin faille - 2 m	aplite kaol.	73,00	17,49	0,28	nd	0,04	0,04	0,08	3,21	nd	nd	4,86	99	5,25
KP 1001	oui	loin faille surf.	remaniement	69,04	20,95	0,22	nd	0,04	0,02	0,02	0,91	nd	nd	7,80	99	22,05
KH 1002	non	surface	remaniement	nd	nd	0,93	nd	0,09	0,04	0,03	1,34	nd	nd	6,77		
KH 1004	non	contre la veine	remplissage de fissure	nd	nd	1,06	nd	0,17	0,06	0,02	1,17	nd	nd	9,92		
KG 1011	non	contre la veine	remplissage de fissure	63,11	23,37	1,03	nd	0,16	0,03	0,04	1,06	nd	nd	10,20	99	20,68

analystes : G Bellion, J. Estéoule ; RENNES.

(1) dans cette série d'échantillons, SiO_2 a été calculé par différence à 99.

TABLEAU 17 : ANALYSES CHIMIQUES (PARTIELLES) DE ROCHES KAOLINISÉES.

GEOSCIENCES RENNES BIBLIOTHÈQUE CNRS UMR 6118

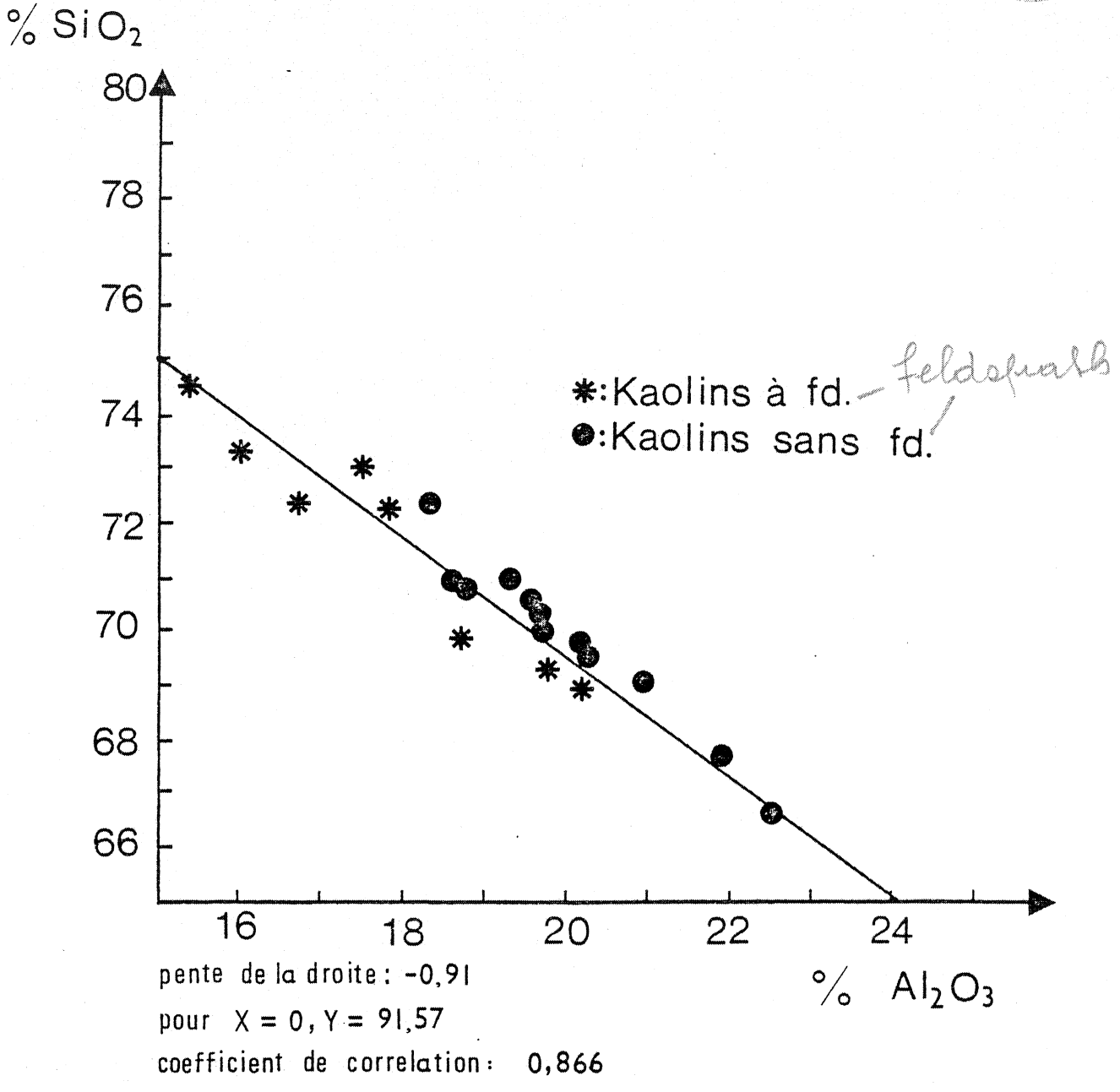


FIGURE 31 : CORRÉLATION SiO_2 / Al_2O_3.

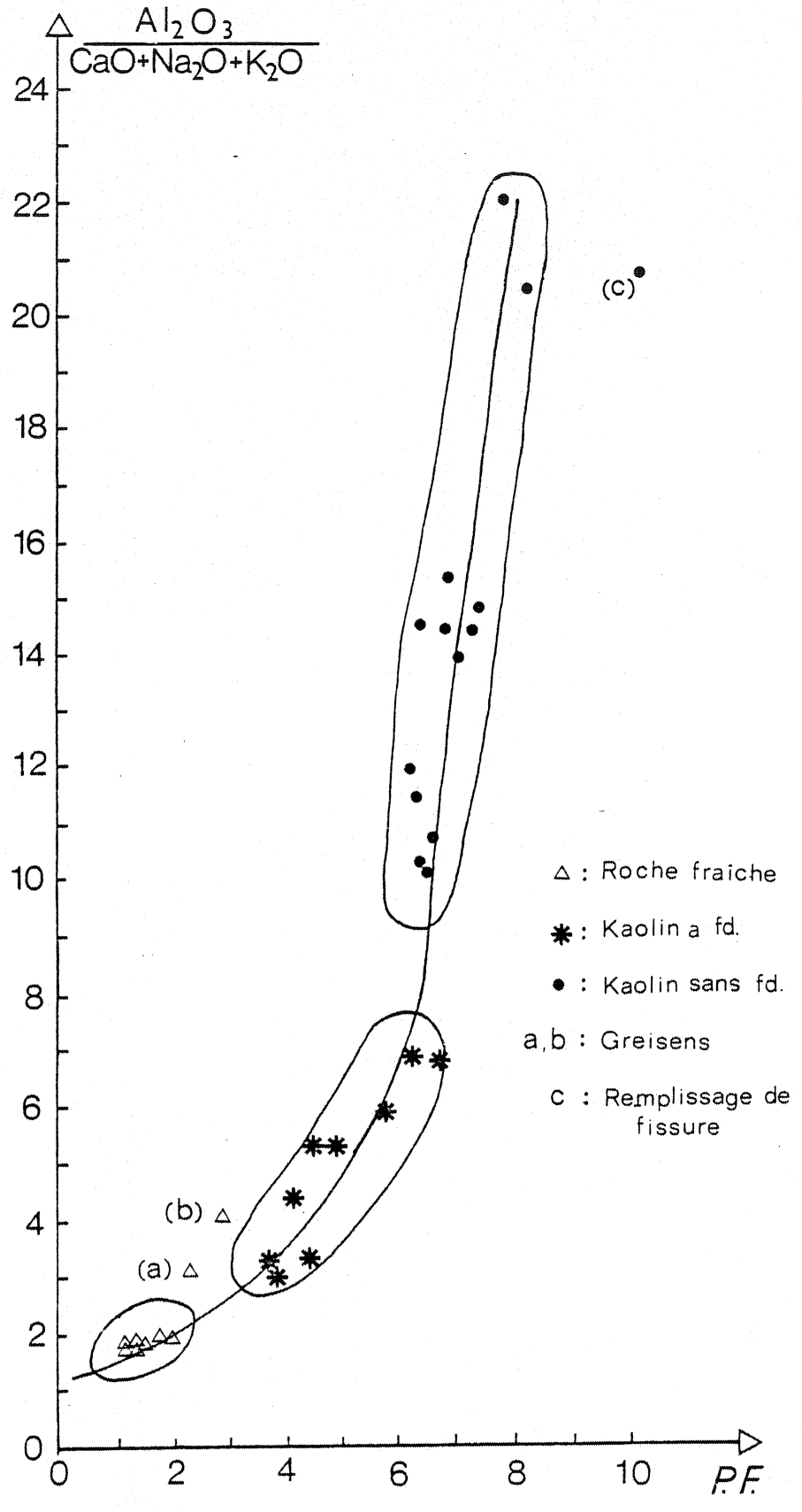


FIGURE 32 : CORRÉLATION $\frac{Al_2O_3}{CaO + Na_2O + K_2O}$ /PERTE AU FEU.

Les mesures de densités effectuées sur la roche non décomposée sont données dans le tableau 18.

Nature	Echantillons	Densité	Moyenne
Granite beige	KG 3001 KH 3002 LANV 18 m KO 3001	2,54 2,52 2,50 2,45	- 2,50
Granite blanchi	KY 3001 KH 3001	2,42 2,39	- 2,40
Granite vert	KY 3002 KH 3001	2,38 2,46	2,42
Aplite	KY 3003	2,63	2,63

Tableau 18 : DENSITES DES ROCHES NON DECOMPOSEES ANALYSEES.

La densité de référence pour la roche saine est de 2,5 ; cette valeur est légèrement inférieure à celle des granites habituels (2,6) ; la différence provient d'un début d'altération affectant le granite "frais" et déjà signalé par ailleurs.

Dans le tableau 19, figurent les densités de la roche kaolinisée et les pourcentages d'oxydes recalculés à volume constant. Si l'on se réfère aux analyses de la roche fraîche (tableau 4, p. 40) et compte tenu de l'incertitude relative sur la mesure des densités (2,5%), on constate une remarquable stabilité de l'alumine et une décroissance importante de la teneur en silice. Les fluctuations observées dans les kaolins à feldspaths résiduels sont naturellement dues à des différences dans l'intensité de la kaolinisation ; la moyenne de leurs analyses (utilisées pour le bilan chimique) correspond donc à un stade intermédiaire quelque peu arbitraire entre un granite mal décomposé (ex. KL 1001) et un granite presque entièrement kaolinisé (ex. KG 1015).

II - BILAN GEOCHIMIQUE DE LA KAOLINISATION.

Ce bilan a été calculé à partir des valeurs moyennes obtenues pour
- le granite frais (état initial)

	Ech.	d.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	P. F.	Total
Kaolins sans feldspath	KH 1007	1,90	53,57	14,88	0,50	0,008	0,16	0,02	0,03	1,25	0,17	0,04	4,75	75,38
	KH 1010	1,75	47,34	15,36	0,36	0,007	0,12	0,02	0,03	1,02	0,15	0,03	5,05	69,49
	KP 1002	1,90	53,35	14,96	0,39	0	0,08	0,02	0,06	1,38	0,18	0,05	4,83	75,27
	KG 1005	1,95	55,24	14,64	0,72	0,02	0,06	0,03	0,02	0,94	0,15	0,02	5,67	77,51
	KG 1008	1,95	55,28	14,51	0,39	0	0,09	0,02	0,05	1,28	0,14	0,03	5,09	76,88
	KH 1003	1,90	53,15	14,97	0,58	nd	0,14	0,04	0,04	1,01	nd	nd	5,32	75,25
	KG 1006	1,80	51,56	14,54	0,61	nd	0,12	0,04	0,02	0,89	nd	nd	4,88	72,66
Moyenne		1,88	52,78	14,84	0,51	0,007	0,11	0,03	0,04	1,11	0,15	0,04	5,08	74,70
Kaolins à feldspaths	KO 1007	2,35	68,87	15,03	0,46	0,01	0,13	0,05	0,11	4,44	0,10	0,05	3,49	92,74
	KL 1001	2,40	71,50	14,72	0,95	0,02	0,23	0,04	0,22	3,08	0,18	0,03	3,96	94,93
	KG 1014	1,90	52,61	15,02	0,67	0,008	0,08	0,04	0,05	2,46	0,13	0,04	4,37	75,38
	KG 1015	1,85	51,02	14,97	0,64	0,007	0,05	0,03	0,04	2,10	0,17	0,04	4,55	73,62
	T_6	2,05	57,26	15,34	0,60	0,008	0,20	0,03	0,12	4,41	0,16	0,06	3,58	81,77
	KH 1006	2,20	63,65	14,70	0,50	0,009	0,10	0,10	0,10	4,66	0,14	0,04	3,32	87,32
	KG 1001	2,10	60,65	14,98	0,80	nd	0,19	0,07	0,03	2,71	nd	nd	3,74	83,26
Moyenne		2,12	60,79	14,97	0,66	0,01	0,14	0,05	0,09	3,41	0,15	0,04	3,86	84,17

TABLEAU 19 : ANALYSES CHIMIQUES RECALCULÉES À VOLUME CONSTANT.

- le granite blanchi (1° étape)
- le kaolin à feldspaths (2° étape)
- le kaolin sans feldspaths (3° étape).

Dans le tableau 20 ont été déterminés pour chaque étape les pourcentages de perte ou de gain par rapport à la roche fraîche. Ces variations ont été reportées sur un diagramme (fig. 33) qui permet de caractériser chacun des stades.

1) Premier stade : le granite blanchi.

Ce stade se marque par le début de l'altération des feldspaths, on observe en effet une très forte diminution du CaO (-64,1%), le Na_2O observe un temps de latence (- 23,1%) qui traduit le fait que la phase albite résiste mieux à l'altération que la phase anorthite. Le fer provenant de la transformation en chlorite (ou de la destruction partielle) de la biotite, est évacué dans une forte proportion, le magnésium également. L'apatite ne dépasse pas beaucoup ce stade : plus de 68% du P_2O_5 a été évacué. L'alumine et la silice sont stables (- 3,2% et - 2,1%). Le titane varie légèrement ainsi que le potassium (qui augmente de 4,6%). Ces dernières variations sont peu significatives car elles peuvent trouver leur explication dans des fluctuations entre les échantillons ou pour ce qui concerne le titane dans le domaine d'incertitude de la mesure. La perte au feu s'accroît sensiblement ce qui correspond au développement de micas secondaires (type séricite) et surtout à celui de la kaolinite qui commence à apparaître.

2) Deuxième stade : le kaolin à feldspaths résiduels.

Cet épisode se caractérise par la disparition brutale (97,6%) du Na_2O (lié à l'albite). Près du quart du potassium initial a disparu ; ceci illustre une fois de plus le fait que l'orthose résiste mieux à l'altération que l'albite. Une partie de la silice a été évacuée (16,4%). Magnésium, phosphore, calcium continuent à décroître. Le fer est légèrement plus abondant que précédemment, il constitue toujours l'élément le plus fluctuant dans les analyses effectuées. Le titane est stable, l'aluminium varie peu. La perte au feu par contre augmente considérablement (plus de 180%) suivant en cela le développement de la kaolinite.

3) Troisième stade : le kaolin sans feldspaths résiduels.

Le feldspath potassique est à son tour dissous, le K_2O restant (un peu moins du quart) est à attribuer à la muscovite. La silice a diminué de plus de 25%, l'aluminium a très peu varié (- 1,3%) ; le titane reste stable. La perte au feu s'est accrue de 270%. Les autres éléments ont été entièrement lessivés, les

	Granite Frais	Granite à faciès blanc			Kaolins à feldspaths résiduels			Kaolins sans feldspaths résiduels		
	$\bar{d}$ = 2,5	$\bar{d}$ = 2,4			$\bar{d}$ = 2,12			$\bar{d}$ = 1,88		
		V = Ct°	Diff.	%	V = Ct°	Diff.	%	V = Ct°	Diff.	%
SiO_2	72,75	70,42	- 2,33	- 3,2	60,79	- 11,96	- 16,4	52,78	- 19,97	- 27,45
Al_2O_3	15,04	14,72	- 0,32	- 2,1	14,97	- 0,07	- 0,5	14,84	- 0,20	- 1,3
Fe_2O_3 tot.	1,11	0,54	- 0,57	- 51,4	0,66	- 0,45	- 40,5	0,51	- 0,60	- 54,05
MnO	0,01	0,01	0	0	0,01	0	0	0,007	- 0,003	- 30,0
MgO	0,27	0,17	- 0,10	- 37,0	0,14	- 0,13	- 48,1	0,11	- 0,16	- 59,26
CaO	0,39	0,14	- 0,25	- 64,1	0,05	- 0,34	- 87,2	0,03	- 0,36	- 92,31
Na_2O	3,72	2,86	- 0,86	- 23,1	0,09	- 3,63	- 97,6	0,04	- 3,68	- 98,9
K_2O	4,53	4,75	+ 0,22	+ 4,6	3,41	- 1,12	- 24,7	1,11	- 3,42	- 75,5
TiO_2	0,15	0,13	- 0,02	- 13,3	0,15	0	0	0,15	0	0
P_2O_5	0,22	0,07	- 0,15	- 68,2	0,04	- 0,18	- 81,8	0,04	- 0,18	- 81,8
P. F.	1,37	1,72	+ 0,35	+ 25,5	3,86	+ 2,49	+ 181,8	5,08	+ 3,71	+270,8
	99,56	95,29	- 4,27	- 4,29	84,17	- 15,39	- 15,46	74,70	- 24,87	- 24,97

TABLEAU 20 : BILAN CHIMIQUE DE LA KAOLINISATION DU GRANITE.

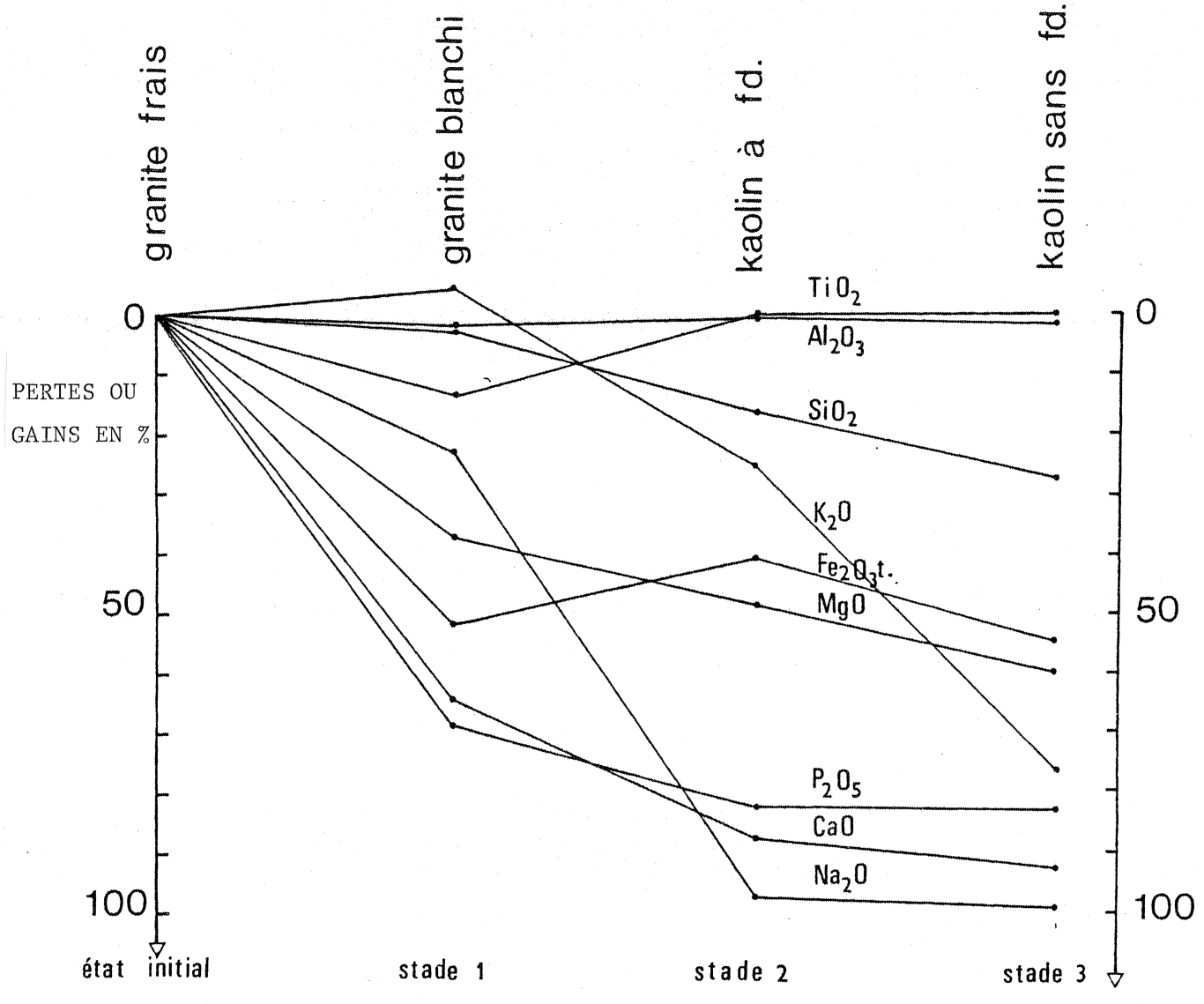


FIG.33 : Lessivage différentiel des éléments au cours de la kaolinisation

reliquats de Mg, Fe, Na, Ti, Mn, rentrent pour l'essentiel dans la composition de la muscovite comme on le verra au paragraphe III.

4) Cas particuliers.

a) L'aplite (tableau 21)

Les analyses d'aplites kaolinisées recalculées à volume constant font apparaître globalement des résultats similaires : environ 29% de la silice a été évacuée ce qui est sensiblement supérieur au cas du granite ; l'aluminium est encore stable. CaO, MgO, K_2O sont évacués en partie, Na_2O totalement. La proportion de fer apparaît considérablement augmentée, en fait il s'agit vraisemblablement de variations dans la composition initiale. Le trop faible nombre d'échantillons d'aplite analysés n'a pas permis d'intégrer ces fluctuations.

	Aplite fraîche	Aplite kaolinisée à feldspaths				Aplite kaolinisée sans feldspaths			
	d = 2,63	d = 2,05	V = Ct°	Diff.	%	d = 2,0	V = Ct°	Diff.	%
SiO_2	75,97	73,00	56,90	- 19,07	- 25,1	71,60	54,45	- 21,52	- 28,9
Al_2O_3	14,23	17,49	13,63	- 0,60	- 4,2	18,82	14,31	+ 0,08	+ 0,6
Fe_2O_3 tot.	0,10	0,28	0,22	- 0,12	+120	0,55	0,41	+ 0,31	+310,0
MnO	0,01	nd				nd	nd		
MgO	0,08	0,10	0,08	0	0	0,09	0,07	- 0,01	- 12,5
CaO	0,03	0,04	0,03	0	0	0,03	0,02	- 0,01	- 33,3
Na_2O	4,12	0,08	0,06	4,06	- 98,5	0,07	0,05	- 4,07	- 98,8
K_2O	3,98	3,21	2,50	1,48	- 37,2	1,49	1,13	- 2,85	- 71,61
TiO_2	0,03	nd	nd			nd	nd		
P_2O_5	0,06	nd	nd			nd	nd		
P. F.	1,16	4,80	3,74	2,58	+222,4	6,36	4,84	- 3,68	+317,2
	99,77	99,00	77,16	- 22,61	- 22,66	99,01	75,28	- 24,49	- 24,55

TABLEAU 21 : BILAN CHIMIQUE DE LA KAOLINISATION DE L'APLITE.

b) Le greisen (tableau 22)

Pour le greisen, seule l'analyse de l'échantillon KY 3002 (entièrement greisenisé) a été utilisée. Le calcul à volume constant donne le résultat suivant:

	R. F.	GREISEN d = 2,4			
	d = 2,5	Brut	V = Ct°	Diff.	%
SiO_2	72,75	75,78	72,74	- 0,01	- 0,01
Al_2O_3	15,04	14,93	14,33	- 0,71	- 4,7
Fe_2O_3 tot.	1,11	1,23	1,18	+ 0,07	+ 6,3
MnO	0,01	0,01	0,01	0	
MgO	0,27	0,33	0,32	+ 0,05	+ 18,5
CaO	0,39	0,04	0,04	- 0,35	- 89,7
Na_2O	3,72	0,04	0,04	- 3,68	- 98,9
K_2O	4,53	3,94	3,78	- 0,75	- 16,6
TiO_2	0,15	0,15	0,14	- 0,01	- 6,7
P_2O_5	0,22	0,04	0,04	- 0,18	- 81,8
P. F.	1,37	2,97	2,85	+ 1,48	+ 108,0
TOTAL	99,56	99,46	95,4	- 4,16	- 4,2

TABLEAU 22 : BILAN CHIMIQUE DE LA GREISENISATION.

La silice apparaît parfaitement stable (on retrouve même un chiffre identique à celui de la roche fraîche), l'alumine varie peu (moins de 5%) ainsi que le titane (6,7%). Le fer et le magnésium sont immobilisés et paraissent même se concentrer (surtout le magnésium). Plus de 80% du potassium demeure dans la roche. Sodium, calcium et phosphore sont par contre pratiquement évacués en totalité.

La greisenisation correspond donc à une voie différente puisque toute la silice et 80% du potassium, libérés par la destruction des feldspaths, se trouvent réutilisés sur place (sous forme de mica blanc et de quartz secondaires).

5) Résumé.

Le bilan géochimique de la kaolinisation a mis en évidence :
- l'évacuation de la quasi totalité du calcium, du sodium et du phosphore, d'environ les trois quart du potassium, de plus la moitié du fer et du magnésium et du quart de la silice présents dans la roche mère ;
- la grande stabilité de l'alumine et du titane ;
- une très forte augmentation de la perte au feu qui a presque quadruplé .

CHAROY (1975) utilisant également ce raisonnement a déterminé une perte en silice légèrement plus faible (- 23,8%) pour deux échantillons de Ploëmeur.

LAMEYRE (1966) a effectué le bilan de la kaolinisation du granite des Colettes (Massif Central). Les résultats qu'il a obtenu sont similaires : la silice montre un déficit supérieur à celui de Ploëmeur (- 30,6%), l'alumine varie peu (- 2,6%), tous les autres constituants ont subi un lessivage plus ou moins important suivant leur solubilité et le minéral dans la composition duquel ils rentrent.

III - BILAN NORMATIF DE LA KAOLINISATION.

Le but recherché est de suivre le devenir de chaque minéral au cours de la kaolinisation et d'établir, à partir des normes du granite sain jusqu'à celle du granite entièrement kaolinisé, le bilan quantitatif des dissolutions et des néoformations.

1) Principe de calcul.

Le problème du partage des éléments entre muscovite, feldspaths et biotite qui est insoluble à moins d'analyser tous ces minéraux séparément, peut dans le cas présent être résolu.

La muscovite n'est que très peu affectée par la kaolinisation ainsi que l'ont montré depuis longtemps de nombreux auteurs (NICOLAS, 1956 ; BASSET, 1960 ; MILLOT, 1964, etc...). A partir de l'analyse de muscovites et de la norme du granite kaolinisé (ne comportant que du quartz, de la kaolinite et de la muscovite), il est donc possible de transposer à la roche saine les teneurs en muscovite trouvées dans le kaolin (en raisonnant à volume constant).

La proportion moléculaire de K_2O lié à la muscovite sera donnée par son pourcentage dans la roche kaolinisée. Le K_2O restant à partager entre la biotite et le feldspath potassique, le CaO disponible après l'apatite déterminera le proportion d'anorthite, le Na_2O la proportion d'albite, la silice excédentaire correspondra au quartz.

2) Norme du granite à différents stades de la kaolinisation.

a) Analyses et formules des muscovites.

Deux lots de muscovites provenant de granite frais (M_1) et de granite kaolinisé (M_2) ont été analysés. Les résultats de l'analyse figurent dans le tableau 23.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 t.	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Total
M_1	45,39	34,45	2,28	0,03	1,03	0,30	0,58	8,76	0,85	0,24	4,82	0,55	99,28
M_2	45,03	35,49	1,98	0,03	0,73	0,05	0,37	8,80	0,86	0,05	4,99	0,45	99,03

analystes: H. Martin, G. Bellion, Rennes.

TABLEAU 23 : ANALYSES DE MUSCOVITES

Le phosphore et le calcium ont disparu presque totalement dans les muscovites du granite kaolinisé ; le sodium, le magnésium et le fer ont sensiblement diminué ; l'aluminium s'est légèrement concentré.

Les formules structurales et les pourcentages d'oxydes figurent dans l'annexe IV (tableaux 1 et 2). Il apparaît que le potassium demeure très stable ainsi que les teneurs en eau.

De ces analyses, il ressort que les muscovites de la roche kaolinisée sont peu différentes, d'un point de vue chimique, de celles de la roche fraîche. La kaolinisation s'est marquée à leur niveau (outre la destruction de l'apatite en inclusions) par un léger lessivage de Na, Fe, Mg, les muscovites du kaolin sont très légèrement moins riches en silice et plus en alumine.

b) Norme du granite kaolinisé (annexe V)

Le calcul est simple : la muscovite utilise tout le K_2O dont la proportion moléculaire détermine le pourcentage pondéral. Le sodium et le magnésium entrent totalement dans la muscovite ; une partie du titane n'est pas utilisé et sert à former des titanés (anatase, brookite) ; une partie du fer reste également et s'associe à H_2O pour former de la goethite.

La kaolinite est constituée à partir de l'aluminium disponible, la silice non utilisée formant le quartz. H_2O restant est attribuée à H_2O^- (eau d'hydratation non liée) ; la norme est la suivante (calculs effectués à volume constant) :

Quartz : 34,89%
Kaolinite : 26,26%
Muscovite : 12,35%
Goethite : 0,29%

Titanés	:	0,04%
Apatite	:	0,07%
H_2O^-	:	0,77%
TOTAL		74,67%

c) Norme du granite sain (annexe VI)

La proportion moléculaire de K_2O liée à la muscovite s'obtient directement à partir du pourcentage de muscovite dans le kaolin (12,35%)

$$\text{P.M. } K_2O = \frac{12,35 \times 1000}{\text{Masse moléculaire } M_1}$$

Les autres éléments sont utilisés dans des rapports définis par l'analyse de M_1. L'apatite, l'anorthite (avec le CaO restant), l'albite (avec le Na_2O) sont alors constitués. La biotite est formée à partir du MgO, Fe_2O_3 t, TiO_2 restant et la formule est établie en partant des analyses moyennes de biotites dans les granites (DEER, HOWIE, ZUSSMANN, 1965).

N.B. : Dans tous les calculs, le fer a été pris sous sa forme Fe_2O_3 t. Les pourcentages d'oxydes de l'analyse de la biotite ont été recalculés pour MgO = 1.

L'orthose utilise le K_2O restant, le quartz se forme en dernier lieu avec la silice disponible. La norme obtenue est la suivante :

Quartz	:	32,3%
Anorthite	:	0,7%
Albite	:	30,8%
Orthose	:	18,9%
Muscovite	:	12,4%
Biotite	:	3,2%
Apatite	:	0,5%
Gibbsite	:	0,4%
Eau (excès)	:	0,5%
TOTAL		99,7%

Remarques : La gibbsite virtuelle $Al_2(OH)_6$ correspond à un léger excédent d'alumine qui peut se justifier par le développement de micas secondaires type séricite (ou hydromicas). Ils ont été assimilés dans la norme à la muscovite et leur composition réelle peut s'en éloigner quelque peu.

d) Normes du granite blanchi et du kaolin à feldspaths résiduels.

Pour le granite blanchi, la succession est la même que pour le kaolin à feldspaths: muscovite, apatite, anorthite, albite, orthose, kaolinite, titanés, goethite, brucite, quartz, (H_2O^-). La biotite ne rentre plus dans la norme, la chlorite a été négligée ce qui a pour conséquence de majorer très légèrement l'orthose et la goethite et de former de la brucite virtuelle : $Mg_3(OH)_6$. Les résultats figurent dans le tableau 24.

e) Résultats du bilan normatif.

Le tableau 24 et le diagramme (fig. 34) mettent en évidence les évolutions minéralogiques subies pendant la kaolinisation. Le quartz est relativement stable, la tendance à l'enrichissement qui se manifeste dans la roche kaolinisée n'est probablement pas significative : l'emploi de formules théoriques pour les feldspaths a pu minorer les quantités effectives de quartz dans la roche fraîche.

Les feldspaths (50,4% de la roche au départ) sont progressivement détruits. L'ordre de vulnérabilité étant : anorthite, albite, orthose. Une quantité presque deux fois moindre de kaolinite (26,3%) a été formée à leurs dépens. Près de 65% de la silice liée au feldspath a été évacuée.

3) Cas particuliers.

a) Cas de l'aplite.

Le même raisonnement s'applique à l'aplite ; cependant les analyse d'aplites kaolinisées n'étant que partielles et ne disposant pas d'autre part d'analyse de muscovites provenant d'aplites, une norme simplifiée a été calculée. Le sodium, calcium, phosphore, titane, manganèse, présents en très faible quantité ont été négligés. La formule théorique de la muscovite a été utilisée dans les calculs (ce qui minore légèrement son abondance réelle).

Les résultats sont les suivants :

Minéraux	Quartz	Feldspath Ab	Feldspath KF	Muscovite	Kaolinite	Goethite	Gibbsite	Brucite	H_2O^-	TOTAL
Aplite saine	36,8	34,9	16,9	9,5	0	0,10	1,00	0,10	0,50	99,8
Aplite kaolinisée à Fd	37,1	0,51	8,1	9,5	21,2	0,25	0	0,12	0,32	77,1
Aplite kaolinisée	37,6	0	0	9,5	26,9	0,40	0	0,10	0,62	75,1
Différence	+ 0,8	-34,9	-16,9	0	+ 26,9	+ 0,30	- 1,0	0	+ 0,12	- 24,7

TABLEAU 25 : BILAN NORMATIF DE LA KAOLINISATION DE L'APLITE.

	Granite frais d = 2,50	Granite blanchi d = 2,40		Kaolin à feldspath d = 2,12		Kaolin sans feldspath d = 1,88	
	N	N	DIFF.	N	DIFF.	N	DIFF.
Quartz	32,26	32,41	+ 0,15	36,57	+ 4,31	34,89	+ 2,63
Anorthite	0,70	0,28		0		0	
Albite } Fd	30,80 } 50,40	23,52 } 45,36	- 5,03	0,2 } 13,90	- 36,50	0 } 0	- 50,40
Orthose	18,90	21,56		13,7		0	
Muscovite	12,35	12,35	0	12,35	0	12,35	0
Biotite	3,18	0	- 3,18	0	- 3,18	0	- 3,18
Kaolinite	0	4,42	+ 4,42	20,50	+ 20,50	26,26	+ 26,26
Apatite	0,50	0,17	- 0,33	0,10	- 0,40	0,07	- 0,43
Titanés	0	0,02	+ 0,02	0,04	+ 0,04	0,04	+ 0,04
Goethite	0	0,27	+ 0,27	0,40	+ 0,40	0,29	+ 0,29
Gibbsite	0,37	0	- 0,37	0	- 0,37	0	- 0,37
Brucite	0	0,06	+ 0,06	0,01	+ 0,01	0	0
H_2O^-	0,50	0,12	- 0,38	0,34	- 0,16	0,77	+ 0,27
TOTAL	99,56	95,18	- 4,38	84,21	- 15,35	74,67	- 24,89

Tableau 24 : BILAN NORMATIF DE LA KAOLINISATION DU GRANITE DE PLOEMEUR.

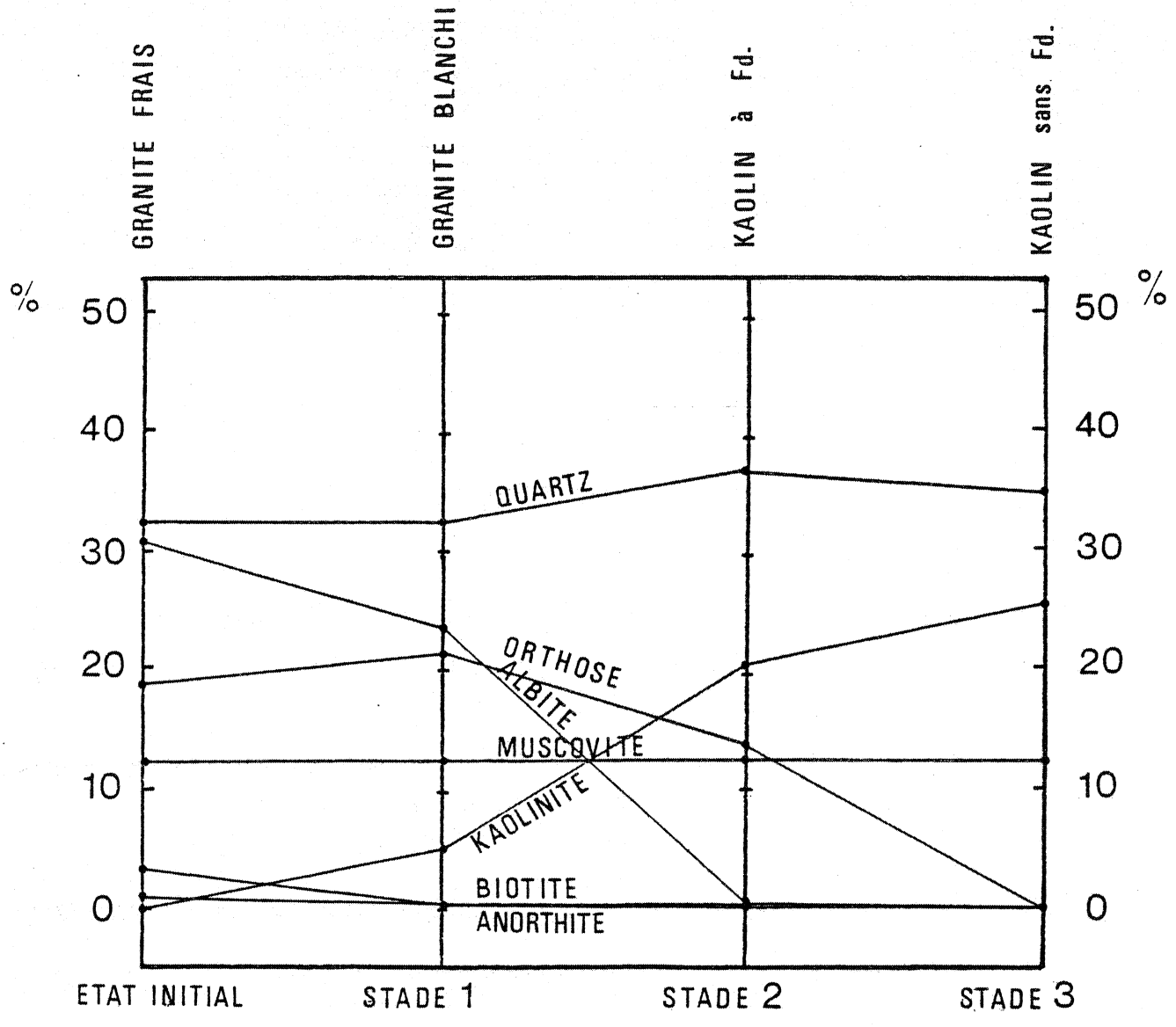


FIGURE 34 : BILAN NORMATIF DE LA KAOLINISATION DU GRANITE.

Ces résultats sont reportés dans un diagramme (fig. 35). Le quartz varie peu, 51,8% de feldspath se transforment en 26,9% de kaolinite ; goethite, gibbsite et brucite virtuelles sont naturellement à attribuer à la muscovite.

b) Cas du greisen.

Une norme simplifiée a été calculée : la phase micacée dans son ensemble sera supposée avoir la composition théorique de la muscovite tout en sachant que brucite, goethite et titanés virtuels appartiennent en fait pour une grande partie à cette phase. MnO, Na_2O, CaO, P_2O_5 ont été négligés au vu de leur très faible teneur. Les deux autres minéraux présents sont le quartz et de la kaolinite (en faible quantité).

Minéraux	Quartz	Feld.	Mus.	Bi.	Apat.	Kaol.	Goethite	Brucite	Gibbsite	Titanés	H_2O^-	TOTAL
Granite frais	32,3	50,4	12,4	3,2	0,5	0	0	0	0,4	0	0,5	99,7
Greisen	55,9	0	33,3	0	0,07	3,8	1,3	0,5	0	0,10	0,66	95,6
Diff.	+ 23,6	- 50,4	+ 20,9	- 3,2	- 0,4	+ 3,8	+ 1,3	+ 0,5	- 0,4	+ 0,10	+16	- 4,1

TABLEAU 26 : BILAN NORMATIF DE LA GREISENISATION.

Les teneurs relativement élevées en brucite sont liées au développement des micas secondaires du type hydromuscovite-séricite souvent plus riches en MgO, en H_2O et appauvris en K_2O (YODER, EUGSTER, 1955).

4) Equations de la kaolinisation.

L'évolution minéralogique observée peut se déduire des réactions chimiques de l'hydrolyse des feldspaths (HEMLEY, 1959) :

orthose + eau → kaolinite + silice + potasse

$4\ KAlSi_3O_8 + 22\ H_2O \rightarrow Al_4Si_4O_{10}\ (OH)_8 + 8\ Si\ (OH)_4 + 4\ (K^+, OH^-)$

ce qui converti en masses moléculaires devient

1112 + 396 → 516 + 768 + 224

d'où:100 orthose + 35,6 eau → 46,4 kaolinite + 69,1 silice + 20,1 potasse.

La même équation peut s'écrire pour l'albite

$4\ NaAlSi_3O_8 + 22\ H_2O \rightarrow Al_4Si_4O_{10}\ (OH)_8 + 8\ Si\ (OH)_4 + 4\ (Na^+, OH^-)$

1048 + 396 → 516 + 768 + 160

d'où

100 albite + 37,8 eau → 49,2 kaolinite + 73,3 silice + 15,3 soude.

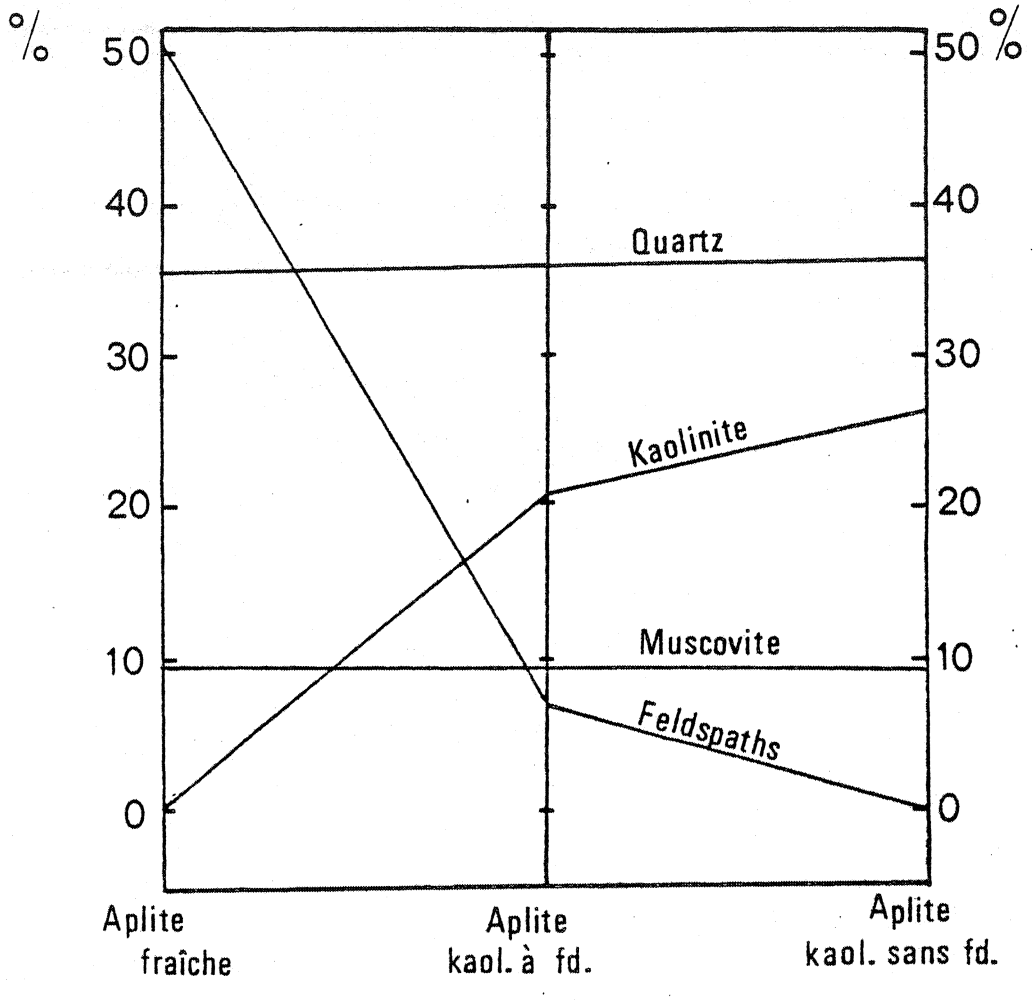


FIGURE 35 : BILAN NORMATIF DE LA KAOLINISATION DE L'APLITE.

L'anorthite devient :

$2\ CaAl_2Si_2O_8 + 4\ H_2O \rightarrow Al_4Si_4O_{10}\ (OH)_8 + 2\ CaO$

$556 + 72 \rightarrow 516 + 112$

d'où

100 anorthite + 12,3 eau → 92,8 kaolinite + 20,1 chaux.

L'anorthite en se kaolinisant ne donne pas de silice libre, tout le Si est réutilisé dans les 93% de kaolinite formée.

Si l'on reprend les proportions de feldspathsde la roche fraîche leur transformation donnera :

anorthite : $\frac{0,7 \times 92,8}{100} = 0,65\%$ kaolinite

albite : $\frac{30,8 \times 49,2}{100} = 15,15\%$ kaolinite

orthose : $\frac{18,9 \times 46,4}{100} = 8,8\%$ kaolinite.

Soit un total de 24,6% de kaolinite formée. Ce résultat, s'il est augmenté de la quantité de kaolinite fournie par la biotite, est donc très voisin de ce qui vient d'être déterminé (26,3) par la norme du granite.

Dans le cas de l'aplite, le pourcentage théorique de kaolinite est de 25,1, le calcul normatif approché donne un pourcentage de 26,9 (mais qui est majoré par les approximations faites sur la composition du mica).

Dans le cas du greisen, la transformation des feldspaths est évidemment totalement différente et s'écrit :

$3\ orthose + 2\ H^+ \rightarrow 1\ muscovite + 6\ quartz + 2\ K^+$ (1)

$6\ albite + 4\ H^+ + 2\ K^+ \rightarrow 2\ muscovite + 12\ quartz + 6\ Na^+$ (2)

Ces résultats convertis en pourcentages moléculaires :

100 Or donnent : 47,7 Ms + 43,2 Qz

100 Ab donnent : 50,6 Ms + 45,8 Qz

Si l'on reprend la composition des feldspaths au départ (l'anorthite est négligée), on aura :

34,9% albite → 17,6% Ms + 16,0% Qz

16,9% orthose → 8,0% Ms + 7,3% Qz

Soit 25,6% de muscovite et 23,3% de quartz formés. En ajoutant les pourcentages de quartz et de muscovite déjà présents dans la roche fraîche, on trouve une composition théorique de :

55,6% de quartz	la norme de greisen donne :	55,9% de quartz
37,9% de muscovite		33,3% de muscovite

On retrouve à peu près le même pourcentage de quartz ; en ce qui con-

cerne la muscovite, on note une différence qui est due au fait qu'une petite quantité de feldspaths s'est transformée en kaolinite (∿ 4% dans la norme) que l'on a pu déceler aux rayons X (Fig. 15 b).

5) Conclusion.

Le premier intérêt de ce bilan est de permettre de remonter à la composition minéralogique réelle de la roche mère à partir des analyses chimiques du kaolin, du granite sain et des muscovites qu'ils contiennent. La composition minéralogique calculée est : Quartz : 32,3%, Feldspath : 50,4% (dont 30,8% d'albite), muscovite : 12,4%, biotite : 3,2%, apatite : 0,5%.

Le deuxième intérêt de ce bilan est de mettre en évidence les évolutions minéralogiques subies et de les quantifier. Le premier stade (granite blanchi) est caractérisé par la destruction de la biotite (chloritisée ou kaolinisée) et la transformation d'une partie de la phase albitique (environ 7%) en kaolinite. Le stade suivant (kaolin à feldspaths résiduels) se marque par la disparition totale de l'albite tandis que le feldspath potassique résiste mieux à l'altération, sa disparition mettant d'ailleurs un terme à l'évolution minéralogique. Il existe un bon accord entre les résultats apportés par la norme et les quantités de kaolinite que l'on doit théoriquement obtenir si l'on applique les équations de la kaolinisation. La norme permet en outre d'affirmer que le quartz demeure intact dans ce type d'altération qui aboutit à la disparition totale des feldspaths, de la biotite et de l'apatite.

Le diagramme (Fig. 36) est une illustration de ces évolutions minéralogiques : il montre en particulier que le granite blanchi a une composition très proche de celle du granite frais, que le granite et l'aplite suivent deux itinéraires parallèles tandis que le greisen emprunte une voie différente.

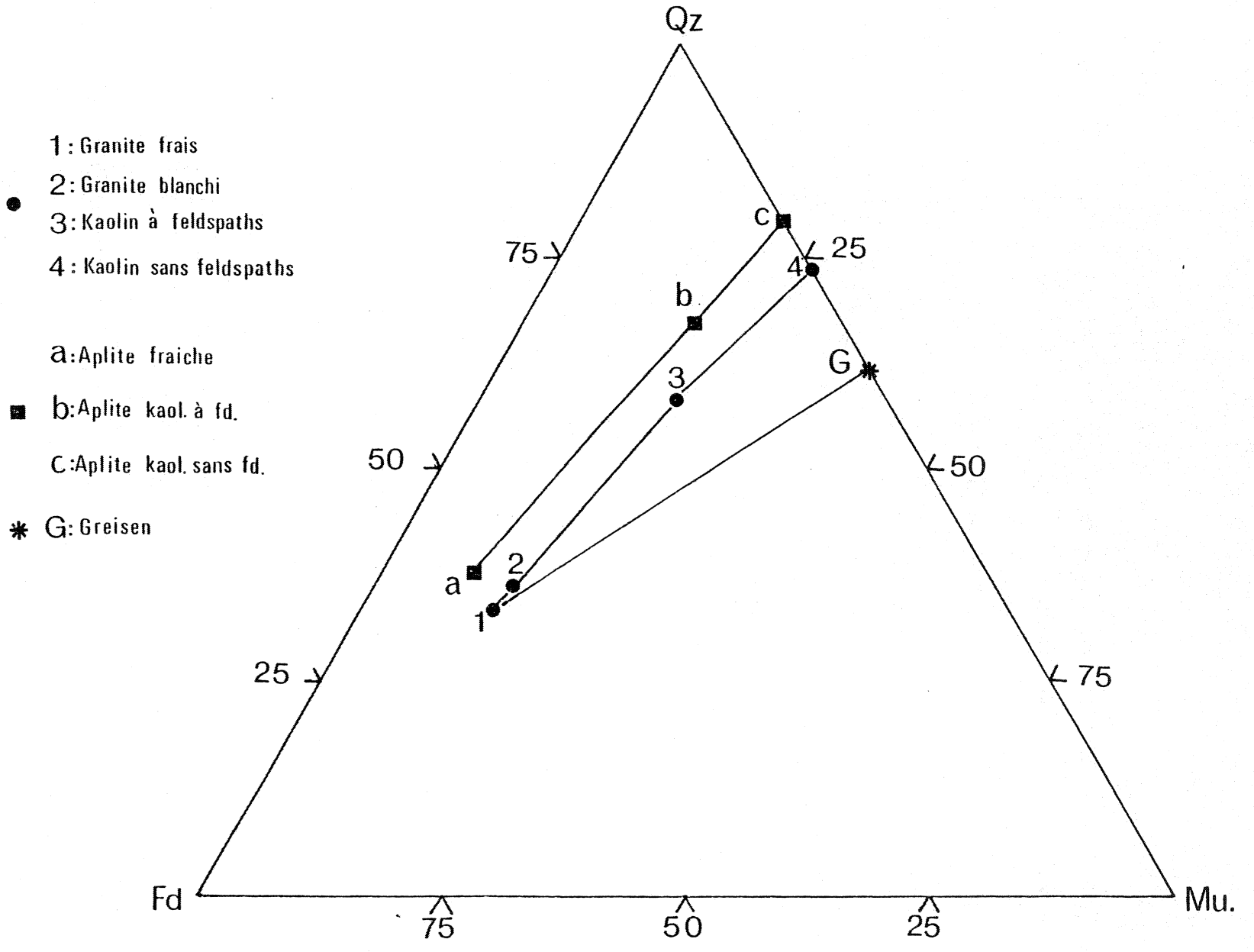


FIGURE 36 : DIAGRAMME TRIANGULAIRE Qz, Fd., Mu.

QUATRIEME PARTIE :

LA FRACTION $< 5\mu$ DU KAOLIN

A - LES DONNEES DE L'ANALYSE THERMIQUE DIFFERENTIELLE ET DE L'ANALYSE THERMO-PONDERALE.

I - L'A. T. D. (tableau 27)

Quelques courbes d'A. T. D. sont reproduites (fig. 37) : elles présentent toutes, les deux pics caractéristiques de la kaolinite. La mesure précise de la température du pic endothermique montre qu'elle varie de 540° à 630° C. Le pic exothermique se situe entre 970° et 1020° C.

Les conditions expérimentales étant toujours identiques, ces variations sont vraisemblablement dues au degré de cristallinité de la kaolinite, GRIMSHAW et al. (1945) ayant montré que pour une kaolinite désordonnée, la température du pic endothermique était abaissée de 20 à 30° C par rapport aux kaolinites bien cristallisées. Ce lien sera discuté au chapitre cristallinité.

II - L'A. T. P. (tableau 27)

La fraction < 5 µ étant constituée presque uniquement de kaolinite, les pertes de poids enregistrées sont très proches de la perte théorique (13,9%). Les écarts sont dus à la présence en faible proportion de quartz et de mica (déterminés en diffraction X).

Tous les échantillons étudiés enregistrent une perte de poids à basse température (< 200° C) qui n'avait pas été mise en évidence dans les courbes A. T. D. Ces pertes de poids vont de 0,4 à 2,23% et correspondent à de l'eau adsorbée à la surface des particules. Le départ de l'eau de constitution intervient à partir de 400° C (courbes fig. 38) et les pertes de poids correspondantes varient de 10,09 à 13,17%.

				A. T. D.		A. T. P.		
NATURE	ECHANTILLON	LOCALISATION	P 5µ	T. PIC ENDO.	T. PIC EXO.	%PERTE B. T. < 200 °C	% PERTE > 200° C	PERTE TOTALE en %
Gr. kaolinisés ss feldspaths	KH 1011	loin des failles	23,91	620	1020	1,00	13,14	14,14
	KG 1008		22,13	590	990	0,71	11,67	12,38
	KH 1010		26,55	615	990	0,65	13,15	13,80
	KO 1001	près failles	23,10	590	990	0,89	13,17	14,06
	KG 1010	contact des failles	22,92	615	1010	0,40	nd	13,92
	KH 1005		33,65	600	1020	0,80	11,65	12,45
Gr. kaolinisés à felds. résiduels	KY 1003	loin des failles	9,26	610	1020	0,90	13,10	14,00
	KO 1003		14,73	550	980	0,85	12,37	13,22
	KO 1007		14,21	620	1015	0,62	13,08	13,70
	KL 1001	près des failles	15,13	630	1005	0,42	12,78	13,20
	KH 1006		11,35	620	990	0,73	11,86	12,59
	KG 1001	contact failles	19,38	600	1005	0,57	10,09	10,66
Aplite à Fd. résid.	KO 1002	loin des failles	11,61	550	970	0,98	12,59	13,57
	KO 1006		14,18	605	1000	0,49	13,17	13,66
Apl. ss Fd.	KG 1016	loin des failles	19,70	580	1000	0,64	12,15	12,79
Remaniement	KO 1004	loin des failles	37,44	540	980	1,08	11,12	12,20
	KO 1009 (BRUT)		47,42	(540)	(910)	(0,58)	(9,78)	(10,36)
	KH 1002	près failles	24,02	615	1020	0,70	12,42	13,12
Fiss.	KH 1004	contact failles	77,43	570	990	2,23	11,07	13,30

TABLEAU 27 : RÉSULTATS DES ANALYSES THERMIQUES.

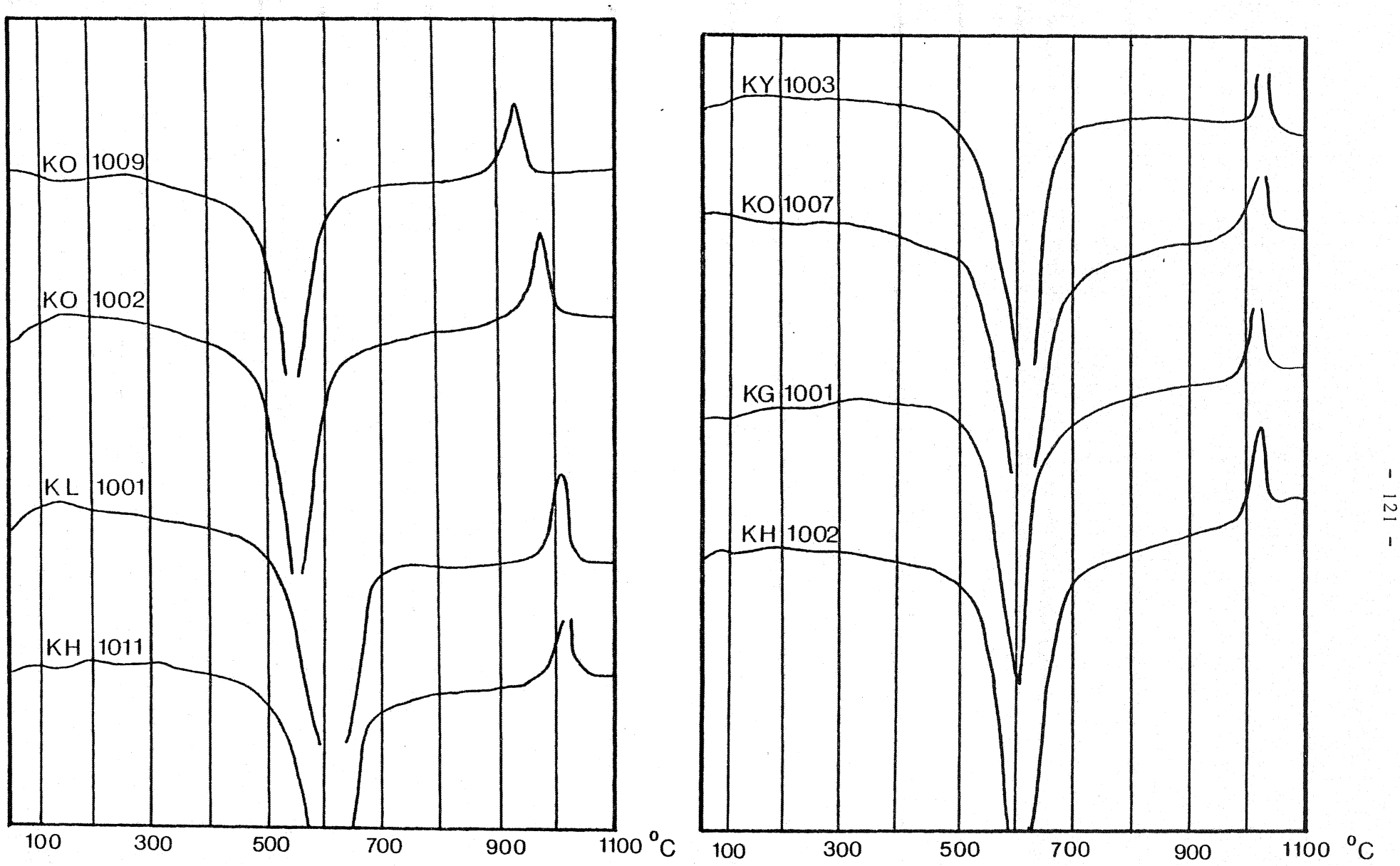


FIGURE 37 : QUELQUES EXEMPLES DE COURBES A. T. D.

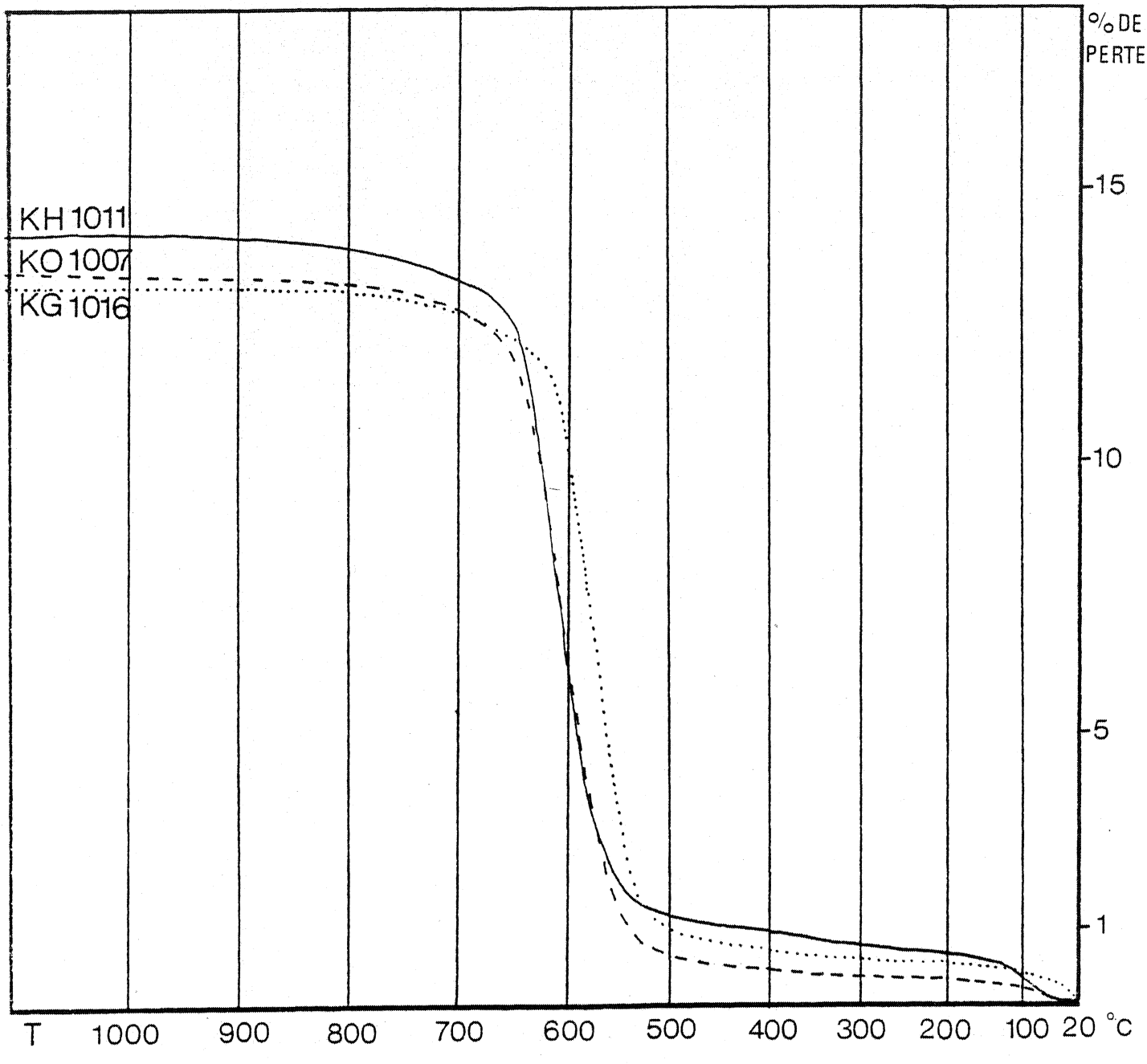


FIGURE 38 : QUELQUES EXEMPLES DE COURBES A. T. P.

B - LES MORPHOLOGIES DE LA KAOLINITE.

L'étude des morphologies a été effectuée sur trente neuf échantillons (ESTEOULE-CHOUX et BELLION, 1977) ; elle montre qu'il existe en réalité une certaine diversité dans la forme et dans la taille des particules de kaolinite. Il paraît difficile de donner une image qui serait caractéristique du gisement de Ploëmeur, néanmoins, il est possible de classer les échantillons en quatre grands types morphologiques (tableau 28) :

1 - Les kaolinites en plaquettes hexagonales à contours nets dont la dimension suivant la plus grande diagonale va de 0,1 à 2,0 µ (fig. 39 a et b).

2 - Les kaolinites bien formées mais dont les cristallites présentent un allongement très marqué suivant une direction ; ceci contribue à leur donner un faciès en lattes qui ont gardé à leurs extrémités les pointements des hexagones (fig. 39 c), (ce type morphologique a été trouvé surtout à Kerham).

3 - Les kaolinites se présentant en particules d'allures hexagonales à contours mal définis (fig. 39 d).

4 - Les kaolinites n'ayant aucune forme géométrique particulière (excepté quelques rares hexagones) et dont les cristallites, de taille très variable, ont parfois une surface boursouflée (fig. 40 a). Dans cette catégorie se placent également des particules de très petites tailles plus ou moins hexagonales collées sur de grandes lames minces (fig. 40 b).

Des paquets de plaquettes empilées, correspondant à ce que BATES (1971) a décrit sous le terme de "kaolinite books", ont été fréquemment observés (fig. 40 c). Leur plus grande largeur varie de 1,5 à 4,3 µ et l'épaisseur des paquets va de 0,7 à 4 µ. Des tubes d'halloysite ont été reconnus en nombre important dans un seul échantillon (KO 1008) où ils sont accompagnés par quelques glomérules (fig. 40 d). Dans quatre autres kaolins (KH 1011, KG 1005, KG 1009, KP 1001) quelques rares tubes ont été trouvés ; leur très faible abondance laisse à penser que leur présence éventuelle ait pu échapper à l'observation dans certains des kaolins examinés.

La morphologie, qui varie non seulement d'un échantillon à l'autre mais aussi à l'intérieur d'un même échantillon, semble indépendante de la profondeur et de la proximité des veines de quartz. De même, la nature de la roche mère (aplite ou granite) ainsi que son degré de décomposition paraissent sans relation avec les types morphologiques mis en évidence. Cependant, comme nous le verrons, il semble bien exister un rapport entre la forme des particules et leur degré de cristallinité !

NATURE	ECHANTILLON	LOCALISATION	PROFONDEUR	MORPHOLOGIE (1) (2) (3) (4)	KAOLINITE BOOKS	HALLOYSITE
GRANITE KAOLINISE SANS FELDSPATHS RESIDUELS	KH 1007	loin des failles	- 14 m	2	-	-
	KH 1010		- 12 m	2	-	-
	KH 1011		- 8 m	1	+	+
	KH 1012		- 1 m	1	+	-
	KP 1002		- 6 m	3	-	-
	KG 1004		- 18 m	1	-	-
	KG 1005		- 16 m	3	+	+
	KG 1006		- 15 m	1	-	-
	KH 1009	proximité des failles	- 2 m	2	-	-
	KH 1013		- 6 m	4	-	-
	KG 1012		- 2 m	1	-	-
	KO 1005	contact des failles	- 2 m	1	-	-
	KG 1002		- 4 m	1	-	-
	KG 1010		- 30 m	1	-	-
GRANITE KAOLINISE A FELDSPATHS RESIDUELS	KO 1003	loin des failles	- 2 m	3	-	-
	KO 1007		- 2 m	3	-	-
	KG 1014		- 4 m	3	+	-
	KG 1015		- 5 m	3	+	-
	KY 1001			3	+	-
	KL 1001	proximité des failles	- 10 m	1	-	-
	KH 1006		- 12 m	2	-	-
	T_6		- 9 m	4	-	-
	KG 1001	contact failles	- 25 m	3	+	-
APLITE K. sans Fd.	KL 1002	loin des failles	- 10 m	3	+	-
	KG 1016		- 6 m	3	+	-
	KG 1009		- 2 m	3	+	+
APLITE K. à Fd.	KY 1005	loin des failles	- 1 m	3	-	-
	KO 1002		- 2 m	3	+	-
	KO 1006		- 2 m	1	+	-
	KO 1008		- 2 m	3	+	+
REMANIEMENT	KH 1002	près faille	0 m	1	-	-
	KP 1001	loin faille	0 m	3	+	+
	KO 1004	loin faille	0 m	4	-	-
	KO 1009	loin faille	0 m	3	-	-
	T_1	près faille	0 m	4	-	-
contact micaschiste	KY 1004	loin faille	- 1 m	4	-	-
	KY 1002	loin faille	- 2 m	4	+	-
Fissures du Qz	KG 1011	contact faille	- 2 m	4	-	-
	KH 1004	contact faille	- 2 m	4	-	-

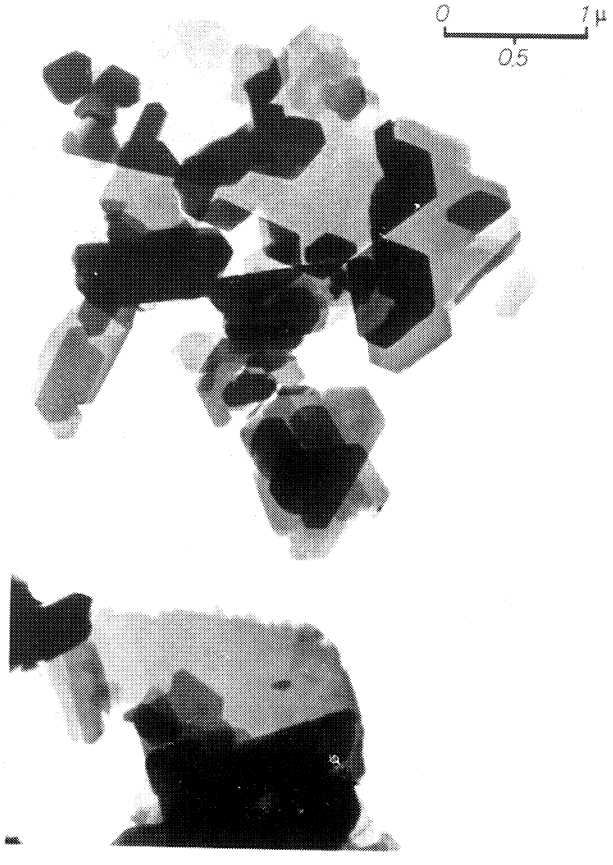
1 - Particules en hexagones réguliers et nets.

2 - Cristallites allongés suivant une direction.

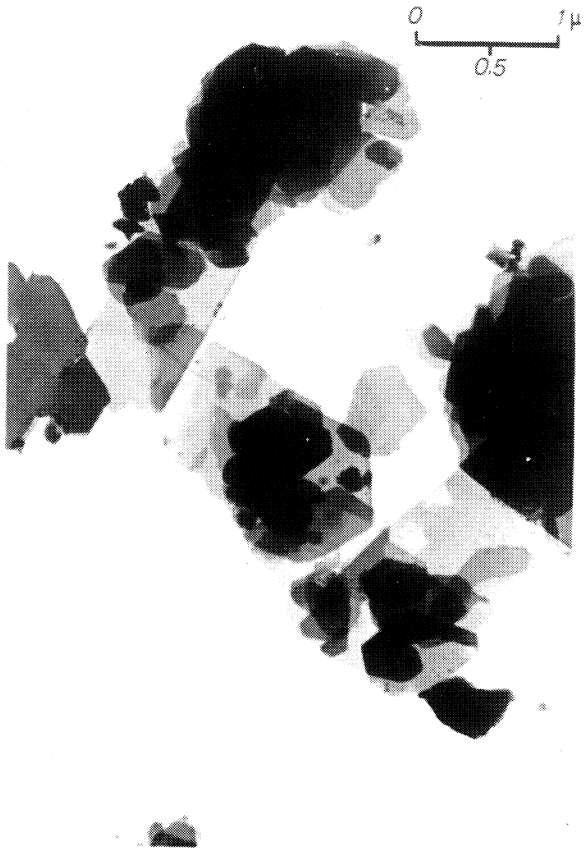
3 - Particules à contours flous.

4 - Particules sans aucune forme géométrique définie.

TABLEAU 28 : MORPHOLOGIES EN MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE.



(a) : Hexagones bien formés KO1005

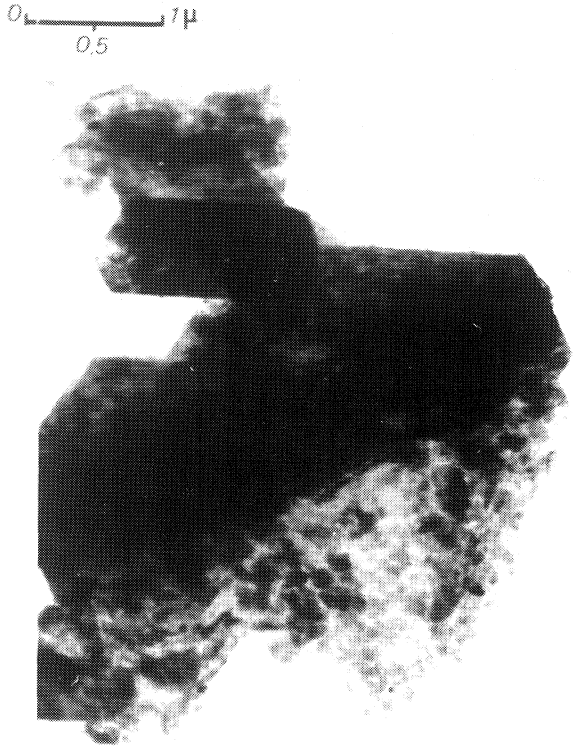


(b) : Hexagones bien formés KG 1002

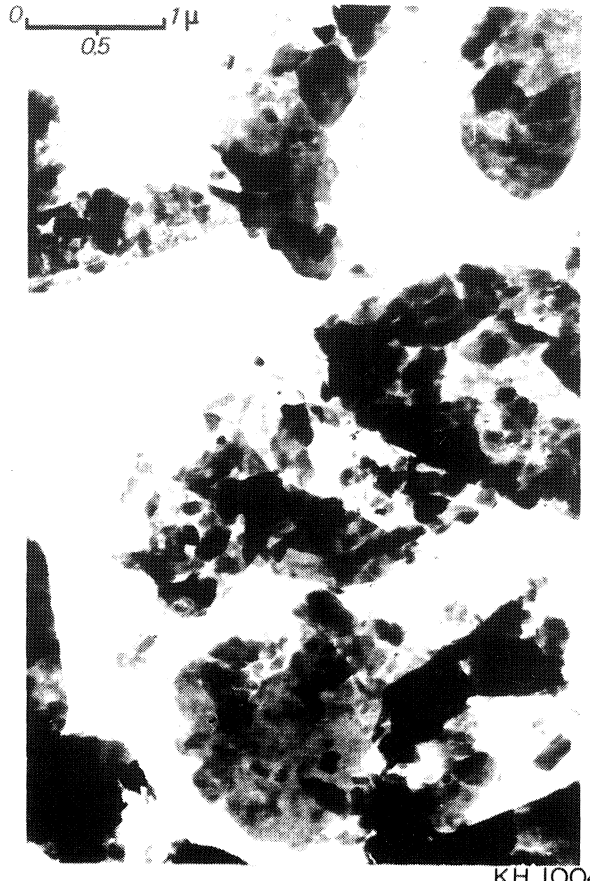
(c) : Habitus en lattes KH 1007

(d) : Cristallites à contours flous KO 1009

FIG 39 : MORPHOLOGIES EN MICROSCOPIE ELECTRONIQUE



ⓐ cristallites á surface boursouflée KG 1011



ⓑ particules de petite taille collées sur de grandes lames minces KH 1004

ⓒ «kaolinite book» KO 1008

ⓓ glomérule d'halloysite KO 1008

FIG40: MORPHOLOGIES EN MICROSCOPIE ELECTRONIQUE

nité. Enfin, ces différents faciès qui ont déjà été décrits maintes fois et dans des gisements d'origines variées seront repris dans la discussion sur l'origine du kaolin.

C - LA CRISTALLINITE.

I - GENERALITES.

Les divers "degrés de perfection cristalline" que peuvent présenter les cristaux de kaolinite ont fait l'objet de nombreux travaux. Parmi ceux-ci, il faut citer ceux de BRINDLEY et ROBINSON (1946) qui ont regroupé les minéraux du groupe de la kaolinite en quatre catégories (représentées chacune par un diffractogramme type). MURRAY et LYONS (1956) reproduisent une série de treize diffractogrammes correspondants à une décroissance progressive de la cristallinité. En 1959, JOHNS et MURRAY proposent un indice qui s'obtient en faisant le rapport de la raie $02\bar{1}$ sur la raie 060. HINCKLEY (1963) a défini un nouvel indice plus sensible qui est basé sur la mesure des intensités relatives des raies $1\bar{1}0$ et $11\bar{1}$ du premier triplet de la kaolinite. Ces réflexions ont été choisies car elles possèdent un comportement identique vis-à-vis de l'orientation et leurs intensités relatives sont en liaison avec "le degré de perfection cristalline" de la kaolinite. C'est cet indice dont l'emploi s'est généralisé qui sera utilisé dans cette étude.

1) Mesure de l'indice.

L'indice de HINCKLEY s'obtient en faisant la somme des hauteurs des raies $1\bar{1}0$ et $11\bar{1}$ (depuis une droite joignant leurs bases) et en la divisant par la hauteur totale de la raie $1\bar{1}0$ (fig. 41).

2) Conditions expérimentales.

Afin d'obtenir une bonne résolution de ces réflexions, il est nécessaire de réduire au maximum l'orientation préférentielle des cristaux de kaolinite suivant leur plan ool. Le principe de la désorientation consiste à réaliser à l'aide d'un liant, un agrégat de kaolinite, dont les fragments après traitement, présentent des formes isométriques peu susceptibles de s'orienter d'une manière préférentielle.

Le produit utilisé est le Lakeside 70 C (résine organique solide) soluble dans le Dioxanne. L'échantillon de kaolin (2 g) est lié avec 4 à 5 ml de cette solution à 200 g/l jusqu'à consistance normale, façonné en boulette et mis à sécher à l'étuve à 95° C. La boulette sèche est alors légèrement écrasée au mortier et passée au tamis (0,280 mm). Les petits agrégats de kaolinite ainsi obtenus permettent de diminuer considérablement l'orientation car ils se disposent de façon quelconque dans le porte-échantillon.

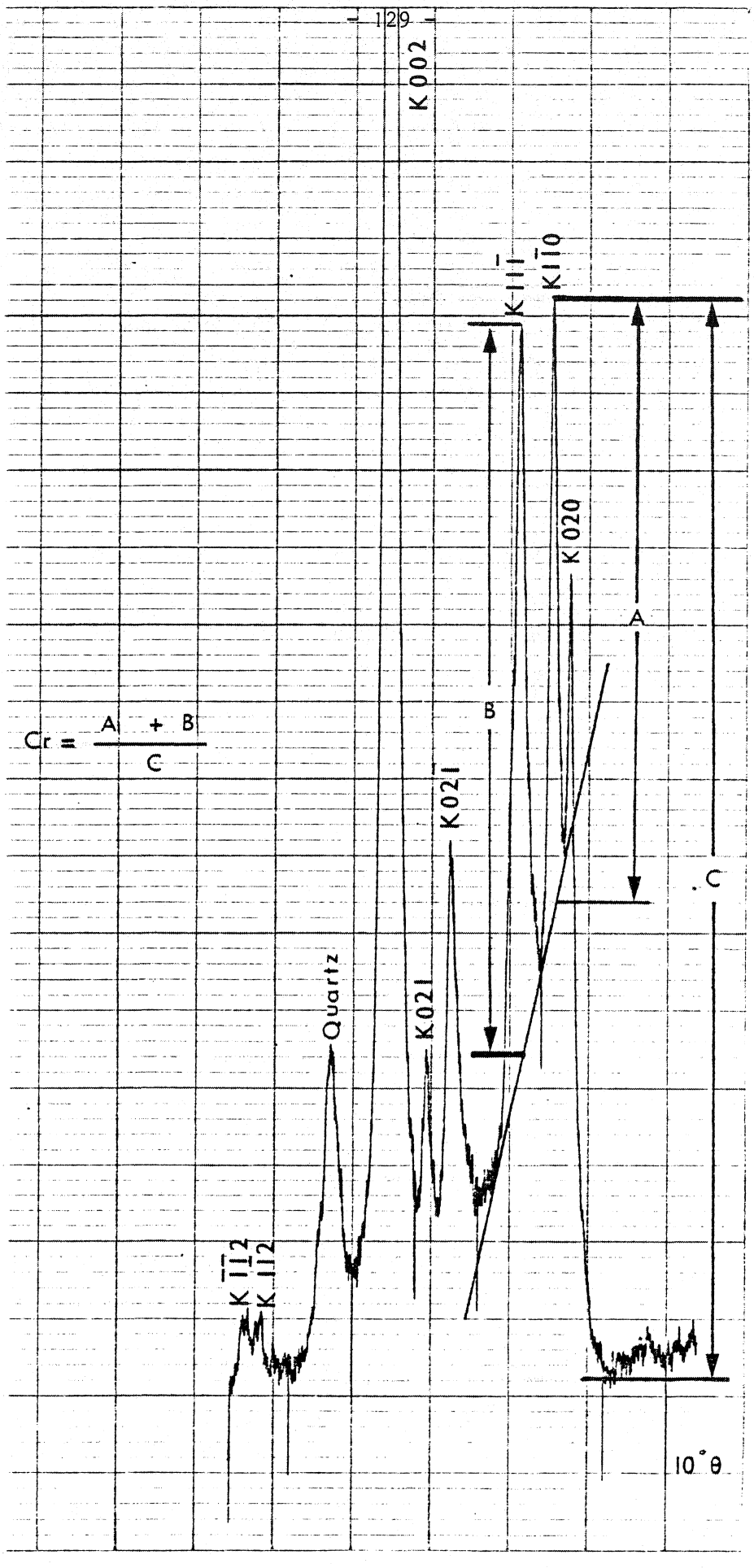


FIGURE 41 : MESURE DE L'INDICE DE CRISTALLINITÉ.

Le mode opératoire a été fixé après avoir testé l'influence de trois facteurs qui auraient pu modifier les diffractogrammes (BELLION, 1975) :

- Influence du caractère aléatoire de l'émission X : un même échantillon est passé dix fois de suite sans le sortir du porte-objet.
- Influence de la façon dont l'argile désorientée a été placée dans le porte-objet : un même échantillon est passé huit fois de suite après démoulage en limitant au maximum les effets de tassement.
- Influence de la confection des boulettes (six boulettes provenant d'un même échantillon sont pulvérisées et examinées successivement).

Les résultats obtenus ont montré que l'essentiel des fluctuations est dû à l'appareillage. Le coëfficient de variation global (rapport de l'écart type sur la moyenne X 100) est voisin de 4%, la confection des boulettes et le léger tassement de l'échantillon ne modifient pas ce chiffre de façon significative. Compte tenu de ces remarques, il a été réalisé une seule boulette par échantillon étudié, une fraction de cette boulette a été examinée aux rayons X à trois reprises chaque fois après démoulage. L'indice de cristallinité est la moyenne des mesures obtenues sur ces trois diffractogrammes.

II - LES RESULTATS.

Dans le tableau 29 figurent les indices de cristallinité de chaque échantillon ainsi que sa nature (granite, aplite, kaolin remanié...) sa position dans le gisement (profondeur, proximité des veines de quartz), son degré de décomposition (P 5 μ), son comportement en suspension aqueuse (floculation, dispersion) et enfin le type morphologique en microscopie électronique.

Ces indices ont été regroupés en cinq classes (histogramme fig. 42) définies d'après les résultats obtenus par HINCKLEY (1963) :

0,3 → 0,5 : très mauvaises cristallinités
0,5 → 0,7 : mauvaises cristallinités
0,7 → 0,9 : cristallinités moyennes
0,9 → 1,1 : bonnes cristallinités
1,1 → 1,3 : très bonnes cristallinités.

Parmi les deux premières classes, la nature des échantillons et leurs caractéristiques sont très variées :

- deux échantillons correspondent à un remplissage de fissure dans la veine N 40°;
- trois échantillons ont été prélevés au même endroit (Est de Kerourant) et sont de nature différente (aplite kaolinisée, granite kaolinisé, kaolin remanié) ;
- deux échantillons contiennent du feldspath résiduel en abondance ;

ECHANTILLON	NATURE	LOCALISATION	PROFONDEUR	P 5 µ	Cr.	FLOCULATION	TYPE MORPHOLOGIQUE
KH 1003	GRANITES KAOLINISES SANS FELDSPATHS RESIDUELS	loin des failles	- 2 m	28,37	1,00	+	-
KH 1007			- 14 m	21,20	0,978	+	2
KH 1008			- 10 m	26,57	0,869	+	-
KH 1010			- 12 m	26,55	1,130	+	2
KH 1011			- 8 m	23,91	0,911	+	1
KH 1012			- 2 m	23,72	0,766	+	1
KP 1002			- 6 m	24,38	0,910	+	3
KG 1004			- 18 m	22,65	0,991	+	1
KG 1005			- 16 m	22,51	0,846	+	3
KG 1006			- 15 m	20,96	1,248	+	1
KG 1008			- 4 m	22,13	0,807	+	-
KO 1001		à proximité des failles	- 2 m	23,10	0,790	+	-
KH 1009			- 2 m	30,78	0,869	+	2
KH 1013			- 6 m	20,20	0,760	-	4
KG 1012			- 2 m	27,77	0,926	+	1
KG 1024			- 12 m	36,22	0,817	+	-
KH 1001		au contact des failles	- 2 m	24,13	1,061	+	-
KH 1005			- 2 m	33,65	0,982	+	-
KO 1005			- 2 m	33,12	0,900	+	1
KG 1002			- 2 m	24,75	0,893	+	1
KG 1010			- 30 m	22,92	0,960	+	1
KY 1001	GRANITES KAOLINISES A FELDSPATHS RESIDUELS	loin des failles	- 15 m	9,88	0,569	-	3
KY 1003			- 3 m	9,26	0,921	-	-
KO 1003			- 2 m	14,73	0,532	-	3
KO 1007			- 2 m	14,21	1,225	+	3
KG 1014			- 4 m	17,09	0,805	+	3
KG 1015			- 5 m	19,87	0,775	+	3
T_6		à proximité des failles	- 9 m	12,90	0,640	-	4
KL 1001			- 10 m	15,13	1,239	+	1
KH 1006			- 12 m	11,35	0,833	+	2
KG 1001		contact failles	- 25 m	19,38	0,723	-	3
KL 1002	APLITE KAOL. ss Fd.	loin des failles	- 20 m	18,40	0,764	-	3
KG 1016			- 6 m	19,70	0,674	+	3
KG 1009			- 2 m	19,91	0,824	+	3
KY 1005	APLITE KAOLINISEE A Fd.	loin des failles	- 1 m	11,23	0,744	-	3
KO 1002			- 2 m	11,61	0,623	-	3
KO 1006			- 2 m	14,18	0,900	+	1
KO 1008			- 2 m	13,29	0,751	-	3
KH 1002	REMANIEMENTS	près faille	0 m	24,02	0,898	-	1
KP 1001		loin faille	0 m	36,29	0,935	+	3
KO 1004		loin faille	0 m	37,44	0,437	-	4
KO 1009		loin faille	0 m	47,42	0,749	+	3
T_1		près faille	0 m	28,48	0,757	-	4
KY 1002	CONTACT MICASCH.	loin failles	- 2 m	11,61	0,725	-	4
KY 1004			- 1 m	19,07	0,759	-	4
KY 1006			- 1 m	18,00	0,866	-	-
KG 1011	FISS.	contact failles	- 2 m	67,66	0,394	-	4
KH 1004			- 2 m	77,43	0,576	-	4

TABLEAU 29 : INDICES DE CRISTALLINITÉ (Cr.)
ET CARACTÉRISTIQUES DU KAOLIN.

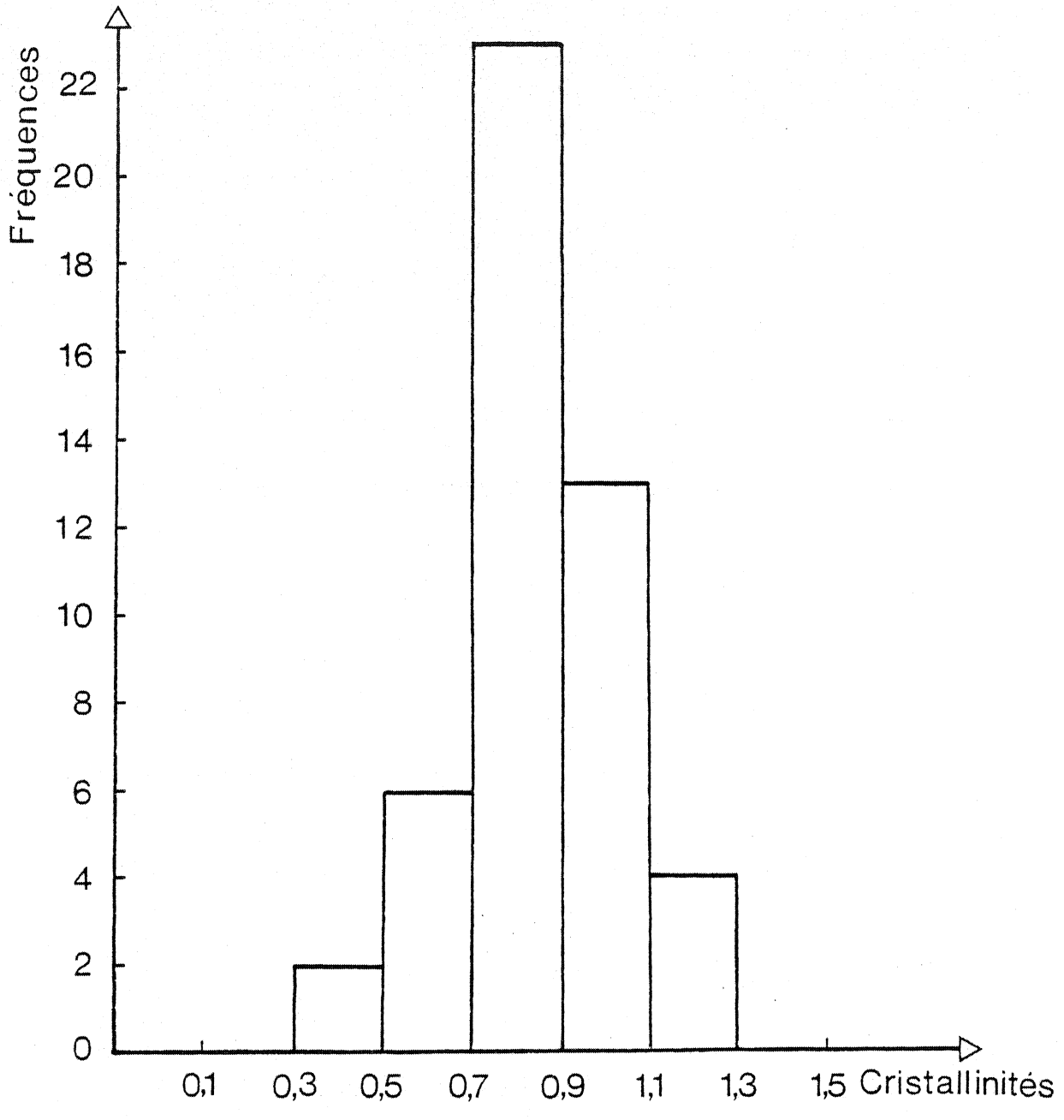


FIGURE 42 : HISTOGRAMME DE RÉPARTITION DES CRISTALLINITÉS DANS LE GISEMENT DE PLOËMEUR.

- à l'inverse, une aplite entièrement kaolinisée appartient également à ces mauvaises cristallinités.

La classe des cristallinités moyennes est de loin la mieux représentée. Les échantillons sont également très divers par leur nature, leur degré de décomposition, leur position dans le gisement. Dans le cas des bonnes cristallinités, les mêmes variations s'observent.

Les très bonnes cristallinités (> 1,1) sont rares ; parmi celles-ci se trouvent deux kaolins à feldspaths résiduels mais également deux kaolins sans feldspaths.

Les paramètres statistiques se rapportant à cette distribution sont les suivants :

- la moyenne $\overline{x}$:

$$\overline{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} ni\ xi = 0,846$$

- l'écart type :

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (xi - \overline{x})^2} = 0,182$$

- le coëfficient de variation γ :

$$\gamma = \frac{\sigma}{\overline{x}} = 21,5\%.$$

Un test d'ajustement à la loi normale (centrée, réduite) a été appliqué à cette distribution ; ce test fondé sur la loi du χ^2 de Pearson s'est avéré significatif au seuil de 95% car le χ^2 observé (1,87) est bien inférieur au χ^2 théorique (5,99).

La distribution des cristallinités dans le gisement suit donc une loi normale dont les paramètres: E(x) et σ(x), peuvent être estimés à partir des mesures effectuées ; la moyenne calculée $\overline{x}$ peut être considérée comme un estimateur de E(X) dont la vraie valeur se trouve située à l'intérieur d'un intervalle de confiance défini par :

$$\overline{x} - t\frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad \text{et} \quad \overline{x} + t\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$

(au risque $\alpha = 0,05$; t est égal à 1,96)

soit : $0,795 < E(x) < 0,897$

l'estimation de l'écart type est donnéepar la formule :

$$s = \sqrt{\frac{n}{n-1}} \cdot \sigma = 0,184$$

on constate que la différence est négligeable car la taille de l'échantillon statistique est suffisamment importante (n > 30).

III - CRISTALLINITE ET RELATIONS D'INTERDEPENDANCE.

1) Cristallinité et position dans le gisement.

a) *Influence de la profondeur.*

Les échantillons ont été groupés en trois classes suivant la profondeur à laquelle ils ont été prélevés (tableau 30). Ces classes sont inégales (les échantillons prélevés entre 0 et 2 m sont les plus nombreux) mais on peut cependant remarquer (fig. 43) que la distribution des cristallinités est sensiblement identique dans les trois cas. Le maximum de fréquence est toujours compris entre 0,7 et 0,9.

Un test d'indépendance statistique (fondé sur la loi du χ^2 de Pearson) a été appliqué à cette distribution. Le χ^2 calculé (4,43) est bien inférieur au χ^2 théorique pour un nombre de degré de liberté (ν) égal à 8 et au seuil de 95%(15,5). L'hypothèse de l'indépendance est donc retenue ; on ne peut donc pas correler ces deux caractères.

CR	0,3 0,5	0,5 0,7	0,7 0,9	0,9 1,1	1,1 1,3	TOTAL
0 → - 2 m	2 (1)	3 (3,3)	13 (12,5)	7 (7)	1 (2.2)	26
- 2 m → - 10 m	0 (0,5)	2 (1,4)	5 (5,2)	3 (3)	1 (0,9)	11
- 10 m → - 30 m	0 (0,5)	1 (1,4)	5 (5,2)	3 (3)	2 (0,9)	11
TOTAL	2	6	23	13	4	48

entre parenthèses : effectifs théoriques si les évènements sont indépendants.

TABLEAU 30 : RÉPARTITION DES CRISTALLINITÉS EN FONCTION DE LA PROFONDEUR.

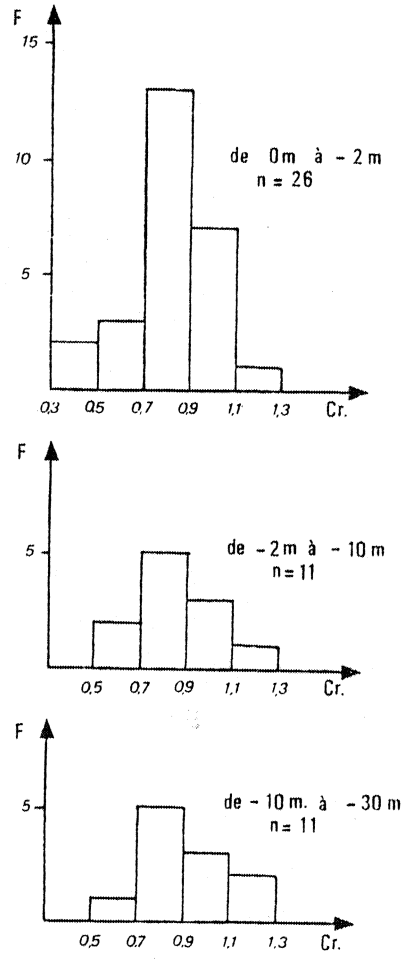


FIG.43 : CRISTALLINITE ET PROFONDEUR :

NEUZIL et al. (1973) ont tenté de relier la cristallinité de la kaolinite du gisement de Masovice en Bohême avec la profondeur de l'échantillon ; ils ont disposé de six sondages de 0 à - 24 mètres (les cristallinités ont été mesurées sur 76 échantillons). Les cristallinités moyennes à médiocres (0,4 à 0,8) se répartissent de façon aléatoire à toutes les profondeurs ; si quelques très mauvaises cristallinités se trouvent aux environs de - 20 mètres, et quelques très bonnes proches de la surface, la tendance à l'accroissement de la cristallinité vers la surface signalée par ces auteurs semble peu convaincante.

b) Influence de la proximité des veines de quartz.

Ici encore, le maximum de fréquence se trouve situé dans la même classe 0,7-0,9 (les cinq échantillons correspondant à un remaniement de surface n'ont pas été pris en compte). Les résultats figurent dans le tableau 31 et l'histogramme de fréquence (fig. 44).

CR	0,3 0,5	0,5 0,7	0,7 0,9	0,9 1,1	1,1 1,3	TOTAL
loin des veines	0 (0,6)	4 (3,8)	13 (12,6)	7 (7,5)	3 (2,5)	27
à proximité des veines	1 (0,4)	2 (2,2)	7 (7,4)	5 (4,5)	1 (1,5)	16
TOTAL	1	6	20	12	4	43

entre parenthèses : effectifs théoriques si les évènements sont indépendants.

▲ TABLEAU 31 : RÉPARTITION DES CRISTALLINITÉS EN FONCTION DE LA PROXIMITÉ DES VEINES DE QUARTZ.

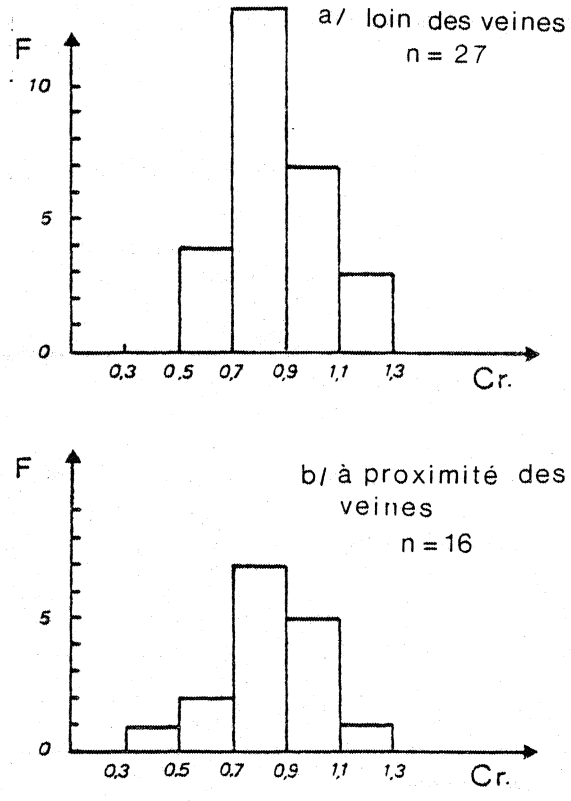


FIG. 44 : CRISTALLINITE ET PROXIMITE DES VEINES DE QUARTZ.

Ces résultats vont à l'encontre de ceux publiés par EXLEY (1964) qui voyait dans les massifs granitiques kaolinisés du Sud-Ouest de l'Angleterre, une tendance à l'amélioration de la cristallinité à l'approche des veines de quartz. Cependant, les deux indices utilisés par EXLEY (rapport des hauteurs des raies à 3,57 et 4,46 Å multiplié par leur largeur à mi-hauteur, et rapport des surfaces de ces raies) sont sujets à des fluctuations importantes liées à l'orientation préférentielle de la kaolinite, suivant ses plans ool. De plus, la présence d'autres minéraux tels que le quartz et le mica en quantité appréciable n'est pas sans influence sur la mesure ; enfin, le trop faible nombre d'échantillons étudiés (quatre en moyenne par massif) ne permet pas de tirer des conclusions définitives quand on connaît la variabilité de la cristallinité dans un même gisement.

2) Cristallinité et degré de décomposition.

Les échantillons ont été regroupés en deux classes : kaolins à feldspaths résiduels et kaolins sans feldspaths. Les échantillons remaniés ainsi que les remplissages de fissure ont été exclus. Dans le tableau 32 , on peut constater que les bonnes cristallinités (> 0,9) sont plus nombreuses parmi les kaolins sans feldspaths (∿ 50% des cas) que parmi les kaolins à feldspaths résiduels (25% des cas). Cependant le test d'indépendance du χ^2 s'est avéré positif : χ^2 observé = 6,53 < χ^2 limite pour α = 0,05 qui est de 7,82.

CR	0,5 0,7	0,7 0,9	0,9 1,1	1,1 1,3	TOTAL
Kaolins à Feldspaths	4 (1,9)	8 (7,8)	2 (4,7)	2 (1,6)	16
Kaolins sans Feldspath	1 (3,1)	12 (12,2)	10 (7,3)	2 (2,4)	25
TOTAL	5	20	12	4	41

entre parenthèses : effectifs théoriques si les évènements sont indépendants.

TABLEAU 32 : RÉPARTITION DES CRISTALLINITÉS EN FONCTION DU DEGRÉ DE DÉCOMPOSITION.

On remarque qu'à Ploëmeur, il ne peut être fait de corrélation entre l'indice de cristallinité et le degré de décomposition et que des kaolins très riches en feldspaths résiduels (KL 1001, KO 1007) ont néanmoins des indices de cristallinité élevés.

Il semblerait donc hasardeux de suivre EXLEY (1964) qui écrivait : "Kaolinite having room to crystallise in a suitably wet environment, over a long period has a higher degree of order than kaolinite in fresh rock where attack had only just started", ainsi que celle de NEUZIL (1973) qui écrit "the crystallinity degree increases towards the surface with advancing kaolinisation of plagioclase and subsequently of potassium feldspars".

3) Cristallinité et nature de la roche mère.

Les granites kaolinisés ont en moyenne une cristallinité plus élevée (0,90) que celle des aplites kaolinisées (0,75). Les échantillons provenant de filons d'aplite étant trop peu nombreux (7) pour que cette constatation devienne une certitude, il n'en reste pas moins possible que la nature de la roche mère puisse avoir une certaine influence sur le degré de cristallinité.

4) Relations entre la cristallinité et certains autres caractères physico-chimiques.

a) Cristallinité et température du pic endothermique de l'A.T.D.

La courbe (fig. 45) montre les relations qui existent entre ces deux caractères. Elle tend vers une valeur limite (630°-640° C) pour les meilleures cristallinités, les cristallinités les moins bonnes correspondant à des kaolins qui ont un pic endothermique dont le sommet se situe à des températures plus basses (∿ 550° C).

Cette relation, déjà signalée par GRIMSHAW et al. (1945) a été récemment précisée par SMYKATZ-KLOSS (1975) qui a obtenu une courbe de répartition analogue à partir d'une série d'échantillons d'origines et de cristallinités variées.

La dépendance entre les deux caractères peut trouver son explication dans le fait que les kaolinites désordonnées possèdent de par leurs imperfections cristallines, une cohésion moins forte entre les feuillets exigeant donc une énergie thermique moindre pour une même réaction de deshydroxylation.

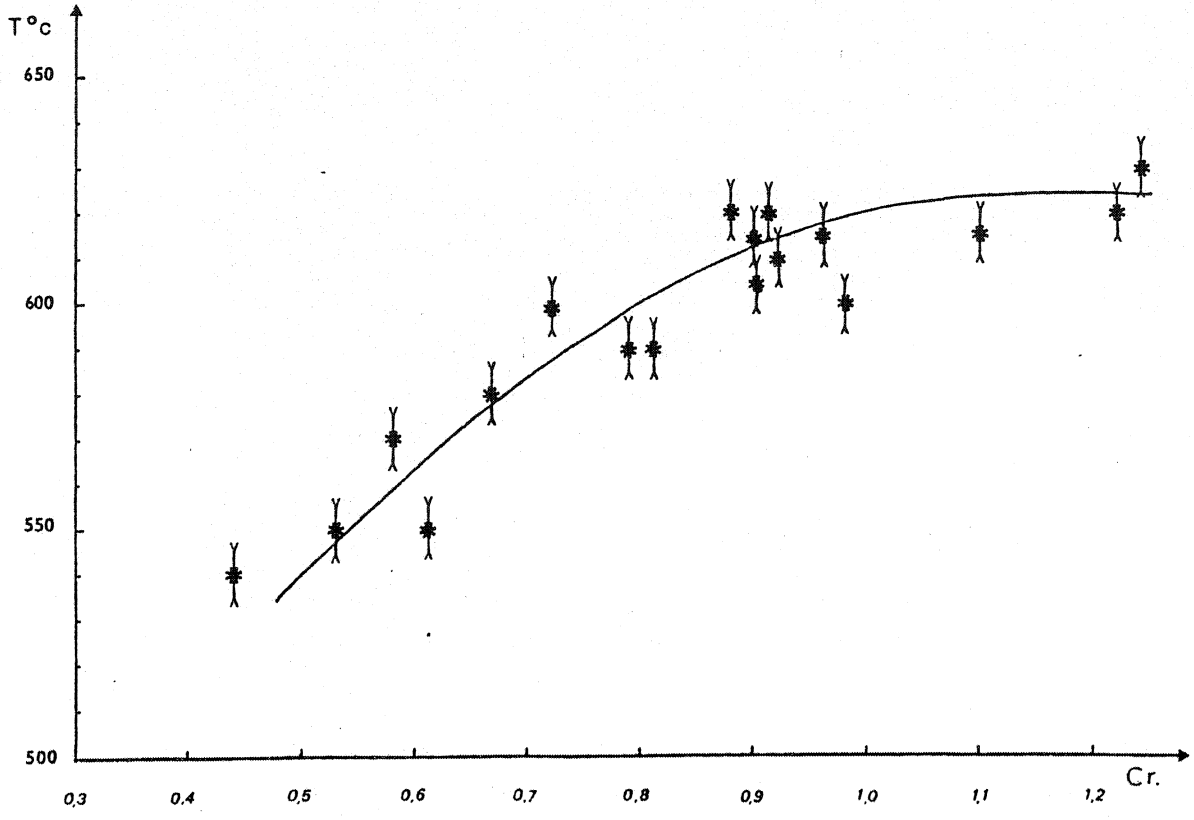


FIGURE 45 : CRISTALLINITÉ ET TEMPÉRATURE DU PIC ENDOTHERMIQUE DE L'A. T. D.

b) Cristallinités et morphologies.

Dans le tableau 33 et les histogrammes (fig. 46) ont été portés les types morphologiques précédemment définis et les indices de cristallinité. Il apparaît que ces deux paramètres ne sont pas indépendants. Les hexagones bien formés (type 1 et 2) se rencontrent plus volontiers parmi les bonnes cristallinités : le maximum de fréquence se trouve situé dans la classe 0,9-1,1 ; les hexagones peu nets (type 3) sont bien représentés dans la classe 0,7-0,9 correspondant aux cristallinités moyennes ; enfin, les kaolinites sans formes géométriques définies, ne possèdent que des cristallinités médiocres ou mauvaises. Le test d'indépendance de Pearson s'est avéré négatif, le χ^2 observé : 21,33 est bien supérieur au χ^2 limite (pour $\nu = 8$ et $\alpha = 0,05$) qui est de 15,5.

CR	0,3 0,5	0,5 0,7	0,7 0,9	0,9 1,1	1,1 1,3	TOTAL
type 1 et 2	0 (0,8)	0 (2,3)	5 (6,9)	7 (3,5)	3 (1,5)	15
type 3	0 (0,8)	4 (2,5)	9 (7,4)	2 (3,7)	1 (1,6)	16
type 4	2 (0,4)	2 (1,2)	4 (3,7)	0 (1,8)	0 (0,9)	8
TOTAL	2	6	18	9	4	39

entre parenthèses: effectifs théoriques si les évènements sont indépendants.

▲ TABLEAU 33 : RÉPARTITION DES CRISTALLINITÉS EN FONCTION DE LA MORPHOLOGIE.

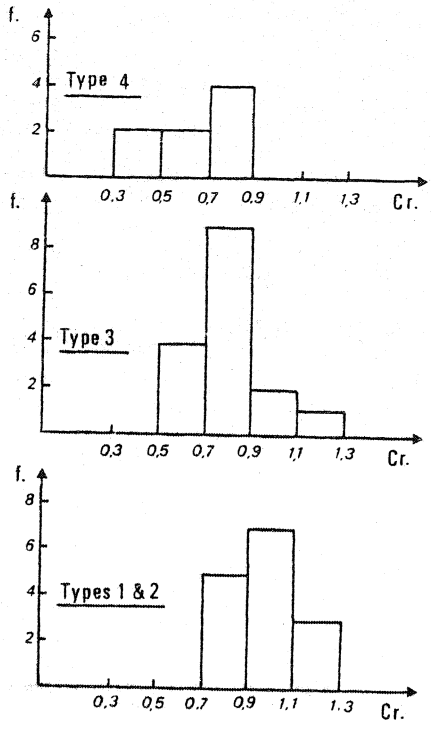


FIG. 46 : CRISTALLINITE ET MORPHOLOGIE ▶

Les relations entre la morphologie et la cristallinité ont été recherchées par de nombreux auteurs. Pour certains (ROBERTSON, 1954 ; ENGELHARDT, 1954 ; OBERLIN, 1961 ; FLEURANCE et NICOLAS, 1964), il paraît difficile voire même impossible de relier les degrés de perfection cristalline et les morphologies, pour d'autres au contraire, MURRAY et LYONS (1956), BRINDLEY et al. (1963, 1966), O'BRIEN et ORLOPP (1964), il existerait une corrélation entre la forme des particules et leur cristallinité.

En ce qui concerne la kaolinite de Ploëmeur, il y a une relation de dépendance nette entre ces deux caractères, cependant, quelques échantillons font exception ce qui ferait penser à la suite de O'BRIEN et ORLOPP (op. cit.) que la morphologie en hexagones bien nets pourrait être influencée par d'autres facteurs que la perfection dans l'empilement des feuillets de la kaolinite.

c) *Cristallinité et floculation.*

- Les faits :

Il avait été remarqué lors de la préparation des échantillons (séparation de la fraction fine) que certains d'entre eux floculaient spontanément dans le récipient où ils étaient recueillis.

Cette propriété a été ensuite testée systématiquement (à raison de 5 g de kaolin brut, tamisé à 50 µ, pour 100 cc d'eau distillée).

L'histogramme (fig. 47) montre qu'il existe une tendance nette à la floculation pour ceux des échantillons qui possèdent une cristallinité moyenne ou bonne. Inversement, les échantillons ayant une mauvaise cristallinité sont enclins à se disperser naturellement, la séparation entre les deux groupes se produisant pour des valeurs voisines de 0,8. Il existe cependant quelques exceptions : trois échantillons de cristallinité supérieure à 0,8 sont dispersés : il s'agit de KH 1002 (kaolin remanié) et de KY 1006 et KY 1003 (contact avec les micaschistes). Cinq échantillons ayant une cristallinité inférieure à 0,8 sont floculés, ce sont : KH 1015, KG 1016 (kaolins à feldspaths résiduels) KH 1012, KO 1001 (kaolins sans feldspaths) et KO 1009 (kaolin remanié en surface).

Le test d'indépendance de Pearson s'est avéré négatif, on peut donc en déduire qu'il existe bien une relation entre ces deux caractères. Le χ^2 observé (22,8) est supérieur au χ^2 théorique (21,6) pour $\alpha = 0,01$.

- Interprétation :

Chaque particule d'argile en suspension possède un "environnement ionique" : les surfaces des cristallites dans le cas général ou encore les faces latérales limitant l'extension des feuillets dans le cas de la kaolinite, sont occupées par des cations ou des anions dont les charges ne sont pas systématiquement compensées. Il se crée, grâce à la dissociation ionique de l'eau, une double couche électrique autour du cristallite (VAN OLPHEN, 1963).

Lorsque deux particules mues par leurs mouvements browniens arrivent à proximité l'une de l'autre, elles vont naturellement se repousser par le jeu de leurs forces électrostatiques.

D'autres forces entrent en compétition, ce sont les forces de Van der Waals (somme des attractions interatomiques) : lorsqu'elles demeurent suffisamment faibles au regard des forces électrostatiques, la suspension est à l'état dispersé; lorsqu'au contraire, les forces de répulsion sont plus faibles que les forces de Van der Waals, la suspension flocule.

Les particules ayant une mauvaise cristallinité possèderaient donc un potentiel électrostatique répulsif beaucoup plus important du fait de l'imperfection du réseau cristallin et du déséquilibre de charge pouvant en résulter.

L'environnement ionique des kaolinites bien cristallisées est au contraire beaucoup moins intense (proche de la neutralité) et les forces attractives de Van der Waals l'emportent sur la répulsion : la suspension flocule.

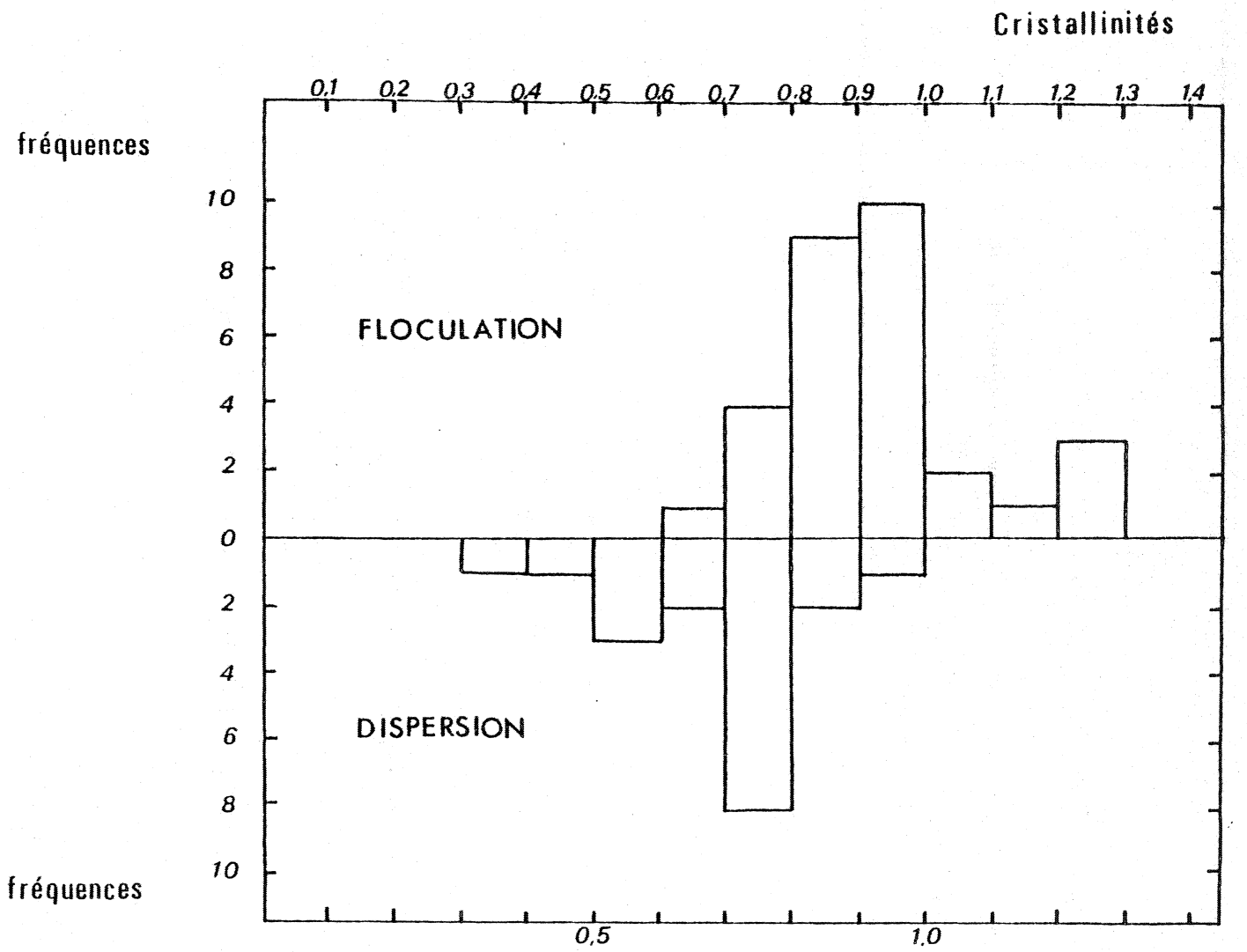


FIGURE 47 : CRISTALLINITÉ ET FLOCULATION.

Cette hypothèse est corroborée par les mesures de capacité d'échange effectuées par MURRAY et LYONS (1960) : elles sont bien supérieures (dans un rapport de 1 à 4) dans le cas des kaolinites mal cristallisées. Une corrélation similaire est obtenue avec les mesures de surfaces spécifiques beaucoup plus importantes ($\sim$ 25 g/m^2) pour les kaolinites mal cristallisées que pour les kaolinites bien cristallisées ($\sim$ 10 g/m^2). Ces auteurs ont également montré que les viscosités étaient d'autant plus élevées que l'indice de cristallinité était bas.

IV - RESUME SUR LA CRISTALLINITE.

La répartition des indices de cristallinité dans le gisement de Ploëmeur peut être assimilée à une loi normale de moyenne 0,846, d'écart type 0,18 et dont le coëfficient de variation est de 21,5%.

Il n'existe pas de relation évidente entre la cristallinité et la profondeur à laquelle a été prélevé l'échantillon, la proximité des veines de quartz, le degré de décomposition de la roche, par contre, la nature de la roche mère (granite ou aplite) semblerait jouer un rôle.

La cristallinité est en relation avec la température du pic endothermique de l'A.T.D., avec la morphologie des particules, avec la faculté de floculer. Le désordre dans le réseau conditionne de ce fait certaines propriétés physiques (morphologies, floculation) chimiques (capacité d'échange) et technologiques (viscosité, surfaces spécifiques).

D - CONCLUSIONS.

La fraction < 5 µ du kaolin de Ploëmeur est caractérisée :

- par des courbes A.T.D. typiques du groupe de la kaolinite mais dont la position du pic endothermique peut varier dans une fourchette comprise entre 540° et 630° C.
- par une grande variabilité dans les morphologies des particules qui peuvent aussi bien se présenter sous forme de cristallites hexagonaux parfaits, que sous forme de particules mal définies à contours flous. Des tubes d'halloysite n'ont été rencontrès que dans cinq échantillons.
- par un indice de cristallinité dont les valeurs s'échelonnent entre 0,39 et 1,25.
- par une aptitude très inégale à la floculation.

Si l'indice de cristallinité peut rendre compte des fluctuations de tous ces caractères, il semble être totalement indépendant des conditions de gisement.

CINQUIEME PARTIE :

L'ORIGINE DU KAOLIN

Dans cette cinquième partie, après un rappel rapide des facteurs de la kaolinisation, seront présentés les arguments qui sont généralement utilisés pour démontrer l'origine des kaolins. Ces arguments seront discutés en fonction des observations et des mesures effectuées à Ploëmeur afin d'apporter une réponse à la question posée au départ.

I - LES FACTEURS DE LA KAOLINISATION.

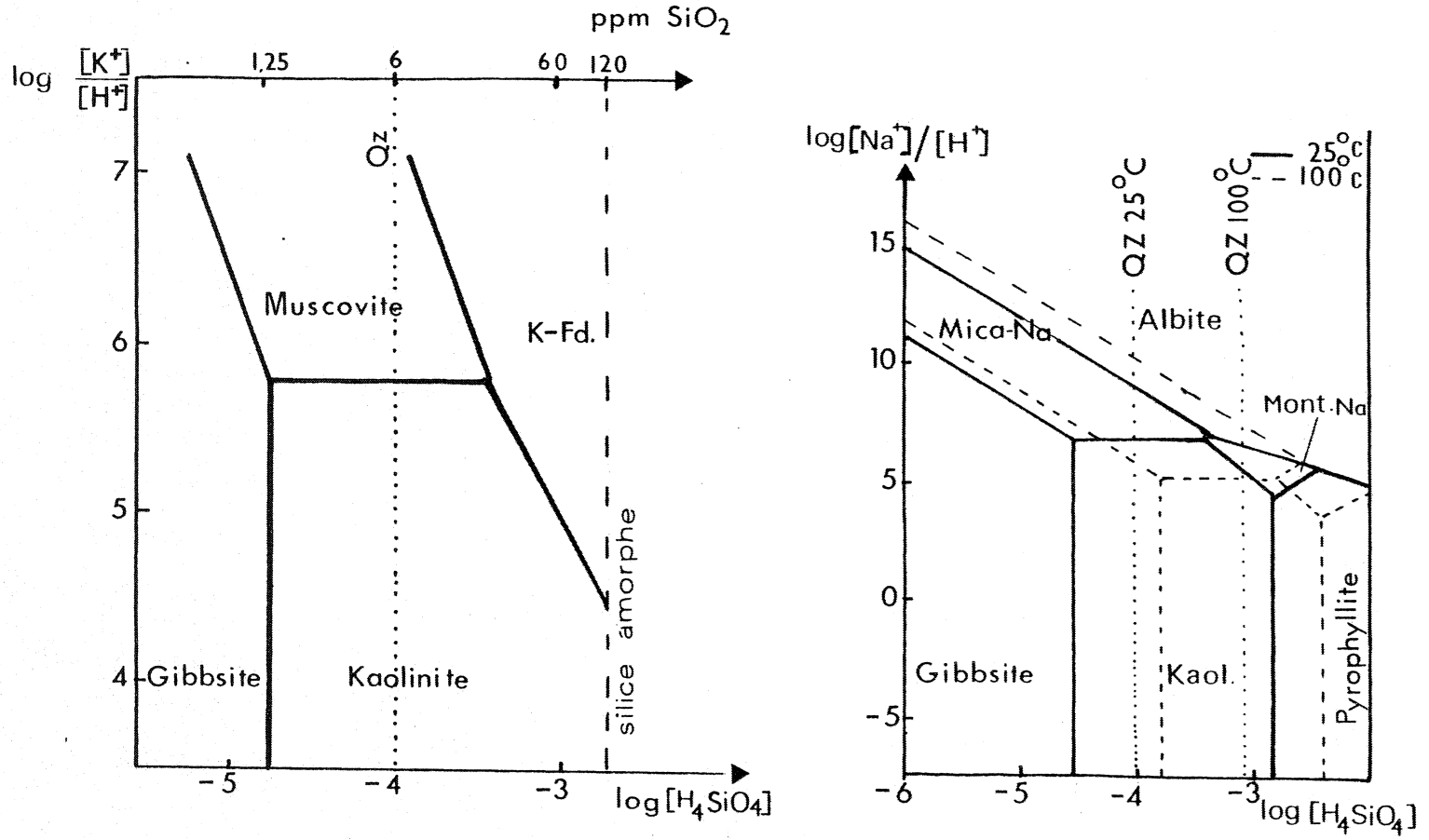
Les conditions de formation de la kaolinite ont été précisées à partir de l'observation des paragenèses existant dans le milieu naturel et aussi, par de nombreuses études : les premières synthèses de la kaolinite par NOLL (1936) et GRÜNER (1944), les travaux expérimentaux sur l'altération dont ceux de CORRENS et ENGELHARDT (1938) puis de PEDRO (1958), HEMLEY (1959), LAGACHE, WYART, SABATIER (1961), HEMLEY et JONES (1964), les approches thermodynamiques de GARRELS et CHRIST (1965), de HELGESON (1968, 1969) puis de FRITZ et TARDY (1976) et enfin de FOUILLAC, MICHARD, BOCQUIER (1977). Ces recherches ont montré que le développement de la kaolinite était soumis à trois facteurs principaux :

- Les rapports d'activité des ions $\frac{[Na^+]}{[H^+]}$, $\frac{[K^+]}{[H^+]}$, $\frac{[Ca^{++}]}{[H^+]^2}$, dans la solution d'attaque.
- Le pH de cette solution
- La température des réactions.

La voie supergène et la voie hypogène peuvent être envisagées et les exemples de diagramme d'équilibre (fig. 48) l'attestent ; d'ailleurs, les deux types de gisements existent dans la nature. Les contraintes géochimiques qu'imposent les conditions de stabilité de la kaolinite sont résolues différemment.

1) La concentration des ions dans la solution d'attaque.

Ce facteur intervient directement dans les rapports d'activités des ions qui conditionnent la nature du produit néoformé. Les teneurs en Ca^+, Fe^{++}, Mg^{++}, K^+, Na^+ dans la solution de départ doivent être faibles et la diffusion dans la roche suffisamment rapide pour que leur concentration n'augmente pas. Si le flux hydrothermal diminue ainsi que l'agressivité des solutions, la kaolinite n'est plus stable et l'on assiste au développement d'autres minéraux argileux correspondant à des états d'équilibre différents (smectites, chlorites, etc...) la conséquence en est la zonation minéralogique des gisements hydrothermaux. Il n'y a pas réellement évacuation des ions, mais déplacement (vertical ou latéral) de ceux-ci à la péri-



DIAGRAMMES D'EQUILIBRE DANS LES SYSTEMES : Al_2O_3, H_4SiO_4, K_2O, H_2O ET Al_2O_3, H_4SiO_4, Na_2O, H_2O (D'APRES GARRELS ET CHRIST, 1965 ; IN DROUBI ET AL, 1976).

phérie de la zone d'émission par le flux hydrothermal. Le processus peut être assimilé à l'action d'un "repoussoir". Dans le cas d'une altération supergène, la concentration en ions dans la solution est contrôlée par plusieurs facteurs :

- le premier est naturellement leur abondance dans la roche mère ;
- le second est l'importance des précipitations qui maintient les concentrations des ions alcalins dissous à un faible niveau ;
- le troisième est la présence d'une nappe phréatique qui joue un rôle de régulation : par son écoulement (évacuation des ions solubles) et par son volume (dilution des concentrations) ;
- le quatrième facteur fondamental est l'existence d'un bon drainage ; il établit d'ailleurs un trait d'union entre les deux précédents.

2) Le pH.

Il doit être impérativement acide, l'analyse des fluides hydrothermaux actuels provenant de forages profonds en Islande, montre qu'ils ont pratiquement tous des pH supérieurs à 7 voire même à 9 (ARNORSSON et al., 1969). Au Japon, des résultats analogues ont été obtenus ; les manifestations hydrothermales nettement acides constituent l'exception (NAKAMURA, 1969). Sans vouloir nier leur existence, il semble bien que ces solutions acides susceptibles de kaoliniser l'encaissant soient moins répandues que l'on pourrait le supposer à priori. On note en outre, que dans le cas d'altérations hydrothermales acides, le pH des solutions augmente régulièrement depuis la source des fluides jusqu'aux enveloppes les plus externes de la zone altérée (on retrouve là un des phénomènes responsables de la zonation minéralogique particulière à ce type de gisement ainsi que nous le verrons plus loin).

En domaine supergène, un pH acide ne peut être obtenu par la seule présence d'acide carbonique dissous, d'autant que sa concentration selon MILLOT (1964) diminuerait avec la température. L'apport essentiel semble être fourni par l'activité organique sous forme d'acides humiques (d'où l'importance du couvert végétal) ; le rôle d'anions minéraux tels que SO_4^{--} peut ne pas être négligeable.

L'inertie de la nappe prévient l'augmentation du pH résultant des réactions d'hydrolyse.

3) La température.

Ce facteur ne conditionne pas l'existence même de la kaolinite (car elle est stable et susceptible de se former à basse température) mais la cinétique de

la réaction est telle que son développement en climat tempéré est limité, par contre il se généralise dans la zone tropicale ; l'indice d'un climat très hydrolysant de type tropical humide est fourni par l'altération directe de biotites en kaolinite (MILLOT, 1964 ; TARDY, 1969).

Les vitesses d'hydrolyse dans le cas d'une altération hydrothermale sont bien entendu considérablement augmentées mais selon DROUBI et al. (1976) dans le cas où le milieu est faiblement renouvelé, une augmentation de température (de 25° à 100° C) diminue la quantité de feldspaths dissous et celles des minéraux secondaires formés.

En résumé, les résultats thermodynamiques indiquent clairement que la kaolinisation peut être hypogène ou supergène. La discussion sur l'origine des gisements devra s'appuyer essentiellement sur leurs caractères géométriques et minéralogiques ou faire appel à certaines particularités des kaolinites qu'ils contiennent.

II - LES ARGUMENTS UTILISES POUR DEMONTRER L'ORIGINE DES KAOLINS.

1) Morphologie des gisements et profondeur atteinte par la kaolinisation.

La morphologie du gisement est bien entendu le premier critère accessible. Pour BRISTOW (1968, a), une forme conique ou en entonnoir serait caractéristique d'une altération hydrothermale : les fluides provenant souvent de zones de faiblesse en liaison avec le granite en cours de refroidissement , ces fluides diffuseraient vers la surface en empruntant les failles et les diaclases. KUZVART, (1977) pense également que l'allure en v serait plutôt caractéristique d'un gîte hydrothermal alors qu'une morphologie à tendance tabulaire (étendue en surface) suggérerait une altération supergène.

Des profondeurs supérieures à 250 mètres ont été signalées dans les gisements de Cornouailles anglaise où un sondage va jusqu'à - 400 m à Geevor mine (SHEPPARD, 1977). L'altération supergène peut atteindre des profondeurs importantes : cependant, KONTA (1969, a) et BRISTOW (1977) considèrent la centaine de mètres comme un maximum. En règle générale, une kaolinisation dépassant les 200 m ne peut être le seul fait d'un processus d'altération *per descensum*.

2) Les morts terrains.

La nature des terrains surmontant le granite kaolinisé peut apporter des renseignements et ceci a été utilisé pour défendre l'une ou l'autre des hypothèses. Citons, par exemple, le granite kaolinisé de Carpalla (localité proche de Saint-Austell) décrit initialement par COLLINS (1909). Ce gisement paraissait entièrement scellé par des terrains dévoniens métamorphisés antérieurs à la mise en place du granite. Les schistes dévoniens n'apparaissant pas kaolinisés, il en avait été conclu que la kaolinisation ne pouvait être qu'hydrothermale. En fait, il a été récemment reconnu par BRISTOW (1977) que la cohérence de ces assises n'était due qu'à une intense tourmalinisation développée bien avant la kaolinisation qui n'a donc pu avoir que des effets très discrets sur ce matériel (quand on connaît la très bonne résistance de la tourmaline à l'altération). D'autres gisements dans le voisinage immédiat ont révélé depuis que, lorsque les schistes dévoniens étaient moins tourmalinisés, leur altération était aussi poussée que celle du granite sous-jacent ; ils n'ont donc pas joué le rôle de couche "imperméable" qui leur était attribué. D'autre part, la possibilité de migrations latérales des eaux météoriques enlève beaucoup de poids à l'argument avancé.

KONTA (1969) remarque que jamais il n'a été trouvé de granite sain ou peu altéré reposant de façon continue sur du granite kaolinisé, le seul cas connu l'était en sondage (granite de Saint-Austell) et l'exploitation du gisement a montré qu'il ne s'agissait en réalité que d'un surplomb de granite sain. Pourtant rien ne s'opposerait dans l'hypothèse hypogène à ce que l'on observât de telles situations ; la migration des solutions hydrothermales étant supposée se faire vers le haut, on peut imaginer que leur flux et leur agressivité vont décroître en fonction du chemin parcouru ce qui implique une kaolinisation réduite en surface.

3) La kaolinisation et les zones faillées.

a) Le rôle des failles.

Les gisements de kaolin résultant de l'altération de granite in situ sont localisés très fréquemment dans des zones tectonisées ; certains exemples pris en Europe en sont une illustration : En Espagne : gisements de Lugo et de la Corogne (en Galice) ; en Tchéchoslovaquie : gisement de Karlovy Vary (Ouest de la Bohême) ; en Grande-Bretagne : gisements de Cornouailles ; en France: gisement des Colettes, de Beauvoir (Massif Central), de Berrien, Nozay et Ploëmeur (Bretagne).

Le développement de la kaolinisation dans des zones ayant subi une tectonique vigoureuse et par là même, une fracturation importante a été classiquement relié aux effets thermiques et en particulier aux phénomènes hydrothermaux qui peuvent l'accompagner ou la suivre. Cette hypothèse ainsi que l'importance que l'on doit accorder à de telles manifestations est cependant loin d'être admise par tous, et les partisans d'une origine supergène trouvent au contraire, dans la juxtaposition des deux phénomènes, un argument supplémentaire. En effet, les phases tectoniques successives en compression ou en distention ont induit à l'échelle des massifs de granite comme à celle du minéral, un intense réseau de fractures qui ont été autant de chenaux par lesquels les eaux de surface ont pu pénétrer et entamer le processus de kaolinisation ; celui-ci est d'autant plus actif que le matériel de départ est fragilisé (granulation, microdivision des felspaths).

b) Le rôle des filons de quartz.

Les filons de quartz se sont mis en place dans les zones fracturées à la faveur de périodes de distention. Parmi les partisans d'une origine hydrothermale existent deux interprétations :

- La mise en place des veines de quartz a provoqué la kaolinisation de l'encaissant ; cette hypothèse est défendue par NICOLAS (1956) et BRISTOW (1974).
- La mise en place du quartz est la conséquence de la kaolinisation ; cette hypothèse est avancée par CHAROY (1975).

Ces deux hypothèses qui lient la mise en place des veines de quartz à la kaolinisation seront exposées en détail dans la discussion sur l'origine du gisement de Ploëmeur. Il existe évidemment une troisième hypothèse qui est soutenue par les partisans de l'origine météorique : elle suppose que la mise en place du quartz au terme de l'évolution magmatique n'a pas eu pour conséquence la kaolinisation de l'encaissant. Celle-ci étant intervenue bien postérieurement à la faveur de conditions climatiques favorables.

4) La minéralogie des gisements hydrothermaux.

a) Zonations minéralogiques.

SALES et MEYER (1948) ont, les premiers, tenté de caractériser l'altération provoquée par les veines hydrothermales en proposant une zonéographie dans le gisement de Butte (Montana, U.S.A.). Ils distinguent : au contact de la veine une zone à séricite, puis à kaolinite, à montmorillonite et enfin à chlorite. La séricite se formerait au contact de la veine car les solutions y sont plus chaudes ;

au fur et à mesure qu'elles progressent (en s'éloignant de la veine), leur composition, leur température, évoluent et elles perdent ainsi progressivement leur capacité d'altération.

Des exemples actuels d'altération hydrothermale ont été étudiés par SUMI (1969) dans le district de Matsukawa au Japon. Il décrit une succession de zones grossièrement concentriques à l'affleurement et emboîtées vers la profondeur : autour d'une zone à pyrophyllite (développée antérieurement à des températures supérieures à 300° C) s'ordonnent :

- une zone à alunite ;
- une zone à kaolinite ;
- une zone à montmorillonite ;
- une zone à chlorite (ou à saponite).

Des phénomènes de silicification (en cristoballite ou en quartz) accompagnent systématiquement la néoformation de ces minéraux argileux : de plus, des minéralisations secondaires en pyrite, gypse ou calcite leur sont également associées. La composition des fluides hydrothermaux a pu dans ce cas être déterminée directement car ils sont captés à 900 et 1000 m de profondeur pour alimenter une centrale géothermique. L'analyse chimique a montré qu'ils étaient particulièrement riches en SO_4^{--} et en silice dissoute, leur pH est acide ou neutre, la température mesurée est de 250° c environ (à la sortie du forage, elle n'est plus que de 130° c).

IWAO (1968) décrit également à Ugusu (Japon) une zonation minéralogique : du sommet à la base du profil, on observe :

- une zone silicifiée ;
- une zone à alunite ;
- une zone à pyrophyllite et à kaolinite ;
- une zone à montmorillonite-illite.

Les manifestations hydrothermales dans la ceinture volcanique mexicaine ne présentent pas systématiquement les mêmes zonations, la nature du produit argileux secondaire étant souvent déterminée par la composition particulière des roches altérées :rhyolites, ignimbrites, andésites, basaltes, etc... (KESLER, 1970 ; HANSON, 1975). HANSON et KELLER (1968) ont décrit dans l'altération hydrothermale de volcanites acides (San Luis Potosi, Mexique) une séquence analogue à celle du Japon ; ils ont distingué de la zone la moins altérée à la zone la plus altérée :

- une zone faiblement altérée avec mobilisation et oxydation du fer ;
- une zone à montmorillonite (associée localement à de la cristoballite) ;
- une zone à kaolinite-halloysite avec une faible quantité d'alunite.

L'ensemble est coiffé d'une "cuirasse siliceuse" (brêche silicifiée), les solutions hydrothermales ayant provoqué cette altération sont selon HANSON (1975) riches en H_4SiO_4 et en SO_4^{--} (présence d'alunite).

LOMBARDI et SHEPPARD (1977) dans leur étude des argiles de Tolfa et Cerite en Italie observent également une telle zonation : zone à alunite, à kaolinite (ou à dickite) avec localement des interstratifiés illite-montmorillonite. Des silicifications en calcédoine sont signalées dans le kaolin.

Les gisements hydrothermaux incontestés sont donc caractérisés par une zonation minéralogique systématique (zones à pyrophyllite, alunite, kaolinite, montmorillonite, chlorite, etc...) qui traduit une variation progressive de composition et d'agressivité des fluides au cours de leur migration dans l'encaissant. Ces zones sont le plus souvent coiffées d'entablements silicifiés (Silica gossans). L'origine hydrothermale implique une faible extension du gîte en surface, par contre, les profondeurs atteintes par l'altération peuvent être très importantes (plusieurs centaines de mètres). La présence simultanée de ces caractères dans un gisement constitue, sinon une preuve, du moins une forte présomption de son origine hypogène.

b) Les minéralisation associées.

- La fluorine et la topaze.

La fluorine et la topaze ont été trouvées associées dans un bon nombre de gisements de granite kaolinisé (Cornouailles, Massif Central, Galice, Bohême, etc...), soit sous forme d'inclusions minérales, soit sous forme de filonnets. Ces observations auraient conduit VON BUCH dès 1824 (in NICOLAS, 1956), puis DAUBREE en 1869, à attribuer la kaolinisation à l'action de "fumerolles fluorées succédant à la consolidation du granite". Cependant, EXLEY (1964) a constaté à partir d'une série d'analyses chimiques (roches fraîches et kaolinisées provenant de divers gisements de Cornouailles) qu'il n'existait pas de différences significatives de teneur en fluor entre le granite sain et le granite kaolinisé ; dans certains cas même la teneur au contact des veines était presque deux fois moindre. KONTA (1969) a obtenu des résultats similaires pour le granite de Karlovy Vary (Bohême) ; AUBERT (1969), dans son étude du granite des Echassières, montre également qu'il n'y a aucun enrichissement relatif du kaolin en fluor ; il ajoute qu'il n'existe aucun argument pour associer la kaolinisation et la minéralisation en fluor, ces deux évènements étant indépendants.

- La tourmaline.

La tourmaline existe dans la plupart des gisements de granite kaolinisé : elle se trouve, soit dispersée dans la masse du kaolin, soit associée aux veines de quartz parcourant les gisements. La tourmaline est le minéral pneumatolytique "type" des granites, sa cristallisation survient à partir de fluides enrichis en bore et fluor ; elle peut dans ces roches remplacer la biotite, la coexistence de ces deux minéraux est de ce fait très rare (WELLS, 1946).

La tourmaline apparaît également dans les veines et filons quartzeux du granite, son origine est en ce cas plus tardive et peut s'accompagner d'une greisenisation des épontes ; pour EXLEY (1959) et BRISTOW (1968 a), ces phénomènes sont concomitants et se produisent à des températures que FRONDEL et COLETTE (1957) ont estimées supérieures ou égales à 400° c (sous 1 Kb). Pour un bon nombre d'auteurs, ces phases ont été les précurseurs de la kaolinisation qui leur succèderait dans un processus continu (NICOLAS, 1956 ; EXLEY, 1959, 1964 ; BRISTOW, 1968 a ; LAMEYRE, 1973). EXLEY (1964) et BRISTOW (1977) notent cependant l'absence dans certains gisements de veines tourmalinisées ou de greisens et signalent que dans des secteurs non kaolinisés, existent de telles veines.

Pour d'autres enfin, la tourmalinisation fait partie de l'histoire magmatique du granite, le fait que sa présence soit toujours signalée dans le kaolin n'est dû qu'au chimisme convergeant des roches mères granitiques, la kaolinisation ne s'y développant que lorsqu'elles se trouvent soumises à l'action des eaux météoriques. La tourmaline n'est alors considérée que comme minéral résiduel primaire (KONTA, 1969b; NEUZIL, 1977).

- Les sulfates, les sulfures.

Nous venons de voir l'importance particulière que prenait l'alunite dans les gisements de kaolin hydrothermaux reconnus comme tels ; sa présence massive constitue déjà une indication précieuse mais qui doit être étayée par d'autres observations (géométrique notamment), d'autres arguments (isotopes du soufre) pour conclure à son origine hydrothermale, car l'alunite peut se former dans les zones superficielles par altération météorique (oxydation de sulfures). D'autres sulfates sont parfois présents : du gypse est signalé dans cinq gisements japonais (SUMI, 1969), de la barytine est associé au kaolin de Tolfa en Italie (LOMBARDI et SHEPPARD, 1977).

Des sulfures de fer (pyrite et accessoirement marcassite) ont été souvent trouvés dans les filons de quartz et plus rarement dans le kaolin ; ils sont cependant signalés par KONTA et BOROVEC (1966) dans le gisement de Sedlec (Bohême) où ils restent cantonnés dans les zones superficielles plus riches en matières organiques.

Les sulfures de cuivre (chalcopyrite),de plomb (galène), de zinc (blende), constituent des minéralisations accessoires dans certains gisements dont ceux de Saint-Austell et Tregonning Godolphin en Cornouailles (in SHEPPARD, 1977). Ces minéraux se trouvent le plus souvent dans les veines de quartz d'origine hydrothermale.

- Les autres minéralisations.

+ Les titanés : Leur omniprésence dans les kaolins développés sur granite est un caractère important. Les conditions de formation de ces minéraux et leur origine ont été discutées dans la partie minéraux lourds. Il est apparu que leur seule présence ne peut fournir d'information déterminante sur les conditions de la kaolinisation.

+ L'étain, le wolfram : BRISTOW (1974, 1977) est convaincu qu'il existe un lien entre les minéralisations en cassitérite, wolframite (scheelite) et la kaolinisation. CHAURIS (1969) a étudié tout particulièrement ce problème en Bretagne et n'a signalé qu'une seule occurence de cassitérite dans un granite kaolinisé (Nozay), toutes les autres se trouvaient dans des roches saines : des granites, des aplites ou des filons de quartz. Ces minéraux typiquement pneumatolytiques sont associés au quartz, à la muscovite, à la tourmaline ou au béryl.

- Conclusion.

L'existence des minéraux pneumatolytiques ou hydrothermaux susceptibles d'être trouvés associés au kaolin est contrôlée par le chimisme de la roche mère, les températures de mise en place, la profondeur et la richesse en "volatiles" du résidu mamgatique à partir duquel ils s'élaborent. Il n'est donc pas curieux de trouver dans des roches de composition voisine, des minéralisations semblables. L'ambiguité provient du fait que les roches qui possèdent la faculté intrinsèque de se kaoliniser (pour peu que les conditions soient favorables) sont également celles qui ont atteint un stade de différenciation avancé et qui ont été affectées par la pneumatolyse.

5) La minéralogie des gisements d'origine supergène.

Des exemples de kaolinisation supergène peuvent être pris dans les altérations de granite ou de roches feldspathiques sous climat tropical humide. De très nombreuses études ont porté sur le phénomène de la latéritisation sur les roches cristallines et parmi ceux-ci, il faut citer les travaux de AUBERT (1954) qui a présenté une séquence type de profil latéritique (devenue classique) où il distingue : une zone supérieure avec : un sol, un horizon beige, un horizon rouge, et éventuellement une cuirasse, une zone moyenne constituée d'argile tachetée puis blanche (lithomarge) et enfin une zone inférieure (ou zone de départ) assimilable à une arène. Ce schéma très général est sujet à bien des fluctuations qui sont liées à l'abondance des précipitations, à l'alternance ou non de saisons sèches, à la nature de la roche mère et bien entendu au drainage.

L'altération du granite sous climat tropical humide avec un drainage bien assuré conduit à la néoformation de kaolinite qui peut être le seul minéral argileux présent de la base au sommet des profils ainsi que l'ont montré ALLEN (1952) ou SABOT (1954). Dans la partie supérieure des profils existe souvent un horizon rouge, cuirassé ou non, correspondant à une zone d'oxydation du fer. L'importance de cette zone est fonction de la richesse en fer de la roche mère et de l'ampleur des oscillations de la nappe phréatique.

LENEUF (1959) constate en Côte d'Ivoire que la néoformation de la kaolinite caractérise l'altération des granites sous un climat tropical humide ; pour cet auteur, la kaolinisation n'est pas directe et passe par le stade transitoire (et souvent fugace) de la gibbsite. Ce minéral est instable en présence d'une solution saturée en silice et se transforme alors en kaolinite. La transformation de la kaolinite en gibbsite est également possible si le profil est soumis à un lessivage vigoureux.

PEDRO (1964) s'est particulièrement intéressé à la minéralogie de l'altération sur roches cristallines qu'il a d'ailleurs pu contrôler expérimentalement. Il a mis en évidence une double zonalité : une zonalité latitudinale (des zones tropicales vers les zones arides) reproduisant une zonalité verticale essentiellement liée aux conditions hydrodynamiques. Sous un climat tropical humide, la zone superficielle est caractérisée par l'association gibbsite-goethite, la zone moyenne par le développement important de kaolinite et la zone de départ par la présence d'illite ou de smectites.

LELONG (1967), dans son étude sur la genèse des produits d'altération en Guyane française, montre que l'on observe fréquemment sur granite un développement massif de kaolinite. Le manteau d'altération peut atteindre vingt mètres et plus (colline Ste Sophie, Guyane centrale) ; au sommet du profil existe souvent une zone d'accumulation du fer immobilisé sous forme de goethite. LELONG remarque que la texture du granite est conservée, il ne signale pas de silicifications associées.

TARDY (1969) a décrit dans le bassin de Korhogo (Côte d'Ivoire) un phénomène analogue : le granite est kaolinisé et conserve sa texture ; dans la zone supérieure se mêlent des argiles tachetées et de la goethite, et la texture initiale de la roche a disparu ; dans la zone de départ, TARDY a souvent trouvé de l'illite provenant de l'altération des biotites et dans un seul cas de la montmorillonite.

On retrouve donc également dans la kaolinisation supergène la notion de zonation du gisement. Cependant, la nature des minéraux présents ainsi que leur disposition spatiale sont différentes. Les profils latéritiques sur granite sont caractérisés dans la zone tropicale humide par un développement très important de la kaolinite qui constitue le principal minéral de néoformation stable. De la goethite ou de la gibbsite y sont associées dans la zone supérieure des profils tandis que de l'illite ou des smectites peuvent éventuellement se trouver à la base de ceux-ci quand les conditions de drainage sont insuffisantes. Le développement de la kaolinisation dans les zones tropicales humides est essentiellement fonction du volume et de la fréquence des précipitations, de la perméabilité de la roche mère et de la qualité du drainage. Le rôle de la nappe phréatique est essentiel puisqu'elle intervient dans le contrôle du pH et de l'activité des ions en solution (par le renouvellement des eaux et les phénomènes de dilution) et dans l'évacuation des éléments dissous (par son écoulement).

Mis à part les hydroxydes de fer ou d'aluminium dans les zones superficielles et qui sont des produits de l'altération météorique, il ne semble exister que très peu de minéralisations secondaires liées à la kaolinisation supergène. Cependant, une mention particulière doit être faite aux minéraux titanés qui peuvent être très abondants dans certaines latérites (PRESCOTT et PENDLETON, 1952).

5) Caractères particuliers de la kaolinite.

a) Signification des polytypes du groupe.

ROSS et KERR (1930) ont montré que deux des polytypes de la kaolinite,

la dickite et la nacrite étaient d'origine hydrothermale. Ils émirent alors l'hypothèse que la kaolinite (au sens strict) et les variétés de kaolinite hydratées [l'halloysite $4H_2O$ (= endellite) et l'haloysite 2 H_2O] auraient une origine supergène. Ce schéma n'est plus valide et nous venons de voir que la kaolinite peut avoir les deux origines.

L'halloysite peut aussi bien être hydrothermale (ex. région de Iki au Japon) que résulter d'une altération tropicale ancienne (altération des séries métamorphiques du Minnesota, U.S.A.) ou actuelle (Ile de Hong-Kong, plateau central du Cameroun). Sa genèse en climat tropical humide est favorisée par des alternances bien marquées de saison sèche et de saison des pluies (SIFFERMANN et MILLOT, 1969).

La nacrite est un minéral très rare relevant plutôt de la curiosité minéralogique.

La dickite présente par contre un intérêt majeur car elle semble être le seul polytype porteur d'une signification génétique ; elle n'est signalée pratiquement que dans des gisements hydrothermaux tels Guadalupe au Mexique, Horni Slavkov en Tchécoslovaquie, Tolfa en Italie, Ebara au Japon. Il faut toutefois noter qu'elle n'est pas toujours présente dans les gisements hydrothermaux.

b) Les données de l'étude en microscopie électronique.

La morphologie en microscopie électronique en transmission de kaolins d'origine hydrothermale certaine n'a malheureusement pas fait l'objet d'étude particulière, on ne peut donc pas les comparer utilement. Par contre, l'étude des textures au microscope électronique à balayage apporte des informations particulièrement intéressantes.

KELLER et HANSON (1975) et KELLER (1976) ont publié un grand nombre de clichés de kaolins d'origines très variées. Les auteurs se sont attachés à relier les genèses et les textures observées. Nous ne nous intéresserons ici qu'aux kaolinisations in situ.

L'altération météorique se marque par une texture "ouverte", des empilements de cristaux lâches, des "kaolinite books" nombreux. Tout ceci implique un environnement dans lequel la kaolinite avait toute latitude pour se développer. La porosité de ces kaolins est forte, leur densité est faible (inférieure à 2). Les kaolinites d'origine hydrothermale ont souvent des tailles inférieures, leur empilement est compact, la texture est interpénétrée, on observe beaucoup moins de kaolinite books et d'associations vermiculaires (ou en accordéon) mais plutôt des

paquets de plaquettes ressérés et isolés. Leur porosité est faible, leur densité est forte (supérieure à 2), ces caractères étant liés aux pressions de confinement limitant la libre expansion des cristallites.

c) La cristallinité.

Il était tentant d'essayer de relier l'état d'ordre ou de désordre du réseau cristallin avec l'une des deux origines. Des essais de corrélation entre la proximité des veines de quartz et les valeurs de l'indice de cristallinité ont été effectués, nous l'avons vu, par EXLEY (1964) en Cornouailles ; des tentatives analogues mais visant à rechercher une relation entre la proximité de la surface et la cristallinité ont été faites par NEUZIL (1973). Dans les deux cas, les conclusions contradictoires de ces travaux sont peu convaincantes. L'utilisation de ce critère ne semble pas être en mesure d'apporter des renseignements quant à la genèse des gisements.

d) La géochimie isotopique.

L'étude des isotopes O^{18} et D du kaolin est susceptible d'apporter des arguments directs quant à son origine. Pratiquement toutes les eaux météoriques du globe ont des rapports isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène qui sont liés entre eux par la relation linéaire établie par CRAIG (1961) :

$$\delta D = 8\ \delta O^{18} + 10$$

(la notation δ se rapporte à une norme de référence : la teneur moyenne des océans en O^{18} et D : S.M.O.W.).

Les coëfficients de partage à l'équilibre, entre la kaolinite et l'eau (ils sont fonction de la température) ayant été déterminés par SAVIN et EPSTEIN (1970) et TAYLOR (1974), il devient donc théoriquement possible de préciser l'origine de la kaolinite. En effet, si un kaolin est d'origine supergène, sa composition isotopique se situera sur une droite parallèle à celle de la composition des eaux naturelles et d'équation :

$$\delta D = A\delta O^{18} + B$$

A et B ne dépendent que de la valeur des coëfficients de partage à l'équilibre dans le système kaolin-eau ; A et B ont été calculés par SAVIN et EPSTEIN (1970). Si un kaolin a une composition isotopique qui s'éloigne de cette droite, il faut envisager une origine autre.

En appliquant cette méthode, TAYLOR (1974) a démontré l'origine hydrothermale des dickites de Horni-Slavkov (Tchécoslovaquie), LOMBARDI et SHEPPARD (1977) ont abouti à la même conclusion pour les kaolins de Tolfa et Cerite (Ita-

lie) en estimant leur température de formation à 80° C. Cette méthode permet en outre, selon les auteurs, de mettre en évidence un mélange d'eau météorique réchauffée en profondeur et de fluides hypogènes.

A l'inverse, l'origine supergène des kaolins de Karlovy Vary (Bohême) a été démontrée par SAVIN et EPSTEIN (1970). Le gisement de St Austell considéré jusqu'alors comme hydrothermal serait lui aussi, d'après les travaux de SHEPPARD (1977), d'origine supergène, la température de formation de la kaolinite étant inférieure à 20° C. Cette méthode paraît donc apte à distinguer les deux origines mais certains problèmes subsistent : la kaolinite peut ne pas avoir atteint l'équilibre isotopique avec son environnement, des eaux de compositions isotopiques différentes ont pu circuler lors de sa cristallisation, des variations de température importantes ont pu survenir au cours de celle-ci et enfin, certains auteurs dont SAVIN et EPSTEIN eux mêmes, puis O'NEIL et KHARAKA (1976) ne rejettent pas l'éventualité d'un rééquilibrage isotopique à basse température postérieurement à la formation des cristallites

III - LES CARACTERES DU GISEMENT DE PLOËMEUR.

1) Morphologie et profondeur.

On ne retrouve pas à Ploëmeur la forme typique en entonnoir décrite par BRISTOW. La kaolinisation atteint une grande extension latérale comparée à sa relative faible profondeur. On peut suivre le granite kaolinisé dans le vallon du Courégan et dans son prolongement sous la mer. Des zones kaolinisées ont été reconnues plus à l'Est (feuille de Lorient au 1/50.000) et sur la rive gauche du Blavet (anse de Locmalo près de Port-Louis) ; ces zones étendues sur une partie du massif ne semblent pas liées à la présence de veines de quartz. Dans le gisement de Ploëmeur proprement dit, la morphologie des carrières dont tout le kaolin exploitable a été extrait, évoque le profil transversal d'une "vallée glacière" : le fond est très large, relativement plat (bien que creusé en V au niveau des failles), les bordures sont assez abruptes avec par endroits des épaulements de granite non kaolinisé. En plan, l'extension de la kaolinisation n'est que partiellement contrôlée par les failles majeures.

La profondeur maximale atteinte par la kaolinisation (à l'aplomb des failles majeures) se situe aux environs de - 50 m et dans le reste du gisement, elle dépasse rarement - 35 m. Les observations de terrain et les études granulométriques ont montré que l'intensité de la kaolinisation était liée à une composante verticale limitant en profondeur le front de kaolinisation et à une compo-

sante horizontale, beaucoup plus développée limitant le contour du gîte en surface (à ceci, il faut ajouter que le kaolin est souvent plus coloré en profondeur et de qualité moindre).

Ces arguments ne sont pas déterminants mais laissent à penser qu'une origine supergène est tout à fait plausible dans la mesure où l'on constate que l'épaisseur maximale de l'altération est compatible avec des profondeurs d'altérations supergènes connues.

2) Les morts terrains.

Il n'existe pas à Ploëmeur de morts terrains qui auraient pu jouer le rôle de couche imperméable ; la découverte n'est constituée que de dépôts récents remaniant à leur base le kaolin sous-jacent. Les micaschistes au Nord-Ouest de Keryan sont pratiquement aussi altérés que le granite sur lequel ils reposent.

3) La kaolinisation et les veines de quartz.

a) Rappel des résultats acquis à Ploëmeur.

Les failles hercyniennes ont été cicatrisées par du quartz formant actuellement des veines dont la puissance peut atteindre plusieurs mètres et dont le pendage est vertical ; parfois s'en échappent les filons secondaires obliques mais le plus souvent, il s'agit d'un "mur" parfaitement plan.

L'étude du quartz a mis en évidence :

- la grande variété des faciès : quartz caverneux, quartz feuilleté , brêche quartzeuse, quartz automorphe zoné (enfumé, translucide), quartz encapuchonné, quartz laiteux.
- l'impossibilité d'une cristallisation sous contrainte au vu de la fragilité des édifices cristallins dans certains faciès et de l'absence de déformations dans les autres.
- l'existence d'une histoire polyphasée ou tout au moins d'une évolution suffisamment importante dans le temps pour expliquer les surcroissances des cristaux, les zonages, les faciès brèchiques enclavés, la variété des faciès observés.

b) Kaolinisation et développement des veines de quartz.

Trois hypothèses ont déjà été évoquées :

1 - L'altération du granite est hypogène : ce sont les fluides qui ont accompagné la mise en place du quartz qui ont été la cause de la kaolinisation.

2 - L'altération du granite est également hypogène mais elle précède la mise en place des veines de quartz qui apparaissent comme étant la conséquence de la kaolinisation.
3 - L'altération du granite n'est pas liée à la mise en place des veines de quartz, ces deux phénomènes sont indépendants. La kaolinisation est d'origine supergène et est intervenue postérieurement à la cristallisation du quartz.

Première hypothèse :

Elle a été proposée par NICOLAS (1956) et était jusqu'alors classiquement admise. La kaolinisation serait le résultat d'une action hydrothermale directe lors de la mise en place des filons de quartz.

Les arguments sont les suivants :
1 - Importance toute particulière du réseau de veine de quartz qui semble contrôler l'extension de la kaolinisation.
2 - La quantité de kaolin exploitable est plus importante à proximité des filons.
3 - La présence d'enclaves de granite kaolinisé à l'intérieur des veines constitue une preuve de cogénétisme des deux phénomènes.
4 - La température à laquelle s'est kaolinisé le granite est donc la même que celle de la mise en place du quartz et sa détermination peut être faite grâce à l'étude des inclusions fluides.

Discussion :

1 - L'importance du réseau de veines ne fait que souligner l'importance de la fracturation du granite. Le terme réseau est un peu excessif dans la mesure où il n'existe en réalité que deux directions principales qui ne s'intersectent que dans la carrière de Kerham. De plus, certaines zones (sud de Kerham, Sud-Ouest de Kergantic) ou même une carrière toute entière (Lopeheur) sont dépourvues de filons de quartz.
2 - L'étude granulométrique du kaolin a montré que dans certains cas, la quantité de "fines" était plus importante à proximité des failles ; l'interprétation qui en a été donnée est liée à la perméabilité accrue de ces zones qui peut provoquer un enrichissement en particules < 5 μ dû à un entraînement mécanique local (par les eaux d'infiltration).

L'exploitation intensive du gisement a démontré que l'intensité de la kaolinisation n'est pas systématiquement maximale au voisinage des filons : c'est ainsi qu'à Kerham, affleurent deux mamelons de granite non kaolinisé, isolés à proximité immédiate de la veine N 140°. Dans ceux-ci s'observent des faciès greisenisés

et des filonnets de quartz secondaires très riches en inclusions fluides, témoignant d'une action hydrothermale ; pourquoi cette dernière aurait-elle précisément épargné le granite adjacent à la veine ?

3 - La découverte de filons à enclaves non kaolinisées traversant le granite sain à l'Est de Kerham, remet en cause l'argument essentiel de NICOLAS. Il est donc démontré que des filons ont pu se mettre en place dans ce granite sans qu'une modification quelconque de l'encaissant en découle et que la kaolinisation des enclaves de granite dans la veine N 40° est donc bien intervenue après la cristallisation du quartz.

4 - L'étude des inclusions fluides du quartz ne peut donc apporter de renseignements que sur sa propre mise en place.

Enfin, on peut se demander dans quelle mesure des solutions saturées en silice précipitant du quartz peuvent engendrer un processus conduisant précisément à un départ de silice.

Deuxième hypothèse :

Elle est proposée par CHAROY (1975) qui se fonde essentiellement sur le bilan géochimique de la kaolinisation et sur l'étude de la phase fluide telle qu'il a tenté de la reconstituer à partir des inclusions du quartz.

La silice libérée par l'hydrolyse des feldspaths migrerait et se concentrerait dans les failles pour y cristalliser sous forme de quartz.

La kaolinisation est hydrothermale car le quartz des veines a cristallisé à des températures voisines de 150° C (comme l'a montré l'étude des inclusions fluides).

Les fluides ayant kaolinisé le granite ont également déposé le quartz ; ce postulat admis, les conditions physico-chimiques de la cristallisation du quartz ont été étendues à la kaolinisation.

Discussion :

Dans ce schéma, la source d'où émanent les fluides hydrothermaux devient également le réceptacle pour la silice libérée par leur action. Cette dualité de fonction se heurte à de nombreux problèmes ; le processus par lequel la silice dissoute migrerait latéralement vers les fractures restées béantes pendant que des solutions sous-saturées entretiendraient simultanément la kaolinisation n'est pas le moindre de ceux-ci, il convient d'y ajouter aussi la question du devenir des autres éléments chimiques dissouts.

La modalité par laquelle peut être entretenu le cycle : émission des fluides, diffusion dans la roche, hydrolyse des feldspaths, évacuation des ions, migration des solutions, précipitation de silice dans les failles, n'est pas envisagée.

Il est d'autre part difficile d'expliquer le fait que les miroirs de faille soient aussi bien conservés, le contact avec le granite kaolinisé étant littéralement "tranché au couteau" sans qu'aucune zone de transition particulière ne puisse être observée. Il serait peu vraisemblable que des solutions saturées en silice n'aient pas laissé de traces lors de leur migration vers les failles (nourrisage des grains de quartz, silicification dans la masse même du kaolin) ; les filonnets secondaires (reliés aux veines principales) ont une importance trop limitée (en volume et en répartition) pour avoir pu jouer le rôle de collecteurs.

Enfin, si les filons de quartz sont la conséquence de la kaolinisation, on ne devrait pas en retrouver dans la roche saine, or les mêmes faciès quartzeux (quartz laiteux et quartz automorphes) avec de surcroit des enclaves de granite sain affleurent, nous l'avons vu, à l'Est de Kerham en dehors de la zone kaolinisée. Ceci est donc un argument décisif pour affirmer que des filons de quartz (identiques à ceux du kaolin) existaient dans le granite avant sa kaolinisation.

Troisième hypothèse :

L'idée défendue par le présent travail est que la kaolinisation et le développement des veines de quartz sont deux évènements séparés dans le temps, la kaolinisation étant intervenue bien après (fin Secondaire, début Tertiaire).

Selon HORRENBERGER (1969), la cicatrisation des fractures par du quartz suit immédiatement la mise en place du leucogranite de Ploëmeur qui injecte dans les séries cristallophylliennes du Pouldu des filons d'aplite, de pegmatite et de quartz. Ils sont analogues à ceux rencontrés dans le gisement mais non altérés ; il est difficile d'admettre que les filons de quartz soient le résultat d'une kaolinisation de l'encaissant lorsqu'il existe, nous venons de le voir, des veines à enclaves de granite frais parcourant la roche saine. Les faciès rencontrés sont identiques à ceux observés dans la veine majeure N 40° ; la seule différence est que dans cette dernière les enclaves y sont kaolinisées ce qui a pu se faire grâce au réseau de micro-fissures et de lacunes de cristallisation (bien visibles en sections polies) par lequel a pu s'effectuer la pénétration des eaux de surface. La mise en place du quartz ne peut donc être tenue pour responsable de la kaolinisation et à fortiori ne peut apparaître comme la conséquence de celle-ci. D'autre

part, ces filons portent en eux-mêmes la marque d'une altération importante (déchaussement des quartz automorphes dont certains deviennent même pulvérulents, figures de dissolution, etc...) et les fissures dans le quartz laiteux sont tapissées d'une fine pellicule déposée par les eaux d'infiltration.

En second lieu, la présence de mamelons granitiques à proximité de la veine N 140° demeure inexpliquable si l'on suppose une origine hydrothermale ; rappelons qu'ils sont précisément parcourus par des filonnets de quartz secondaire et que l'on y observe des faciès greisenisés. Si l'on suppose au contraire une origine supergène, il n'y a rien d'étonnant à ce que ces faciès silicifiés et greisenisés aient mieux résisté à l'altération. Ces observations, il est vrai, n'ont pu être faites que grâce à l'extension importante de l'exploitation ce qui n'était pas le cas lorsque NICOLAS a étudié le gisement.

En troisième lieu, la connaissance de la température de cristallisation du quartz et l'estimation de la composition de la phase fluide à partir de laquelle il s'est développé, quand bien même ces conditions seraient compatibles avec la formation de la kaolinite, ne peut constituer une preuve du synchronisme des deux phénomènes, d'autant que la présence de veines de quartz dans le granite kaolinisé n'est pas du tout systématique. En effet, certains gisements (ou certaines carrières) en sont pratiquement dépourvus (gisement de Saint-Guéno, et de Quessoy dans les Côtes-du-Nord) et inversement, des fractures importantes cicatrisées par des veines de quartz ne développent à leur contact aucune altération qui leur soit imputable : les filons quartzeux du granite du Hinglé-Bobital ainsi que ceux du massif de Bécherel atteignant localement vingt mètres d'épaisseur (PARIS, 1977) en sont deux exemples dans le massif Armoricain.

c) Conclusion.

Les différents arguments avancés montrent que les veines de quartz existaient avant la kaolinisation et que l'on ne peut leur attribuer la responsabilité de celle-ci. Cependant, la tectonisation poussée de la roche, sensible au niveau des textures, constitue un des facteurs importants de la kaolinisation qui s'est développée préférentiellement dans des zones où la porosité de la roche était augmentée par les effets de la fracturation. L'hypothèse retenue est que l'altération du granite en kaolin est essentiellement due à un processus supergène qui n'a pu produire ses effets que grâce à la conjonction d'un certain nombre de facteurs favorables qui vont être précisés par la suite.

4) Minéralogie du gisement de Ploëmeur.

a) Zonation minéralogique.

Il n'existe pas de zonation minéralogique à Ploëmeur où le seul minéral argileux néoformé est la kaolinite, présente depuis les zones les plus externes jusqu'au contact des veines et depuis la profondeur (- 50 m) jusqu'en surface. Il n'a été trouvé ni alunite, ni pyrophyllite, ni montmorillonite dans la roche altérée. La chlorite présente dans le granite mal décomposé ne provient pas d'une néoformation argileuse, elle n'est que le résultat de la pseudomorphose de biotite et n'a pas été décelée dans les fractions fines des échantillons correspondants. Cette absence de zonation rend la comparaison avec les gisements supergènes d'autant plus aisée car les profils latéritiques sur granite sont précisément caractérisés par le développement massif de kaolinite. Cependant, dans la partie supérieure de tels profils,existe souvent une zone à kaolinite, gibbsite et surtout goethite (horizon rouge). On ne retrouve pas cet horizon rouge dans les carrières de Ploëmeur. La zone rubéfiée que l'on peut observer à Keryan se trouve localisée uniquement au niveau des micaschistes. Dans ceux-ci s'observent des concentrations d'oxydes de fer dont l'étude en diffraction X a révélé qu'il s'agissait de goethite . On peut également signaler que la découverte de Kerourant et de l'ouest de Kergantic est constituée de sables et d'argile rouge (kaolinite) emballant des galets de quartz et des blocs de grès à Sabals. Il est permis de penser que ces sables et argilesrougespuissent être le produit du remaniement de ces horizons superficiels. Il semble logique d'admettre la disparition des zones supérieures des profils par le simple jeu de l'érosion. Mais d'autre part, il est vraisemblable que l'importance qu'ait pu avoir cette zone rubéfiée soit limitée étant donné les très faibles teneurs en fer que l'altération du granite a pu libérer.

b) Les minéralisations associées.

- La fluorine et la topaze.

Ces minéraux typiquement hydrothermaux n'ont pas été découverts dans le kaolin de Ploëmeur ; l'hypothèse de l'action de solutions fluorées semble donc devoir être totalement exclue pour expliquer sa genèse.

- La tourmaline.

Dans le gisement existe des zones à tourmaline et d'autres (plus étendues d'ailleurs) où elle est totalement absente. Elle n'a été décelée ni dans la

roche saine située à proximité du gisement, ni dans les filons de pegmatite ou de quartz. Ceci a conduit NICOLAS (1956) à penser que les zones à tourmaline auraient eu une aptitude particulière à se kaoliniser et donc à lier la tourmalinisation et la kaolinisation. En fait, les conditions de formation de la tourmaline sont peu compatibles avec la cristallisation de la kaolinite et surtout les zones non tourmalinisées sont tout aussi kaolinisées. Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer le fait qu'à Ploëmeur, on ne la retrouve pas dans la roche fraîche. On peut supposer tout d'abord que les zones à tourmaline aient été plus facilement kaolinisées parce qu'elles auraient atteint un degré de différenciation plus important se marquant entre autres par la disparition de la biotite (on peut le déduire en constatant dans le cortège de minéraux lourds la très faible abondance des titanés et de la chlorite qui en sont dérivés quand la tourmaline est bien développée). La deuxième hypothèse consiste à supposer une déformation plus importante dans les zones tourmalinisées. BERTHE (1979, thèse en cours) a en effet remarqué, dans le massif granitique de Guéhenno (Morbihan), que la tourmaline se trouvait localisée dans les zones les plus déformées et qui sont de plus dépourvues de biotite.

La tourmalinisation a pu éventuellement favoriser une kaolinisation ultérieure en induisant une certaine destabilisation chimique au sein de la roche, mais en aucun cas, on ne peut dire qu'elle en a été la cause. Dans notre hypothèse, les zones tourmalinisées ont été plus vulnérables aux agents kaolinisants à la fois par leur chimisme plus évolué et par la cataclase plus poussée qui les a affectées.

- Les sulfates, les sulfures.

Il n'a été déterminé ni sulfates, ni sulfures dans le kaolin, par contre de la pyrite se rencontre fréquemment dans les veines de quartz, de la galène avait également été découverte dans la veine de Keryan (actuellement détruite). Ces minéraux sont cependant tout à fait accessoires dans le gisement.

- Les autres minéralisations.

+ Les titanés.

L'anatase, la brookite, le leucoxène se rencontrent dans tous les échantillons étudiés. Leur abondance (ainsi que l'a montré le rapport Rz) est maximale dans le kaolin mais leur seule présence ne peut apporter d'argument décisif. Cependant, certains auteurs sont convaincus de l'origine authigène de ces minéraux dans des conditions d'altération supergène (KONTA, 1966 ; FUCHTBAUER, 1970 ; WEAVER,

1976 ; NEUZIL, 1977).

+ L'étain, le wolfram.

Ces minéralisations qui selon BRISTOW (1974) seraient typiques d'une action hydrothermale et de ce fait associées aux kaolins hydrothermaux sont totalement absentes ici, si l'on fait abstraction des quelques cristaux de cassitérite découverts dans des filons d'aplite de Keryan.

- Conclusion.

Les minéralisations rencontrées dans le gisement de kaolin de Ploëmeur sont limitées à la tourmaline et aux titanés. La tourmalinisation et la kaolinisation ne sont pas liées par une relation de cause à effet. Les titanés ont une origine secondaire et se sont formés à partir du titane libéré par l'altération supergène des biotites. Il peut donc être conclu à la suite d'AUBERT (1969) à propos des minéralisations pneumatolytiques dans le massif des Echassières : " L'hypothèse d'une origine "pneumatolytique" de la kaolinisation semble devoir être rejetée, aucune liaison directe avec les éléments dits pneumatolytiques (ou hydrothermaux) n'ayant été mise en évidence".

5) Les caractères particuliers de la kaolinite.

a) Les polytypes du groupe.

Il n'a pas été décelé de dickite à Ploëmeur. Ce minéral, fréquent dans les altérations hydrothermales, n'a d'ailleurs jamais été signalé dans les kaolins développés sur granite. Ceci constitue également un argument supplémentaire pour invoquer une origine supergène.

b) La microscopie électronique.

- La microscopie électronique en transmission :

L'étude en M.E.T. de la kaolinite de Ploëmeur a montré qu'il existait dans le gisement une grande variabilité dans les morphologies. Les différentes formes observées ont déjà été décrites dans des gisements de diverses origines : des paquets de plaquettes (kaolinite books) sont signalés dans les kaolins sédimentaires de Georgie et de Caroline du Sud (in BATES, 1971), dans les arkoses kaolinisées de Fleury-sur-Loire (ESTEOULE, ESTEOULE-CHOUX, 1974) et dans différents tonsteins (MOORE, 1964). HINCKLEY(1965) considère ces "books" comme provenant de l'altération de micas. Des cristaux de kaolinite possédant un habitus en latte,

ont été observés par BATES (1971) dans des arkoses ayant subi une altération météorique (Pennsylvanie, U.S.A.) mais également dans des kaolins hydrothermaux (Mexique). L'halloysite tubulaire et les formes glomérulaires ont été décrites dans des produits d'altération aussi bien hydrothermale que latéritique (SUDO et TAKARASKI, 1956 ; KURABAYASHI et TSUCHIYA, 1960 ; VERNET, 1962, 1970 ; SIFFERMANN et MILLOT, 1968 ; MINATO, 1975).

La seule observation des particules au microscope électronique en transmission ne permet donc pas de tirer des arguments probants sur la genèse du kaolin. Cependant, la comparaison des morphologies rencontrées à Ploëmeur avec celles observées par ESTEOULE-CHOUX (non publié) dans des échantillons de granite kaolinisé des Echassières (Allier), de Berrien (Finistère), de Quessoy (Côtes-du-Nord), ou dans celui de Saint-Guéno (Côte-du-Nord) (ESTEOULE-CHOUX, 1967) montrent que ces kaolins développés sur granite sont tous caractérisés par une grande variabilité d'aspect (beaux hexagones, habitus en latte, cristaux à contours flous, tubes d'ahhloysite, "kaolinite books") et aussi par une taille relativement importante (de 1 à 5 µ en moyenne).

- La microscopie électronique à balayage :

Les premiers travaux de KELLER (1976) sur les microtextures des kaolins en M.E.B. ont été prometteurs car cette méthode serait particulièrement apte selon lui a déterminer l'origine du kaolin. KELLER a notamment comparé les kaolins de Cornouailles anglaise, de Quessoy (Côtes-du-Nord) et de Ploëmeur. Ces trois gisements ont beaucoup de points communs et les microtextures telles qu'elles apparaissent au M.E.B. l'ont conduit à proposer une origine supergène pour expliquer leur formation. Les premiers résultats d'une étude en cours (ESTEOULE-CHOUX) viennent confirmer les observations faites par KELLER au sujet de Ploëmeur mais montrent qu'ils doivent être nuancés dans la mesure où peuvent exister des stades intermédiaires entre des "textures compactes" et des "textures ouvertes" dans les deux types de gisements.

c) La cristallinité.

Les résultats obtenus à Ploëmeur ont montré qu'il n'y avait pas de relation entre l'indice de cristallinité de HINCKLEY, la profondeur atteinte par la kaolinisation et son intensité.

Certains auteurs ont fait état dans des profils latéritiques de variation de cristallinité. LAFOND (1965) observe que les kaolinites sont bien cristal-

lisées au niveau de la lithomarge mais qu'elles se désorganisent au sommet. NICOLAS et VERDIER (1964) constatent au contraire que les variétés mal cristallisées se trouvent à la base des profils. Pour LELONG (1969) ces évolutions apparemment opposées se relaient au cours de l'altération : le minéral s'ébauche à la base du profil, s'épanouit au milieu, se dégrade vers le sommet.

Il semble bien que des facteurs très variés, voire opposés régissent la répartition des cristallinités des kaolinites en général et de celles de Ploëmeur en particulier ; ils ne permettent pas d'en définir une répartition spatiale puisque l'on trouve des bonnes cristallinités aussi bien en surface qu'en profondeur, dans des roches mal décomposées ou entièrement kaolinisées.

Les liens qui existent entre les cristallinités et les morphologies laissent à penser que les facteurs qui en sont responsables peuvent être rapprochés. L'hypothèse avancée par LELONG pourrait constituer une explication partielle de l'hétérogénéité de la distribution des cristallinités. Un fait demeure acquis: c'est qu'il n'existe pas de lien entre la valeur de l'indice de cristallinité et la proximité des veines de quartz. Par conséquent, cet argument, utilisé par EXLEY (1964) et BRISTOW (1977) pour le gisement de St Austell, ne peut être utilisé à Ploëmeur.

d) Géochimie isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène.

Cet aspect de la kaolinite de Ploëmeur n'a pas pu être étudié pour l'instant, le projet est à l'étude (SHEPPARD, 1979, comm. pers.). Il n'est pas douteux que cette méthode puisse apporter une dernière confirmation de l'origine supergène du granite de Ploëmeur quand on connaît les similitudes qui existent entre les gisements de Cornouailles anglaise, de Bohême et de Bretagne.

6) Le gisement de Ploëmeur replacé dans le cadre des altérations latéritiques.

La comparaison de l'altération du granite de Ploëmeur avec les altérations latéritiques s'appuie sur des arguments paléoclimatiques et paléogéographiques. En effet, de puissantes altérations de ce type sont bien connues dans le massif Armoricain (MILON, 1932 ; DURAND, 1960 ; ESTEOULE-CHOUX, 1967) ; elles affectent des roches de nature et de textures variées : schistes briovériens, schistes paléozoïques, grès, quartzites, micaschistes, gneiss, etc...

Ces altérations sont datées de la fin du Crétacé et du début de l'Eocène. Le développement massif de kaolinite caractérise ces profils qui renferment fréquemment des cuirasses ferrugineuses et des silicifications connues sous le nom de grès ladères ou grès à sabals (datés par ailleurs de l'Eocène).

A Ploëmeur, bien qu'il n'existe pas de coupe où l'on puisse observer ces différentes formations en place, d'importants blocs de grès à sabals surmontent le kaolin du front de taille Ouest de Kergantic et se retrouvent au Nord-Est de Kerourant. Ces grès ne sont pas en place (ils reposent sur des sédiments graveleux) ; cependant, leur masse exclut la possibilité d'un transport sur de longues distances. Ces blocs ont vraisemblablement été entraînés en bas de pente par des phénomènes d'érosion du sommet des profils. Par ailleurs, les micaschistes qui affleurent à Keryan sont eux aussi kaolinisés et présentent des concentrations en fer. Au Nord-Ouest de Ploëmeur, du minerai de fer (dans des micaschistes) a été exploité au XIXe siècle à Quévern, Prat-Caer, Locmiquel et sous l'actuel aéroport de Lann-Bihouée. Nous retrouvons donc bien dans cette région comme partout ailleurs dans le massif Armoricain, les témoins d'une altération latéritique.

D'autre part, les sables verts yprésiens qui surmontent localement le kaolin dans la carrière de Lopeheur (où ils remanient des éléments du granite kaolinisé) ainsi que ceux de la cuvette de Kerdurand reposant sur le même granite kaolinisé (DURAND, 1960) permettent de situer l'altération avant l'Yprésien. La coexistence systématique d'indices de latéritisation au voisinage des grands gisements de kaolin sur granite est d'ailleurs un fait constant ; on peut en trouver des exemples en France (outre ceux du massif Armoricain) dans le Massif Central (DESCHAMPS, 1973), en Angleterre dans le Devon (BRISTOW, 1968 b), en Espagne, dans la région de Lugo (GALAN, 1976), en Tchécoslovaquie dans les régions de Karlovy Vary, Kadan, Plzen (KUZVART, 1968). Il semblerait donc curieux que le climat tropical humide qui a régné sur ces régions à la fin du Secondaire et au début du Tertiaire ait systématiquement épargné les granites et qu'il faille précisément rechercher un processus autre pour rendre compte de la genèse de ce type de gisement.

IV - CONCLUSION.

Un certain nombre d'arguments ont conduit à rejeter l'hypothèse d'une origine hypogène du kaolin de Ploëmeur, ce sont :

- Les caractères géométriques du gisement (morphologie, profondeur).
- L'indépendance qui existe entre la mise en place des veines de quartz et la kaolinisation.
- L'absence de zonation minéralogique typique des gisements hydrothermaux et de minéralisation associée .

D'autres arguments positifs viennent étayer l'hypothèse d'une origine supergène :

- L'extension horizontale de la kaolinisation.
- La comparaison avec les altérations latéritiques sur granite en climat tropical humide et l'existence de témoins de celles-ci en Bretagne.
- Les microtextures au M.E.B.

Ceci permet donc de dire que la kaolinisation du granite de Ploëmeur s'est effectuée sous l'action des eaux météoriques. Cette kaolinisation s'inscrit dans le cadre des puissantes altérations qui ont affectées le massif Armoricain à la fin du Secondaire et au début du Tertiaire où il règnait un climat de type tropical humide particulièrement propice à l'éclosion de ce que MILON a appelé "la maladie Tertiaire".

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE.

A partir des trois axes de recherche définis au début de ce travail, peuvent être avancés certains résultats concernant la kaolinisation.

L'étude du granite sain a mis en évidence son caractère différencié et son histoire polyphasée ; sa composition minéralogique (leucogranite alcalin) et les fracturations qu'il a subies (granulation des feldspaths) l'ont rendu particulièrement apte à ce type d'altération.

Le blanchiment de la roche peut être considéré comme la première étape de la kaolinisation ; les modifications subies portent sur les feldspaths (début de dissolution du plagioclase avec apparition de la kaolinite), sur la biotite (chloritisation, évacuation du fer, développement des titanés) et l'apatite (pratiquement détruite). La deuxième étape correspond à une perte de cohérence de la roche et se marque par la disparition d'une partie de la phase feldspathique (albite). C'est le kaolin à feldspaths résiduels. Dans la troisième et dernière étape, le feldspath potassique est à son tour détruit et l'on se trouve en présence d'un matériel dont la composition minéralogique approchée (déduite du bilan normatif après les corrections de densités) est :

Quartz : ∿ 47% ; Kaolinite : ∿ 35% ; Muscovite : ∿ 17%. Ces deux derniers stades ont pu être précisés par les mesures de densité, la granulométrie, la minéralogie et l'analyse chimique.

Les kaolins à feldspaths résiduels ont des densités le plus souvent supérieures à 2 (2,12 en moyenne) ; les kaolins sans feldspaths sont caractérisés par des valeurs inférieures à 2 (1,88 en moyenne).

Les études granulométriques ont permis grâce aux courbes cumulatives, de déterminer l'état de décomposition de la roche, de déceler d'éventuels remaniements de surface et enfin dans certains cas, de voir l'influence directe des failles. Il devient possible, à l'aide des histogrammes de fréquence des sables, d'une part de s'assurer de l'homogénéité de la roche mère et d'estimer d'autre part la quantité de feldspaths résiduels. L'intérêt le plus immédiat de la granulométrie a été de mettre en évidence deux paramètres représentatifs de l'intensité de la kaolinisation. Ce sont le P 5 μ et l'indice de Trask So.

Les observations et déterminations minéralogiques ont apporté leur contribution à la connaissance du phénomène. Les muscovites et les quartz observés à

la loupe binoculaire sont très peu affectés par la kaolinisation ; les feldspaths résiduels sont friables et en voie de dissolution ; leur détermination effectuée aux rayons X a montré qu'il s'agissait de feldspaths potassiques. L'étude des minéraux lourds a montré, tout d'abord l'omniprésence des minéraux du titane dans le kaolin, qu'ils provenaient de l'altération des biotites (il n'y a donc pas apport) et qu'enfin ils étaient d'autant mieux représentés que la kaolinisation était complète (indice Rz voisin de 2).

L'analyse chimique d'échantillons de roche fraîche, de roches partiellement et entièrement kaolinisées a permis d'établir un bilan chimique quantitatif à partir de chacune des étapes de la kaolinisation. Le bilan global est un lessivage de plus de 25% de la silice, de plus de 50% du fer et du magnésium, d'environ 75% du potassium et de la quasi totalité du calcium, du sodium et du phosphore présents au départ ; l'aluminium reste stable. Partant de la constatation que les muscovites ne sont pas affectées par l'altération et qu'elles doivent donc se retrouver dans les mêmes proportions dans la roche fraîche, il a été possible (à partir des analyses à volume constant) de remonter à la composition normative du granite qui est : quartz : 32,3% ; albite : 30,8% ; orthose : 18,9% ; anorthite : 0,7% ; muscovite : 12,4% ; biotite : 3,2% ; apatite : 0,50%. Le bilan normatif a montré que la quantité initiale de feldspaths ($\sim$ 50%) s'est transformée en une quantité deux fois moindre de kaolinite ($\sim$ 25%) que la silice évacuée pendant la kaolinisation provenait uniquement des feldspaths car la quantité de quartz se retrouve intégralement dans la roche kaolinisée.

L'étude de certaines caractéristiques de la kaolinite de Ploëmeur, courbes d'analyses thermiques, morphologies, cristallinités, a mis en évidence leur grande variabilité au sein du gisement. Certaines liaisons existent entre la cristallinité et la température du pic endothermique (A.T.D.), la cristallinité et la morphologie des particules, la cristallinité et l'aptitude à floculer ; par contre, il n'a été possible de relier ni la répartition spatiale des échantillons, ni l'intensité de leur altération, avec leur degré de perfection cristalline. Ces résultats ne font qu'illustrer le problème permanent que pose l'exploitation du gisement à savoir sa grande hétérogénéité. Elle se marque non seulement au niveau du degré de décomposition, de la pureté ou de la blancheur, mais aussi à celui des propriétés physiques et technologiques ; ainsi la viscosité, la coulabilité, les résistances mécaniques sont autant de paramètres (parfois indépendants les uns des autres) qui sont également susceptibles de varier à l'intérieur d'une même carrière.

vérifié

La discussion sur l'origine du kaolin a mis en avant un faisceau d'arguments qui conduisent à invoquer une origine supergène pour la kaolinisation du gisement de Ploëmeur.

L'étude de ce gisement a montré qu'il n'a pu se développer que grâce à la conjonction d'un certain nombre de facteurs favorables et décisifs :

- Une roche mère qui d'un point de vue minéralogique est particulièrement apte à se kaoliniser (leucogranite).
- Une tectonisation du granite sensible au niveau des textures permettant une bonne circulation des eaux de surface.
- Un climat chaud et humide (de type tropical) permettant l'hydrolyse totale des feldspaths de la roche.

Ces trois facteurs : minéralogique, tectonique et climatique, semblent toujours être associés aux grands gisements de granite kaolinisé d'Europe, ce qui constitue une raison supplémentaire pour vouloir en rapprocher leur genèse.

BIBLIOGRAPHIE

ALLEN V.T. (1952). Petrographic relations in some typical bauxite and diaspore deposits. *Geol. Soc. America Bull.*, 63, p. 649-688.

ARNORSSON S., JONSSON J. et TOMASSON J. (1969). General aspects of thermal activity in Iceland. 23rd Int. Geol. Cong., 18, p. 77-86, Prague.

AUBERT G. (1954). Les sols latéritiques. Ve Cong. Int. Sc. Sol, Léopoldville, 1, p. 103-118.

AUBERT G. (1969). Les coupoles granitiques de Montebras et d'Echassières (Massif Central français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et beryllium. *Mem. B.R.G.M.*, n°46, 349 p.

BARROIS Ch. (1885). Légende de la feuille de Lorient au 1/80.000 ème.

BASSET W.A. (1960). Role of hydroxyl orientation in mica alteration. *Geol. Soc. America Bull.*, 71, 4, p. 449-456.

BATES T.F. (1971). The kaolin minerals in : the electron optical investigations of clays. Edit. A. Gard. Miner. Soc., p. 109-157.

BELLION G. (1975). Introduction à l'étude du gisement de kaolin de Ploëmeur (Morbihan). D.E.A., Rennes, 48 p.

BERTHOIS L. (1935). Recherche sur les minéraux lourds de la partie orientale du massif Armoricain. Mémoire S.G.M.B., Tome II, 190 p.

BERTHOIS L. (1975). Etude sédimentologique des roches meubles. Doin ed., Paris. 278p.

BOSWELL P. (1933). On the mineralogy of sedimentary rocks. Thomas Murby ed., London, p. 103-105.

BRINDLEY G.W. et ROBINSON K. (1946). Randomness in the structures of kaolinitic clay minerals. *Trans. Farraday Soc.*, 42 B, p. 198-205.

BRINDLEY G.W. et de SOUZA-SANTOS P. (1963). Mineralogical studies of kaolinite-halloysite clays. Part I. Identification problems. *Ann. Min.*, 48, n°7 et 8, p. 897-911.

BRINDLEY G.W. et de SOUZA-SANTOS P. (1966). New varieties of kaolin group minerals and the problem of finding a suitable nomenclature. Proc. Int. Clay Conf. 1966, Jérusalem, 1, p. 3-9.

BRISTOW C.M. (1968 a). Kaolin deposits of the united kingdom. 23rd Int. Geol. Cong. Proc. Symposium I, p. 275-288.

BRISTOW C.M. (1968 b). The derivation of the tertiary sediments in the petrockstow basin, north Devon. *Ussher Soc. Proc.*, 2, p. 29-35.

BRISTOW C.M. (1974) The two trinities associated with kaolins of hydrothermal origin.Note présentée au 3rd Int. Kaolin Symp. Rennes-Exeter (in print).

BRISTOW C.M. (1977). A review of the evidences for the origin of the kaolin deposits in S-W. England. Proc. 8th Int. kaolin Symp. and Meet. on alunite, Madrid-Rome, 19 p.

CHAROY B. (1975). Ploëmeur kaolin deposit (Brittany) : an example of hydrothermal alteration. *Petrologie*, 1, 4, p. 253-266.

CHAURIS L. et GUIGUES J. (1969). Gîtes minéraux de la France. Vol. 1 : Massif Armoricain. *Mem. B.R.G.M.*, n° 74, 96 p.

COGNE J. (1957). Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Mém. expl. Carte Géol. Fr., Paris, 1960, 382 p.

COGNE J. (1972). Légende de la feuille de Lorient au 1/50.000ème.

COLLINS J.H. (1909). Geological features at the Carpalla China clay pit. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 65, p. 155-161.

CORRENS C. et ENGELHARDT W. (1938). Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates. *Chemie der Erde*, 12, p. 1-22.

CRAIG H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, p. 1702-1703.

DAUBREE M. (1861). Kaolin produit par décomposition du béryl. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, p. 224-228.

DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1965). Rock forming minerals. 3e Vol. Longmans, Green and Co, London, 4e ed., 270 p.

DESCHAMPS M. (1973). Etude géologique du siderolithique du Nord-Est, du Centre du Massif Central Français et des terrains qui lui sont associés. Thèse, Paris, (ronéo), 1270 p.

DIMANCHE F. (1972). Evolution minéralogique de quelques sables titanifères d'Afrique du Sud. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 95, p. 183-190.

DROUBI A., VIEILLARD P., BOURRIE G., FRITZ B. et TARDY Y. (1976). Etude théorique de l'altération des plagioclases. Bilans et conditions de stabilité des minéraux secondaires en fonction de la pression partielle de CO_2 et de la température (0° C à 100° C). *Sci. Géol. Strasbourg*, 29, 1, p. 45-62.

DURAND S. (1960). Le tertiaire de Bretagne. Mém. Soc. Géol. min. Bretagne, 12, 378 p.

ENGELHARDT W. VON et GOLDSCHMIDT H. (1954). A clay mineral from Provins (France). *Heidelberg Beitr. Min.*, 4, p. 319-324.

ESTEOULE-CHOUX J. (1967). Contribution à l'étude des argiles du massif Armoricain. Mém. Soc. Géol. min. Bretagne, Rennes 1970, 14, 319 p.

ESTEOULE J. et ESTEOULE-CHOUX J. (1974). Le gisement de kaolin rhétien de Fleury-sur-Loire (Nièvre). III Symp. Int. sur le kaolin, Exeter-Rennes, 1974 (in print).

ESTEOULE-CHOUX J. et BELLION G. (1977). Etude en microscopie électronique de la morphologie des kaolins de Ploëmeur (Morbihan). *Bull. Soc. Géol. min. Bretagne*, 9, 1, p. 1-4.

EXLEY C.S. (1959). Magmatic differenciation and alteration in the St Austell granite. *Quart. J. Geol. Soc., London,* 114, p. 197-230.

EXLEY C.S. (1964). Some factors bearing on the natural synthesis of clays in the granites of S.-W. England. *Clay min. Bull.,* 32, 5, p. 411-426.

FLEURANCE A. et NICOLAS J. (1964). Observations sur le degré de cristallinité des fire-clays des régions de Provins et des Charentes. *C. R. Acad. Sci., Paris, D,* 258, p. 963-966.

FOUILLAC C., MICHARD G. et BOCQUIER G. (1977). Une méthode de simulation de l'évolution des profils d'altération. *Geochim. et Cosmoch. Acta,* 41, p. 207-213.

FRITZ B. et TARDY Y. (1976). Séquence des minéraux secondaires dans l'altération des granites et des roches basiques ; modèles thermodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* 7, 18, p. 7-12.

FRONDEL C. et COLETTE R.L. (1957). Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with $NaCl-H_3Bo_3$ solution and its implications in rock metamorphism. *Amer. Min.,* 42, p. 754-774.

FÜCHTBAUER H. et MÜLLER G. (1970). Sedimente und sedimentgesteine. Teil II. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart (1970).

GALAN E. (1976). Spanish kaolin deposits, new data. Int. Geol. Corr. Prog. 7th Symp. on Genesis of kaolin, Tokyo, p. 54-72.

GARRELS R.M. et CHRIST C.L. (1965). Solutions, minerals, and equilibria. Harper and Row, New-York, 450 p.

GOLDSCHMIDT Y.M. (1958). Geochemistry. Oxford Clarendon Press, 730 p.

GRIMSHAW R.W., HEATON E. et ROBERTS A.L. (1945). Constitution of refractory clays, II Thermal analysis methods. *Trans. Ceram. Soc. (G.B.),* 44, p. 76-92.

GRÜNER J.W. (1944). The hydrothermal alteration of feldspars in acid solutions between 300° C and 400° C. *Econ. Geol.*, 39, p. 578-589.

HANSON R. et KELLER W. (1968). Hydrothermal alteration of rhyolite flow breccia near San Luis Potosi, Mexico, to refractory kaolin. *Clays and clay minerals*, p. 223-229.

HANSON R. (1975). The geology of some clay deposits in the transmexico volcanic belt and the mexican central plateau. Int. Clay Conf. Mexico (1975). Livret guide, p. 73-121.

HELGESON H.C. (1968). Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. I. Thermodynamic relations. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 32, p. 853-877.

HELGESON H.C., GARRELS R.M., MACKENSIE F.T. (1969). Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications. *Geochim et Cosmochim. Acta*, 33, p. 455-481.

HEMLEY J.J. (1959). Some mineralogical equilibra in the system K_2O, Al_2O_3,SiO_2, H_2O. *Amer. J. Sci.*, 257, p. 241-270.

HEMLEY J.J. et JONES W.R. (1964). Chemical aspect of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.*, 59, p. 538-569.

HINCKLEY D. (1963). Variability in "crystallinity" values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and south Carolina. Proc. 11 th Nat. Conf. on clays and clay minerals, 13, p. 229-236.

HINCKLEY D. (1965). Mineralogical and chemical variations in the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and south Carolina. *Amer. Min.*, 50, n°11 et 12, p. 1865-1884.

HORRENBERGER J.C. (1969). Etude cartographique et description des terrains métamorphiques et granitiques pour la feuille de Lorient au 1/50.000ème. Thèse 3e Cycle, Strasbourg.

IWAO S. (1968). Zonal structure in some kaolin and associated deposits of hydrothermal origin in Japan. Int. Geol. Congr. report 23rd Session, Prague, 14, p. 107-113.

KELLER W.D. et HANSON R.F. (1975). Dissimilar fabrics by scan electron microscopy of sedimentary versus hydrothermal kaolins in Mexico. *Clays and clay min.*, 23, 3, p. 201-204.

KELLER W.D. (1976). Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin I and II. *Clays and clay min.*, 24, p. 107-113 et p. 114-117.

KESLER T.L. (1970). Hydrothermal kaolinisation in Michoacan, Mexico. *Clays and clay min.*, 18, p. 121-124.

KONTA J. et BOROVEC Z. (1966). Schwerminerale im Rohkaolin von Sedlec (Zettlitz) in Böhmen. *Keramische Zeit.*, 9, 18, p. 627-637.

KONTA J. (1969 a). Comparison of the proof of hydrothermal and supergene kaolinisation in two areas in Europe. Int. clay Conf. Tokyo, 1, p. 281-290.

KONTA J. (1969). Raw kaolin from the Osmosa-Bozicany deposit in West Bohemia. *Interceram*, 1, p. 59-60 et p. 104-107.

KURABAYASHI S. et TSUCHIYA T. (1960). Quantitative estimation of hydrated halloysite in volcanic ash beds. *Clay Sci.*, 1, p. 15-22.

KUZVART M. (1968). Kaolin deposits of Czechoslovakia. Int. Geol. Congr. Rep. 23rd Session, A, p. 47-75.

KUZVART M. (1977). Aspects of kaolin genesis. Proc. 8th Int. kaolin Symp. and meeting on alunite, Madrid-Rome, 1977, 12 p.

LACROIX A. (1901). Minéralogie de la France. Tome III. Ch. Beranger éd., Paris.

LAFOND R. (1965). Cycle cristallographique des kaolinites au cours des phénomènes superficiels en zone intertropicale. *C. R. Acad. Sci., Paris, D,* 260, p. 5320-5322.

LAGACHE M., WYART J. et SABATIER G. (1961). Mécanisme de la dissolution des feldspaths dans l'eau pure ou chargée de CO_2 à 200° C. *C. R. Acad. Sci., Paris, D,* 252, p. 2296-2299.

LAGACHE M. (1965). Contribution à l'étude des feldspaths dans l'eau entre 100° C et 200° C sous différentes pressions de CO_2.Application à la synthèse des minéraux argileux. *Bull. Soc. Fr. min. et crist.,* 88, p. 223-253.

LAMEYRE J. (1966). Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Clermont,* 12, 29, 264 p.

LAMEYRE J. (1973). Les marques d'eau dans les leucogranites du Massif Central français. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7e sér.,* 15, p. 288-296.

LELONG F. (1967). Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide. Thèse Nancy 1967 et Sci. terre Nancy, Mém. 14, 118 p. (1969).

LENEUF N. (1959). L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Fac. Sci., Paris, 210 p.

LOMBARDI G. et SHEPPARD S.M. (1977). Petrographic and isotopic studies of the altered acid volcanics of the Tolfa-Cerite area, Italy : the genesis of the clays. *Clay min.,* 12, p. 147.

MILLOT G. et BONIFAS M. (1955). Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Bull. Serv. carte géol. Als. Lorr. Strasbourg,* 8, p. 3-21.

MILLOT G. (1964). Géologie des argiles. Masson éd. Paris, 499 p.

MILON Y. (1932). L'extension des formations sidérolithiques éocènes dans le centre de la Bretagne. *C. R. Acad. Sci., Paris,* 194, p. 1360-1361.

MINATO H. (1975). Mineralogy and mode of occurence of spherical halloysite from Japan. *Cont. to clay miner.,* p. 73-81.

MOORE L.R. (1964). The in situ formation and development of some kaolinite macrocrystals. *Clay min. Bull.,* 31, 5, p. 338-352.

MURRAY H.H. et LYONS S.C. (1956). Correlation of paper coating quality with degree of crystal perfection of kaolinite. Clays and clay minerals, 4th Nat. Conf. (1955), p. 31-40.

MURRAY H.H. et LYONS S.C. (1960). Further correlation of kaolinite crystallinity with chemical and physical properties. *Clays and clay min.,* 8, p. 11-18.

NAKAMURA H. (1969). Mineral and thermal waters of Japan. Int. Geol. Congr. 23rd Session, Prague, 19, p. 45-62.

NEUZIL J., MATL V. et KUZWART M. (1973). The kaolins of the S.E. margin of the Bohemian massif. 6th Conf. on clay min. and petrol., Prague (1973), Universita Karlova, p. 165-186.

NEUZIL J. (1977). Behaviour of heavy minerals from the rocks of the crystalline mass during climatic kaolinisation. Proc. 8th int. kaolin symp. and Meet. on alunite, Madrid-Rome (1977), 7 p.

NICOLAS J. (1956). Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. Thèse Paris, 254 p.

NICOLAS J. et VERDIER J. (1964). Sur l'altération des roches acides de la Sierra de Imataca (Rio Caroni, Guyane vénézuélienne). *C. R. Acad. Sci., Paris, D.,* 258, p. 5922-5924.

NOLL W. (1936). Formation condition of kaolinite, montmorillonite, pyrophyllite, sericite and analcite. *Min. und Petrog. Mitt.,* 48, p. 210-246.

OBERLIN A., TCHOUBAR C., SCHILLER C., PEREZAT H. et KOVACEVIC S. (1961). Genèse et synthèse des argiles. Colloque n° 105, C.N.R.S., Paris, p. 45-55.

O'BRIEN N.R. et ORLOPP D.E. (1964). Correlation of kaolinite morphology and crystallinity. *Trans. Illinois Acad. Sci.*, 57, p. 84-87.

O'NEIL J.R. et KHARAKA Y.K. (1976). Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 40, p. 241-246.

PARFENOFF A., POMEROL C. et TOURENQ S. (1970). Les minéraux en grains : méthodes d'étude et détermination. Masson éd., Paris, 575 p.

PARIS F. (1977). Légende de la feuille de Caulnes au 1/50.000ème.

PEDRO G. (1958). Premiers résultats concernant la réalisation expérimentale d'un processus de latéritisation. *C. R. Acad. Sci., D*, 247, p. 1217-1220;

PEDRO G. (1964). Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse, Paris, 344 p.

PETITJOHN F.J. (1957). Sedimentary rocks. Harper et Row, New-York, 718 p.

PLIHON G. (1974). Les formations meubles sur les granites de Bonnemain et de Quintin (Massif Armoricain), arènes, arènes remaniées, et limons. Thèse 3e Cycle, Rennes, 138 p.

PRESCOTT J.A. et PENDLETON R.L. (1952). Laterite and lateritic soils Commonwealth. *Bur. of Soil Sci. tech. comm.*, n°47, 51 p.

RAO T. (1928). A study of bauxites. *Min. mag.*, 21, p. 407-430.

ROBERTSON R.H., BRINDLEY G.W. et MACKENSIE R.C. (1954). Mineralogy of kaolin clays from Pugu (Tanganika). *Amer. min.*, 39, p. 113-139.

ROSS C.S. et KERR P.F. (1930). The kaolin minerals. *U.S. Geol. Surv. Prof. paper*, 165 E, p. 151-175.

SABOT J. (1954). Les latérites. C. R. 19e Congr. géol. int., Alger (1952), 21, p. 181-192.

SALES R. et MEYER C. (1948). Results from preliminary studies of vein formation at Butte, Montana. *Econ. Geol.*, 44, p. 465-484.

SAVIN S. et EPSTEIN S. (1970). The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 34, p. 25-42.

SHEPPARD S.M. (1977). The Cornubian batholith, S-W England : D/H and O^{18}/O^{16} studies of kaolinite and other alteration minerals. *J. Geol. Soc. London*, 133, p. 573-591.

SHERMAN G. (1952). The titanium content of Hawaïan soils and its significance. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 16, p. 15-18.

SIFFERMANN G. et MILLOT G. (1968). L'halloysite des sols jeunes sur basaltes récents du Centre Cameroun. *Bull. gr. Fr. argiles*, 2, p. 25-38.

SMYKATZ-KLOSS W. (1975). The D.T.A. determination of the degree of dis(-order) of kaolinites : method and application to some kaolin deposits of Germany. Proc. Int. Clay Conf. Mexico (1975), p. 429-438.

SUDO T. et TAKARASKI H. (1956). Shapes of halloysite particles in Japanese clays. Clays and clay min. 4th nat. cong. (1955) p. 67-69.

SUMI K. (1969). Zonal distribution of clay minerals in the Matsukawa geothermal area, Japan. Proc. Int. clay Conf., Tokyo, p. 501-513.

TARDY Y. (1969). Géochimie des altérations, étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. carte géol. Als. Lorr., Strasbourg*, 31, 199 p.

TAYLOR H.P. (1974). The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, 69, p. 843-883.

VAN OLPHEN H. (1963). An introduction to clay colloïd chemistry. Interscience publ., New-York, 120 p.

VERNET J.P. (1962). Hypothèse sur la genèse de certains minéraux du groupe de la kaolinite dans une poche de sables sidérolithiques du Mont Verache (Savoie). *Bull. Gr. Fr. argiles*, 13, p. 47-57.

VERNET J.P. (1970). L'ultrastructure de l'halloysite massive. *Bull. Gr. Fr. argiles*, 22, p. 91-95.

VIDAL P. (1976). L'évolution polyorogénique du massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la Géochimie isotopique du strontium. Thèse d'Etat, Rennes, (ronéo), 163 p.

WEAVER C. (1976). The nature of TiO_2 in kaolinite. *Clays and clay minerals*, 24, p. 215-218.

WELLS M. (1946). A contribution to the study of luxullianite. *Min. Mag.*, 27, p. 186-193.

YODER H.S. et EUGSTER H.P. (1953). Syntheses and stability of the muscovites. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 64, p. 14-96.

YODER H.S. et EUGSTER H.P. (1955). Synthetic and natural muscovite. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 8, 225-280.

TABLE DES MATIERES :

INTRODUCTION

A - LES BUTS 1

B - LES METHODES D'ETUDES 2

I - ECHANTILLONNAGE..... 2
II - TRAITEMENT DES ECHANTILLONS..... 3
III - TECHNIQUES UTILISEES..... 3

PREMIERE PARTIE : LE GISEMENT

I - SITUATION DU GISEMENT. HISTORIQUE..... 8
II - CADRE GEOLOGIQUE..... 8
III - DESCRIPTION DES CARRIERES..... 10
1) Kerham 10
2) Keryan 14
3) Kergantic 17
4) Lann-Vrian 21
5) Kerourant 23
6) Lopeheur 26

DEUXIEME PARTIE : LE GRANITE, LES VEINES DE QUARTZ

A - LE GRANITE ET LES ROCHES ASSOCIEES 30

I - ETUDE DU GRANITE SAIN ET DU GRANITE EN VOIE DE TRANSFORMATION..... 30
1) Les différents types 30
2) Les observations microscopiques 31
3) Les minéraux lourds 37
4) Analyse chimique 39

II - ETUDE DES ROCHES ASSOCIEES..... 42
1) Les filons d'aplite 42
2) Le filon de pegmatite 43
3) L'affleurement de micaschistes 43
III - CONCLUSIONS A L'ETUDE DU GRANITE..... 44
1) Résumé des résultats 44
2) Interprétations 45

B - LES FILONS DE QUARTZ 51
I - DESCRIPTION DES FACIES RENCONTRES..... 51
1) La veine majeure N 40° Kergantic-Kerham 51
2) La veine de Kerourant 52
3) La veine mineure de Lann-Vrian-Kergantic 52
4) La veine N 140° de Kerham 52
II - OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES 53
1) Le quartz laiteux 53
2) Le quartz automorphe 53
3) Les silicifications en feuillets 53
4) Le faciès brèchique 55
III - LES INCLUSIONS FLUIDES 56
IV - CONCLUSIONS SUR LES VEINES DE QUARTZ..... 57
1) Interprétation des différents faciès 57
2) Condition de mise en place 58

TROISIEME PARTIE : LA ROCHE ALTEREE

A - GRANULOMETRIE 61
I - ETUDE DE LA FRACTION SABLEUSE..... 61
1) Les courbes cumulatives des sables 61
2) Les histogrammes de fréquence 64
II - GRANULOMETRIE DE L'ECHANTILLON TOTAL..... 67

1) Le pourcentage de matériel inférieur à 5 µ 67
2) Diagramme triangulaire 67
3) Les courbes cumulatives 67
III - CAS PARTICULIERS 77
1) Les kaolins remaniés 77
2) Les zones de contact avec les micaschistes 77
3) Les dépôts dans les fissures du quartz 79
IV - RELATIONS ENTRE LA POSITION DANS LE GISEMENT ET LES CARACTERES GRANULOMETRIQUES..... 80
1) Influence de la profondeur 80
2) Influence des failles 80
V - RESUME DES RESULTATS 81

B - MINERALOGIE DE LA ROCHE ALTEREE 83
I - LA FRACTION SABLE 83
1) Les minéraux légers 83
2) Les minéraux lourds 83
II - LA FRACTION < 50 µ 95

C - L'ANALYSE CHIMIQUE 97
I - LES RESULTATS 97
1) Les résultats bruts 97
2) Calculs à volume constant 97
II - BILAN GEOCHIMIQUE DE LA KAOLINISATION 102
1) Premier stade : le granite blanchi 104
2) Deuxième stade : le kaolin à feldspaths résiduels. 104
3) Troisième stade : le kaolin sans feldspaths résiduels 104
4) Cas particuliers 107
5) Résumé 108
III - BILAN NORMATIF DE LA KAOLINISATION 109
1) Principe du calcul 109
2) Norme du granite à différents stades de la kaolinisation 109
3) Cas particuliers 112
4) Equations de la kaolinisation 115
5) Conclusions 118

QUATRIEME PARTIE : LA FRACTION < 5 μ DU KAOLIN

A - LES DONNEES DE L'A.T.D. ET DE L'A.T.P. 120

I - L'A.T.D. 120

II - L'A.T.P. 120

B - LES MORPHOLOGIES DE LA KAOLINITE 123

C - LA CRISTALLINITE 128

I - GENERALITES 128

1) Mesure de l'indice 128

2) Conditions expérimentales 128

II - LES RESULTATS 130

III - CRISTALLINITE ET RELATIONS D'INTERDEPENDANCE 134

1) Cristallinité et position dans le gisement 134

2) Cristallinité et degré de décomposition 136

3) Cristallinité et nature de la roche mère 137

4) Relations entre la cristallinité et certains autres caractères physico-chimiques 137

IV - RESUME SUR LA CRISTALLINITE 142

D - CONCLUSION 142

CINQUIEME PARTIE : L'ORIGINE DU KAOLIN

I - LES FACTEURS DE LA KAOLINISATION 143

1) La concentration des ions dans la solution d'attaque. 143

2) Le pH 145

3) La température 145

II - LES ARGUMENTS UTILISES POUR DEMONTRER L'ORIGINE DES KAOLINS 146

1) Morphologie des gisements et profondeur atteinte par la kaolinisation 146
2) Les morts-terrains 147
3) La kaolinisation et les zones faillées 147
4) La minéralogie des gisements hydrothermaux 148
5) La minéralogie des gisements d'origine supergène 153
6) Caractères particuliers de la kaolinite 154
III - LES CARACTERES DU GISEMENT DE PLOËMEUR 157
1) Morphologie et profondeur 157
2) Les morts terrains 158
3) La kaolinisation et les veines de quartz 158
4) Minéralogie du gisement de Ploëmeur 163
5) Caractères particuliers de la kaolinite 165
6) Le gisement de Ploëmeur replacé dans le cadre des altérations latéritiques 167
IV - CONCLUSION 168

CONCLUSION GENERALE 170

BIBLIOGRAPHIE 174

TABLE DES MATIERES 185

ANNEXES

ECHANTILLON	% pondéral par fraction	% O + A	% T.	Anatase	Brookite	Leucoxène	Tourmaline	Zircon	Chlorite	Apatite	Staurotide	Rutile	Andalousite Sillimanite Disthène	Grenat	Chloritoïde	Glaucophane	Epidote	Cassitérite
KH 1001	α 0,02	2,5	97,5	89,1	2,6	8,3												
	β 0,11	1,6	97,4	72,7	8,8	18,5												
	γ 0,14	2,3	97,7	73,7	10,4	14,5		1,4										
	δ 0,01	1,9	98,1	77,6	10,3	6,2		5,9										
KH 1002	0,02	9,7	90,3	16,1	5,4	23,7	43				4,6	1,0	40		1,0			
	0,06	9,9	90,1	19,8	5,5	30,8	21,4	1,1			6,6	0,5	12,1		2,2			
	0,03	12,0	88,0	39,6	10,1	16,3	19,4	4,8			4,0		4,0		1,8			
	0,01	5,5	94,5	19,5	12,0	6,7	49,8	10,4				0,4	0,4		0,4			
KH 1003	0,01	3,7	96,3	45,6	31,6	22,8												
	0,05	4,4	95,6	43,1	35,3	21,6												
	0,32	3,2	96,8	44,3	41,1	12,8		1,8										
	0,18	1,8	98,2	34,9	53,5	7,0		4,6										
KH 1004	0,002	+	+	+		+												
	0,004	27,3	72,7	45,8	16,7	97,5												
	0,02	7,4	92,6	45,6	33,3	21,1												
	0,005	7,5	92,5	51,4	23,4	22,5		2,7										
KH 1005	0,0004	+	+			+												
	0,0009	+	+	+	+	+												
	0,0009	7,1	92,9	15,4	25,6	59												
	0,001	4,4	95,6	30,2	44,2	16,3		9,3										
KH 1006	0,01	37,8	62,2	56,5		43,5												
	0,10	13,4	86,6	78,9	11,0	9,4			0,7									
	0,17	5,4	94,6	65,8	28,1	5,1		1,0										
	0,05	5,6	94,4	43,8	33,2	4,7		18,3										
KH 1007	0,0003	+	+			+												
	0,005	3,9	96,1	9,5	47,3	41,9		1,3										
	0,04	2,1	97,9	7,8	82,5	3,5		1,2										
	0,01	2,6	97,4	7,2	81,1	3,5		8,2										
KH 1008	0,13	99,8	0,2	+	+	+												
	0,40	93,5	6,5	31,7	14,3	54,0												
	0,52	77,7	22,3	26,9	30,2	40,8		2,1										
	0,22	39,7	60,3	38,8	31,3	20,8		9,1										
KH 1009	0,01	24,0	76,0	89,3	3,6	7,1												
	0,07	1,3	98,7	70,5	12,8	16,1		0,6										
	0,27	2,3	97,7	57,5	31,2	10,6		0,7										
	0,04	1,2	98,8	48,0	40,6	7,6		3,8										
KH 1010	0,007	26,5	73,5	20,0		80,0												
	0,06	19,2	80,8	40,5	6,0	53,5												
	0,17	6,0	94,0	60,1	11,6	20,0		2,3										
	0,10	2,1	97,9	83,5	8,8	5,2		2,5										
KH 1011	0,005	21,7	78,3	61,1	27,8	11,1												
	0,01	8,1	91,9	69,4	12,1	15,3	1,6	1,6										
	0,02	6,4	93,6	58,0	12,5	15,9	1,0	12,5										
	0,01	4,3	95,7	40,6	10,5	6,3		42,7										
KH 1012	0,10	92,6	7,4	+		+			+									
	0,29	58,9	41,1	58,1	23,4	15,6	1,1	1,2	0,6									
	0,37	10,1	89,9	92,6	3,1	3,3	0,3	0,7										
	0,08	11,7	88,3	68,9	11,2	7,1	0,5	12,3										
KH 1013	0,002	+	+	+	+	+												
	0,012	14,1	85,9	16	52,8	30,0		1,2										
	0,009	8,6	91,4	20,8	37,7	39,6		1,9										
	0,02	5,0	95,0	35,5	37,5	8,8		18,2										
KY 1001	0,01	25,0	75,0	2,8		5,5			91,7									
	0,02	75,0	25,0	8,9	2,2	33,3	8,9		40,0		6,7							
	0,03	38,4	61,6	14,7	20,4	35,0	2,6	3,8	22,3	0,6	0,6							
	0,01	33,8	66,2	24,1	11,1	27,8		22,2	14,8									
KY 1002	0,07	98,3	1,7	+	+													
	0,08	76,2	23,8	66,7	10,5	17,5		5,3										
	0,08	29,1	70,9	48,8	19,7	10,1		21,4										
	0,02	15,5	84,5	27,9	20,1	18,7		33,3										
KY 1003	0,04	29,4	70,6	19,4	11,1	16,7	5,5		41,7		5,6							
	0,09	7,8	92,2	32,5	22,9	32,5	1,8	1,2	6,1	0,6	2,4							
	0,08	2,9	97,1	43,7	34,3	15,7	0,2	4,4		0,4	1,3							
	0,08	6,2	93,8	23,9	35,2	24,9		16,0										
KY 1004	5,55	100	0															
	9,14	98	2			+					+							
	3,55	94,9	5,1	3,2		14,5	5,5	1,60	9,7	1,6	62,9							
	0,31	90,0	10,0	7,0	4,0	9,9	8,9	9,9	14,9	24,7	25,7							
KY 1005	+		+	+				+										
KY 1006	0,04	98,0	2			+					+							
	0,88	82,9	17,1	2,5		83,5	5,1			0,9	8,0							
	0,40	89,3	10,7	3,5	2,0	74,3	3,2	1		4,1	11,9							
	0,67	85,2	14,8	1,8	5,2	65,3		14,4		6,2	7,1							

ANNEXE I

RÉPARTITION DES MINÉRAUX LOURDS

(Carrières de KERHAM et KERYAN).

ECHANTILLON	% pondéral par fraction	% O + A	% T.	Anatase	Brookite	Leucoxène	Tourmaline	Zircon	Chlorite	Apatite	Staurotide	Rutile	Andalousite Sillimanite Disthène	Grenat	Chloritoïde	Glaucophane	Epidote	Cassitérite
KG 1001	α 0,02	0	100			100												
	β 0,06	9,5	90,5	12,6	1,0	75,3	10,6											
	γ 0,001	8,5	91,5	31,4	7,0	46,3	8,1	7,0										
	δ —																	
KG 1002	1,38	0	100				100											
	1,30	0	100				100											
	0,49	2,4	97,6			2,9	97,1											
	0,40	3,2	96,8	1,3	4,6	9,9	79,6	4,6										
KG 1004	0,12	0	100	38,8			5,6		55,6									
	0,29	0	100	23,6		13,9	22,5		40,0									
	0,04	2,9	97,1	37,6	7,4	32,5	19,0	3,5										
	0,01	9,4	90,6	26,2	11,0	44,3	1,8	16,7										
KG 1005	0,04	32,0	68,0	15,2		7,5	77,3											
	0,11	6,0	94,0	8,4	0,3	2,9	88,4											
	0,07	8,4	91,6	2,2	7,2	71,0	6,9											
	0,02	5,5	94,5	23,8	4,9	9,6	8,7	53,0										
KG 1006	0,16	97,0	3,0				+											
	0,16	92,0	8,0	+		+	+											
	0,009	84,1	15,9	+	+	+	+											
KG 1008	0,02	15,4	84,6				100											
	0,02	1,5	98,5	0,8		6,1	85,7	6,2		1,2								
	0,02	1,1	98,9	3,6	1,8	54,6	28,1	10,8		1,1								
	0,02	1,3	98,7	14,2	8,6	23,0	4,1	48,2		1,0								
KG 1009	2,28	0	100				100											
	5,06	0	100				100											
	1,97	0	100				99	1										
	0,03	0	100				96	4										
KG 1010	0,28	10,6	89,4	0,6		1,2	98,2											
	0,40	2,3	97,7	2,7	1,1	4	92,2											
	0,21	1,6	98,4	4	1,6	8,1	86,3											
	0,01	4,9	95,1	17,5	11,3	22,6	37,3	11,3										
KG 1011	0,02	97,7	2,3			+	+											
	0,04	86,1	13,9	8,3		54,2	37,5											
	0,06	84,0	16,0	28,9		63,2	7,9											
	0,03	85,0	15,0	24,0	9,9	59,1	4,0	3										
KG 1012	0,03	24,1	75,9	45,5	24,2	30,3												
	0,15	20,0	80,0	57,5	26,6	15,9												
	0,17	2,9	97,1	73,4	19,8	6,8												
	0,05	2,5	97,5	81,2	10,7	5,3		2,8										
KG 1014	0,04	43,7	56,3						100									
	0,18	0,9	99,1				0,6		99,3	+								
	0,03	0,7	99,3	31,2	10,2	11,7	0,6	2,8	43,5									
	0,001	3,2	96,8	42,5	9,2	12,5		23,3	12,5									
KG 1015	0,06	6	94	43,6		10,3			46,2									
	0,11	1,5	98,5	65,2	1,9	18,2			10,8			3,9						
	0,02	1,8	98,2	66,7	4,9	19,3		2,7	1,5			4,9						
	0,02	2,8	97,2	47,1	8,2	16,7		18,1				9,9						
KG 1016	0,66	0	100				100											
	1,87	0	100				100											
	0,44	0	100	0,1	0,1		99,8											
	0,14	0	100	0,5	0,2	0,7	98,1	0,5										
KG 1024	0,13	100	0															
	0,07	80	20			100												
	0,10	51,2	48,8	1,4	14,4	82,2		1,3										
	0,008	34,9	65,1		3,6	89,3		7,1										

ANNEXE II

RÉPARTITION DES MINÉRAUX LOURDS

(Carrière de KERGANTIC).

ECHANTILLON	pondéral par fraction	% O + A	% T.	Anatase	Brookite	Leucoxène	Tourmaline	Zircon	Chlorite	Apatite	Staurotide	Rutile	Andalousite Sillimanite Disthène	Grenat	Chloritoïde	Glaucophane	Epidote	Cassitérite
KO 1001	α 0,0004	+	+	+	+	+												
	β 0,0008	14,3	85,7	20,8	37,5	41,7												
	γ 0,0009	9,2	90,8	13,6	37,3	49,1												
	δ 0,0012	8,4	91,6	19,3	48,6	27,5		4,6										
KO 1002	0,0001	+	+	+	+	+												+
	0,0003	+	+	+	+	+	+											+
	0,0004	12,3	87,7	7,8	7,8	66,2	10,9	6,3										1,0
	0,0005	26,7	73,3	6,1	6,1	48,5		39,3										
KO 1003	0,0006	15,0	85,0	6,3	87,5	6,2												
	0,0075	5,6	94,4	4,3	69,2	17,7		8,9										
	0,0030	5,5	94,5	12,4	44,5	14,1		29,0										
KO 1004	0,07	18,4	81,6	25,8	0,7	3,3	23,8				27,8		17,2		1,4			
	0,20	12,5	87,5	33,3	1,5	11,2	10,7		0,8		18,4		18,1	1,3	3,6	0,3	0,8	
	0,25	10,0	90,0	32,9	5,8	20,4	7,8	1,3			15,0		10,6	0,8	4,1	0,8	0,5	
	0,06	17,6	82,4	37,6	14,2	34,5	1,1	6,2			3,3		0,6	0,9	1,3			
KO 1005	0,0006	+	+	+	+	+	+											
	0,002	27,5	72,5	13,5	10,8	70,2	5,4											
	0,001	12,2	87,8	16,3	30,2	51,2	2,3											
	0,003	6,7	93,3	25,5	33,2	13,5	5,4	22,4										
KO 1006	0,0001	+	+			+												
	0,0004	+	+	+		+												+
	0,0005	18,7	81,3	3,8	11,6	62,3		7,7										9,6
	0,0007	15,4	84,6	14,5	21,8	36,4		18,2										9,1
KO 1007	0,007	17,0	83,0			64,2	17,9		17,9									
	0,02	31,9	68,1	21,9	6,3	57,8	6,3	1,5	3,1			3,1						
	0,007	7,9	92,1	37,7	25	27,3		8,2	0,9			0,9						
	0,004	10,6	89,4	31,2	15,1	16,1		37,6										
KO 1008	0,58	0	100				100											
	2,31	0	100				100											
	1,36	0	100				100											
	0,04	0	100	1,3	0,6		96,2	1,9										
KO 1009	0,24	14,6	85,4	2,1			9,6				42,8		44,4					
	0,43	12,0	88,0	3,0	1,1	3,9	10,7		1,6	1,4	30,7		38,3		4,0	3,7	1,7	
	0,67	10,2	89,8	14,4	6,4	10,4	6,0	0,9	0,4	1,3	20,5		31,9		2,7	5,0	0,1	
	0,19	21,9	78,1	20,1	11,4	20,2	1,8	14,9		1,8	17,6		9,6		1,4	1,4		
KL 1001	0,01	1,4	98,6	1,4					98,6									
	0,02	3,8	96,2	22,4	1,6	8,0	8,0		60,0									
	0,01	1,4	98,6	18,4	1,7	5,5	3,7	3,7	66,0									
	0,01	3,9	96,1	17,9	4,9	7,3	3,2	22,5	34,1									
KL 1002	0,003	0	100				100											
	0,01	2,6	97,4	1,3	0,7	0,7	92,5			4,8								
	0,002	3,4	96,6	3,6	7,1	5,0	80,7	3,6										
	0,001	16,6	83,4	15,3	10,2	25,1	20,8	28,6										
KP 1001	0,002	+	+			+	+						+					
	0,015	40,9	59,1			38,5	61,5						+					
	0,020	15,8	84,2	25,0	14,6	31,2	18,7	4,2					6,3					
	0,005	20,0	80,0	16,7	16,6	49,0	0,8	0,9					1,0					
KP 1002	0,08	3,0	97,0				100											
	0,28	0,9	99,1	0,5			99,5											
	0,13	1,9	98,1	4,9	1,0	1,5	92,6											
	0,04	2,0	98,0	16,7	7,5	3,1	67,9	4,8										
T_1	0,016	9,8	90,2	6,3		1,5	3,0		88,7				0,5					
	0,013	16,8	83,2	2,4		0,8	1,6		93,5				1,6					
	0,011	36,6	63,4	10,3	1,0	14,4	2,0	3,4	52,6				11,3					
	0,001	25,0	75,0	5,6	2,7	14,9		15,7	52,8				8,3					
T_6	0,009	25,4	74,6	44,1		4,0			44,1									
	0,03	7,8	92,2	79,5		5,0	0,2	0,3	15,0									
	0,04	6,4	94,6	91,6	1,9	3,6	0	1,3	1,6									
	0,02	12,2	87,8	65,9	4,1	8,0		21,6	0,4									

ANNEXE III

RÉPARTITION DES MINÉRAUX LOURDS

(Carrières KEROURANT, LANN-VRIAN, LOPSHEUR).

ANNEXE IV

	% analyse	% recalculé à 100	Moles	Oxygènes	Ions	Nbre ions par maille
SiO_2	45,39	45,97	0,7662	1,5324	0,7662	6,12
Al_2O_3	34,45	34,89	0,3421	1,0263	0,6842	5,47
Fe_2O_3 tot.	2,28	2,31	0,0144	0,0432	0,0288	0,23
MnO	0,03	0,03	0,0004	0,0004	0,0004	0,003
MgO	1,03	1,04	0,0260	0,0260	0,0260	0,21
CaO	0,30					
Na_2O	0,58	0,59	0,0095	0,0095	0,0190	0,15
K_2O	8,76	8,87	0,0944	0,0944	0,1888	1,51
TiO_2	0,85	0,86	0,0108	0,0216	0,0109	0,09
P_2O_5	0,24					
H_2O^+	4,82	4,88	0,2711			4,33
H_2O^-	0,55	0,56				
TOTAL	99,28					

Formule structurale sur la base de 24 (O,OH)

Z = 8	Si	= 6,12
	Al	= 1,88
Y = 4,12	Al	= 3,59
	Fe	= 0,23
	Mg	= 0,21
	Ti	= 0,09
	Mn	= 0,003
X = 1,66	K	= 1,51
	Na	= 0,15
	OH^-	= 4,33
% paragonite		= 9%

Formule en % oxydes		% oxydes pour pour K_2O = 1
SiO_2	6,12	8,11
Al_2O_3	2,74	3,63
Fe_2O_3	0,12	0,16
MnO		
TiO_2	0,09	0,12
MgO	0,21	0,28
Na_2O	0,075	0,10
K_2O	0,755	1,00
H_2O	2,165	2,87
	MM	10 56

TABLEAU 1 : CALCUL DE LA FORMULE STRUCTURALE DE MUSCOVITE DU GRANITE FRAIS (M_1)
CaO et P_2O_5 n'ont pas été inclus dans le calcul, ils correspondent à des inclusions d'apatite. MnO a été négligé.

	% analyse	% recalculé à 100	Moles	Oxygènes	Ions	Nbre ions par maille
SiO_2	45,03	45,52	0,7587	1,5174	0,7587	6,07
Al_2O_3	35,49	35,87	0,3517	1,0551	0,7034	5,63
Fe_2O_3 t.	1,98	2,00	0,0125	0,0375	0,0250	0,20
MnO	0,03	0,03	0,0004	0,0004	0,0004	0,003
MgO	0,73	0,73	0,0182	0,0182	0,0182	0,16
CaO	0,05					
Na_2O	0,37	0,37	0,0059	0,0059	0,0118	0,09
K_2O	8,80	8,90	0,0947	0,0947	0,1894	1,52
TiO_2	0,86	0,87	0,0109	0,0218	0,0109	0,09
P_2O_5	0,05					
H_2O^+	4,99	5,05	0,2805			4,33
H_2O^-	0,65	0,66				
TOTAL	99,03	100,00				

Formule structurale sur la base de 24 (O,OH)

Z = 8	Si	= 6,07
	Al	= 1,93
Y = 4,15	Al	= 3,70
	Fe	= 0,20
	Mn	= 0,003
	Mg	= 0,16
	Ti	= 0,09
X = 1,61	K	= 1,52
	Na	= 0,09
	OH^-	= 4,33
% paragonite		= 5,6%

Formule en % oxydes		% oxydes pour pour K_2O = 1
SiO_2	6,07	7,99
Al_2O_3	2,82	3,71
Fe_2O_3 t.	0,10	0,13
MnO		
TiO_2	0,09	0,12
MgO	0,16	0,22
Na_2O	0,045	0,06
K_2O	0,76	1,00
H_2O	2,165	2,85
(MnO a été négligé)	MM	10 46

TABLEAU 2 : CALCUL DE LA FORMULE STRUCTURALE DE MUSCOVITE DU GRANITE KAOLINISÉ (M_2)
(CaO et P_2O_5 n'ont pas été inclus dans le calcul, ils correspondent à des inclusions d'apatite. MnO a été négligé).

			SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	$Fe_2O_3t.$	MgO	TiO_2	P_2O_5	H_2O	Total		
% oxydes			52,78	14,84	1,11	0,04	0,03	0,51	0,11	0,15	0,04	5,08	74,69		
M. M.			60	102	94	62	56	160	40	80	142	18			
P. M. x 1000			879,6	145,5	11,81	0,7	0,6	3,2	2,6	1,9	0,2	282	P. M.	M. M.	%
Apatite	1	P_2O_5											0,2	336	0,07
	3	CaO													
Muscovite	8	SiO_2													
	3,7	Al_2O_3													
	0,13	Fe_2O_3													
	0,22	MgO													
(M_2)	0,12	TiO_2	785,1	101,8				1,66		0,48		248,3	11,81	1046	12,35
	1,00	K_2O													
	0,06	Na_2O													
	2,9	H_2O													
Kaolinite	2	SiO_2													
	1	Al_2O_3	581,5									44,7	101,8	258	26,26
	2	H_2O													
Quartz		SiO_2											581,5	60	34,89
Titanés		TiO_2											0,48	80	0,04
Goethite	1	Fe_2O_3										43,0	1,66	178	0,29
	1	H_2O													
H_2O^-													43,0	18	0,77
TOTAL															74,67

ANNEXE V

CALCUL DE LA NORME DU GRANITE ENTIÈREMENT KAOLINISÉ.

GÉOSCIENCES - RENNES - UPR 4661 - CNRS BIBLIOTHÈQUE

			SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	Fe_2O_3t.	MgO	TiO_2	P_2O_5	H_2O	Total		
% oxydes			72,75	15,04	4,53	3,72	0,39	1,11	0,27	0,15	0,22	1,37	99,56		
M. M.			60	102	94	62	56	160	40	80	142	18			
P. M. x 1000			1213	147	48,2	60	7	7	6,7	1,9	1,5	76	P. M.	M. M.	%
Ms (M_1)	8,11	SiO_2	1118,1	104,5	36,5	58,8	7	5,1	3,4	0,49	1,5	42,4	11,70	1056	12,35
	3,63	Al_2O_3													
	0,16	Fe_2O_3													
	0,28	MgO													
	0,10	Na_2O													
	1,00	K_2O													
	0,12	TiO_2													
	2,87	H_2O													
Apatite	1	P_2O_5					2,5						1,5	336	0,5
	3	CaO													
Anorthite	1	CaO	1113,1	102,0									2,5	278	0,7
	1	Al_2O_3													
	2	SiO_2													
Albite	1	Na_2O	760,3	43,2									58,8	524	30,8
	1	Al_2O_3													
	6	SiO_2													
Biotite	5,5	SiO_2	741,6	36,4	34							34,70	3,4	936	3,18
	2	Al_2O_3													
	1,5	Fe_2O_3													
	1,0	MgO													
	0,14	TiO_2													
	0,75	K_2O													
	2,25	H_2O													
Orthose	1	K_2O	537,6	2,4									34,00	556	18,90
	1	Al_2O_3													
	6	SiO_2													
Quartz		SiO_2											537,6	60	32,26
Gibbsite	1	Al_2O_3										27,50	2,4	156	0,37
	3	H_2O													
Eau		H_2O											27,50	18	0,50
TOTAL															99,56

ANNEXE VI

CALCUL DE LA NORME DU GRANITE SAIN.

VU :

Le Président de la Thèse

VU :

Le Directeur de Thèse

VU et APPROUVE

RENNES, le

LE Directeur de l'U.E.R.

VU pour autorisation

RENNES, le

LE PRESIDENT de l'Université de RENNES

R. DABARD

television -

merc. Radio Bretagne