Les phengites : marqueurs géométriques, chimiques et isotopiques de l'histoire des roches métamorphiques : application aux schistes lustres des Alpes cottiennes

Nicole Liewig

▶ **To cite this version:**

Nicole Liewig. Les phengites : marqueurs géométriques, chimiques et isotopiques de l'histoire des roches métamorphiques : application aux schistes lustres des Alpes cottiennes. Pétrographie. Université de Strasbourg, 1981. Français. NNT : . tel-00822938

HAL Id: tel-00822938

https://theses.hal.science/tel-00822938

Submitted on 15 May 2013

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.

U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE

INSTITUT DE GÉOLOGIE

STRASBOURG

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3ème cycle)

EN GÉOLOGIE

par

Nicole LIEWIG

LES PHENGITES : MARQUEURS GÉOMÉTRIQUES, CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES DE L'HISTOIRE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

APPLICATION AUX SCHISTES LUSTRÉS DES ALPES COTTIENNES

Soutenue publiquement le 23 janvier 1981 devant la Commission d'Examen :

MM. J. LUCAS, Président
J.M. CARON
N. CLAUER
A. MICHARD
K. WEBER

U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
INSTITUT DE GÉOLOGIE
STRASBOURG

THÈSE

présentée à
L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3ème cycle)
EN GÉOLOGIE

par

Nicole LIEWIG

LES PHENGITES : MARQUEURS GÉOMÉTRIQUES, CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES DE L'HISTOIRE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

APPLICATION AUX SCHISTES LUSTRÉS DES ALPES COTTIENNES

Soutenue publiquement le 23 janvier 1981 devant la Commission d'Examen :
MM. J. LUCAS, Président
J.M. CARON
N. CLAUER
A. MICHARD
K. WEBER

UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR
STRASBOURG I

ÉDITION NOVEMBRE 1980

LISTE DES PROFESSEURS, MAITRES DE CONFÉRENCES DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHES CNRS ET INSERM

Président	Professeur	F.MARCOUX
Vice-Présidents	Professeur	J.H.WEIL
	Professeur	Ph.ROPARTZ
Présidents Honoraires	Professeurs	G.OURISSON - P.KARLI
Secrétaire Général	Monsieur	G.KIEHL

U.E.R. DES SCIENCES MÉDICALES

U.E.R. des Sciences Médicales : Directeur **Marc DORNER**
U.E.R. des Sciences Biomédicales : Directeur **André KIRN**

Doyens honoraires : J.CALLOT — J.CLAVERT — Fr.ISCH.

Professeurs honoraires : A.BASSET — J.BENOIT — J.CALLOT — J.CLAVERT — E.FORSTER — G.GREINER — A.JUNG — Ch.KAYSER — P.MANDEL — H.METZGER — P.MULLER — A.ROHMER — F.SCHMID — E.SCHNEEGANS — J.STAHL — J.VEDRINE — P.VINTEMBERGER — J.WARTER — G.WINCKLER

Professeurs :

M.ADLOFF	Chirurgie générale	E.GROSSHANS	Clin. Dermatol.et Syphiligraphique	J.MEHL	Médecine du Travail
N.APROSIO	Anatomie et Organogénèse	P.HABEREY	Physiologie	G.METHLIN	Physique biologique
Cl.ARON	Histologie	J.HERAN	Méd.et Chir.Expérim.et Comparée	B.METZ	Physiologie appliquée
L.ASCH	Rhumatologie	L.HOLLENDER	Chir. Digestive et Générale	R.MINCK	Bacteriol.Virol.Immunol.Gén.
A.BATZENSCHLAGER	Anatomie Pathologique	Fr.ISCH	Rééducation fonctionnelle	E.PHILIPPE	Anatomie pathologique
P.BEYER	Clin.de Pédiatrie et Puériculture	L.ISRAEL	Psychiatrie d'Adultes	R.RENAUD	Gynécologie et Obstétrique
P.BLOCH	Radiologie	H.JAHN	Néphrologie	Ph.REYS	Chir.Gén.-Hôp.L.Pasteur Colmar
R.BLOCH	Pharmacologie	J.JUIF	Pédiatrie et Puériculture	E.ROEGEL	Pneumologie Phtisiologie
R.BOCKEL	Hépatologie, Gastro-entérologie	Th.KAMMERER	Clin. Psychiatrique	F.ROHMER	Clin. Neurologique
Cl.BOLLACK	Urologie	P.KARLI	Neurophysiologie	J.V.RUCH	Biologie médicale
A.BRINI	Ophtalmologie	B.KELLER	Clin. Gynecol. et Obstétricale	Y.RUMPLER	Embryol.et Morphol.expérim.
A.BRONNER	Clin. Ophtalmologique	F.KEMPF	Radiologie	A.SACREZ	Cardiologie
P.BUCK	Clin. Chirurgicale des Enfants	I.KEMPF	Orthopédie et Traumatologie	G.SCHAFF	Physiologie
G.BURGHARD	Clin.et Prophylaxie de la Tubercul.	R.KIENY	Pathol.et Clin.Sémiol.Chir.	E.SCHWINGT	Clin.Chir.Orthop.et Traum.Adul.
P.CHAMBON	Chimie biologique	A.KIRN	Virologie	J.SCHWARTZ	Pharmacol.et Méd. Expérim.
J.CHAMBRON	Physique biologique	J.G.KORITKE	Anatomie Normale	A.SIBILLY	Clinique Chirurgicale A
M.CHAMPY	Stomatologie	M.KREMER	Parasitol. et Pathol. Tropicale	L.SINGER	Psychiatrie d'Adultes
A.CHAUMONT	Médecine Légale et Méd. Sociale	G.LANG	Orthop.et Traumatologie	F.STEPHAN	Pathol. Gén. et Expérimentale
C.CONRAUX	Oto-Rhino-Laryngologie	J.LAVILLAUREIX	Hygiène	D.STORCK	Clinique Médicale A
M.DORNER	Clin. Médicale B	Y.LEGAL	Anatomie Pathologique	G.VINCENDON	Chimie Biologique
R.EBTINGER	Psychiatrie infantile	J.M.LEVY	Pédiatrie, Génétique médicale	R.VOEGTLIN	Thérapeutique
M.FABRE	Histologie	J.M.MANTZ	Réanimation Médicale	A.WACKENHEIM	Radiologie
L.FINCKER	Clin. Médicale B	F.MARCOUX	Médecine du Travail	P.WARTER	Radiologie
R.GANDAR	Clin. Gynecol. et Obstétricale	J.MARESCAUX	Histologie	J.P.WEILL	Gastro-Entérol.et Hydrol.Thérap.
P.GAUTHIER-LAFAYE	Anesthésiologie	Ch.MARX	Physiologie	D.WILLARD	Pédiatrie, Génétique Médicale
J.GRENIER	Chirurgie Générale	S.MAYER	Hématologie	J.P.WITZ	Chirurgie Thoracique

Professeurs conventionnés :

A.PETROVIC	Physiologie	E.WEIL	Toxicologie industrielle

Maîtres de Conférences Agrégés :

S.BABIN	Orthopédie et Traumatologie	A.JAEGER	Réanimation medicale	F.OBERLING	Hématol., Maladies du sang
P.BAREISS	Médecine interne	M.JESEL	Rééducation fonctionnelle	J.C.OTTENI	Anesthésiologie
P.BOURJAT	Radiologie	P.KEHR	Orthopédie et Traumatologie	G.PAULI	Pneumologie Phtisiologie
C.BRECHENMACHER	Cardiologie	R.KEILING	Cancérologie	P.REVILLE	Endocrinol.Métabol.et Nutrit.
J.M.BROGARD	Médecine interne	J.KEMPF	Chimie biologique	J.RITTER	Gynécol. et Obstétrique
F.BUCHHEIT	Neurochirurgie	T.KIEN TRUONG	Parasitologie	M.ROOS	Histologie
M.COLLARD	Neurologie	G.KLOTZ	Oto-Rhino-Laryngologie	P.SAUVAGE	Chirurgie infantile
A.CONSTANTINESCO	Physique biologique	F.KUNTZMANN	Médecine interne	G.SAVA	Chirurgie générale
P.DELLENBACH	Gynecologie et Obstétrique	D.KURTZ	Neurologie	J.P.SCHIEBER	Physiologie
J.P.DUPEYRON	Anesthésiologie	J.M.LANG	Maladies du sang	G.SCHLAEDER	Gynecologie et Obstétrique
B.EISENMANN	Chirurgie cardio-vasculaire	D.MAITROT	Neurochirurgie	J.L.SCHLIENGER	Médecine interne
J.FLAMENT	Ophtalmologie	J.L.MANDEL	Chimie biologique	H.SICK	Anatomie et Organogénèse
J.GEISERT	Pédiatrie, Génétique médicale	J.MARESCAUX	Chirurgie generale	C.STOLL	Pédiatrie, Génétique medicale
J.P.GERHARD	Ophtalmologie	J.MARK	Chimie biologique	J.D.TEMPE	Réanimation médicale
P.GERLINGER	Embryologie	J.MESSER	Pédiatrie, Génétique médicale	J.TONGIO	Radiologie
J.L.IMBS	Pharmacologie	C.MEYER	Chirurgie générale	J.P.WALTER	Radiologie
M.IMLER	Médecine interne	H.MONTEIL	Bacteriologie	J.M.WARTER	Neurologie
D.JAECK	Chirurgie générale	G.MORAND	Chirurgie thoracique	A.WILK	Stomatologie

Maîtres de Conférences Conventionnés :

A.MALAN	Physiologie respiratoire	J.J.VOGT	Thermophysiologie

Directeur de Recherche : A. PETROVIC* - Physiologie

Maîtres de Recherche :

M.R.ELOY*	Endocrinologie	G.LECLERC+	Chimie organique	J.VELLY+	Pharmacologie
M.GAUTHERIE+	Thermologie biomedicale	G.REBEL+	Neurochimie	N.VIRMAUX-COLIN+	Neurochimie
G.GOMBOS+	Neurochimie	R.RECHENMANN*	Biophys.des Rayonnements	J.J.VOGT+	Thermophysiologie
K.HAFFEN-STENGER+	Endocrinologie	M.SENSENBRENNER+	Neurochimie	A.WAKSMAN+	Neurochimie
M.JACOB+	Biochimie				

+ C.N.R.S. * I.N.S.E.R.M.

U.E.R. D'ODONTOLOGIE

Directeur **Robert FRANK**

Professeurs de grade exceptionnel :

M.DOCQ	Dentisterie Operatoire	P.KLEVANSKY	Parodontologie
R.FRANK	Biologie et Matière fondamentale	J.LITZLER	Prothèse

Professeurs de premier grade :

M.BASTIAN	Prothèse	J.L.LACOSTE	Orthopedie dento-faciale	A.SCHLIENGER	Prothèse
A.COMTE	Dentisterie Operatoire	M.LANGER	Prothèse		
R.HAAG	Pathol.et Therap.dentaires	P.NICOLAS	Pathol.et Therap.dentaires		

Professeurs de deuxième grade :

C.ALLEMANN	Dentisterie Opératoire	J.P.CHARLIER	Orthopedie dento-faciale	J.J.ROTH	Parodontologie
W.BACON	Orthopedie dento-faciale	B.KAESS	Pathol.et Therap.dentaires	J.SOMMERMATER	Pédodontie préventionnelle
Ch.BOLENDER	Orthopedie dento-faciale	M.LEIZE	Prothèse	H.TENENBAUM	Parodontologie
P.CAHEN	Biologie et Matière fondamentale				

U.E.R. DES SCIENCES PHARMACEUTIQUES

Directeur **Pierre MÉTAIS**

Doyens honoraires : P.DUQUENOIS — N.HASSELMANN — G.DIRHEIMER.

Professeurs honoraires : P.CORDIER — J.P.EBEL — G.GAZET du CHATELIER — P.JAEGER — R.SARTORY.

Professeurs :

R.ANTON	Pharmacognosie	J.C.KOFFEL	Pharmacie chimique	B.PESSON	Parasitologie
R.CARBIENER	Botanique	H.LAMI	Mathématiques	Ph.POINDRON	Virologie
G.DIRHEIMER	Toxicologie	Y.LANDRY	Pharmacologie	J.SCHREIBER	Chimie organique
G.FERARD	Chimie biologique	C.LAPP	Chimie générale et minérale	A.STAHL	Biochimie pharmaceutique
A.GAIRARD	Physiologie	P.LAUGEL	Chimie analytique	A.STAMM	Pharmacie galénique
D.GERARD	Physique et Biophysique	G.LAUSTRIAT	Physique	J.C.STOCLET	Pharmacodynamie
M.HASSELMANN	Chim.Anal.et Bromatol.	J.MALGRAS	Immunologie	D.VIDON	Bactériologie
C.HASSELMANN(dét.)	Chimie Analytique	C.MATHIS	Pharmacie galenique	C.G.WERMUTH	Chimie organique
L.JUNG	Pharmacie chimique	P.METAIS	Biochimie		

Professeur conventionné : B.ROTH-SCHECHTER - Pharmacodynamie

Maître de Recherche : I.N.S.E.R.M. : J.BIETH - Enzymologie

U.E.R. DE SCIENCES HUMAINES

U.E.R. de Géographie — Directeur **Pierre MICHEL**

U.E.R. des Sciences du Comportement et de l'Environnement — Directeur **Bruno WILL**

Professeurs honoraires : Et.JUILLARD — R.RAYNAL.

Professeurs :

L.LEGRAND	Sciences de l'Education	H.NONN	Géographie	A.TABOURET-KELLER	Psychologie
P.MICHEL	Géographie	H.REYMOND	Géographie	M.TARDY	Psycho-pédagogie
A.MOLES	Psychologie sociale	R.SCHWAB	Géographie	J.TRICART	Géographie

Directeur de Recherche : C.N.R.S. : S.RIMBERT - Géographie

U.E.R. DES SCIENCES ÉCONOMIQUES

Directeur **Jean-Luc GAFFARD**

Doyens honoraires : P.CHAMLEY — J.P.FITOUSSI.

Professeur honoraire : P.L.REYNAUD.

Professeurs :

Ph.ARTZNER	Mathématiques	P.CHAMLEY	Sciences Economiques	LAGERARD-VARET	Sciences Economiques
F.BILGER	Sciences Economiques	R.DOS SANTOS FERREIRA	Sciences Economiques	G.KOENIG	Sciences Economiques
A.CHABERT	Sciences Economiques	J.P.FITOUSSI (dét.)	Sciences Economiques	J.J.OBRECHT	Gestion

Professeurs Associés : W.BEAZER

Professeur conventionné : H.CULMANN

Chargés de Conférences : R.ERBES — A.LOSSER

U.E.R. DES SCIENCES EXACTES

Mathématiques	Directeur	Xavier FERNIQUE (par intérim)
Sciences Physiques et Chimiques	Directeur	Henri BENOIT
Sciences de la Matière	Directeur	Jean José FRIED
Sciences de la Vie et de la Terre	Directeur	Yves BOULANGER
Sciences du Comportement et de l'Environnement	Directeur	Bruno WILL
Ecole d'Application des Hauts Polymères	Directeur	Constant WIPPLER
Ecole Nationale Supérieure de Chimie	Directeur	Marc DAIRE
Observatoire	Directeur	Alphonse FLORSCH
Physique du Globe	Directeur	Roland SCHLICH

Doyens honoraires : P.LACROUTE — J.H.VIVIEN — G.MILLOT.

Professeurs honoraires : J.BRENET — J.BYE — H.CARTAN — C.CHABAUTY — A.CHRETIEN — J.DENY — Mlle S.GILLET — S.GORODETZKY — R.HOCART P.JOLY — P.LACROUTE — R.LECOLAZET — G.LEMEE — P.L'HERITIER — A.LICHNEROWICZ — A.MAILLARD — L.NEEL — J.PARROD — A.ROCHE R.ROHMER — J.P.ROTHE — L.SACKMANN — Ch.SADRON — H.SAUCIER — F.STUTINSKY — H.VILLAT — J.H.VIVIEN — Et.WOLFF.

Maître de conférences honoraire : R.WEIL.

Professeurs :

J.P.ADLOFF	Chimie nucleaire	X.FERNIQUE	Mathematiques	M.MIGNOTTE	Informatique
R.ARMBRUSTER	Physique	J.G.FISCHER	Chimie	G.MILLOT	Géologie et Paléontologie
V.AVANISSIAN	Analyse superieure	D.FOATA	Mathématiques	G.MONSONEGO	Physique théorique
G.BARBANÇON	Mathematiques	E.FOLLENIUS	Zoologie	B.MORIN	Mathématiques I
F.BECKER	Physique Mathematique	J.J.FRIED	Mécanique des Fluides	J.OSBORN	Chimie
N.BEFORT(dét.)	Biochimie	D.FROELICH	Chim.Gén.Chim.Physique	G.OURISSON	Chimie
C.BENEZRA	Dermato-Chimie	A.FUCHS	Mécanique rationnelle	J.M.PAULUS	Chimie générale
H.BENOIT	Physicochim. macromol.	A.GAGNIEU	Botanique	J.P.RAMIS	Mathématiques générales
P.BENVENISTE	Physiologie végetale	J.C.GALL	Géologie	G.REEB	Topologie
D.BERNARD	Méth. Math. de la Physique	A.GALLMANN	Physique	Ph.RICHARD	Physiologie animale
J.C.BERNIER	Chimie générale	F.GAUTIER	Physique	J.J.RIEHL	Chimie
J.BONNIN	Géophysique interne	R.GERARD	Mathématiques	Cl.ROBERT	Physique
Y.BOULANGER	Chimie biologique	G.GLAESER	Mathematiques	Ph.ROPARTZ	Psycho-Physiologie
J.F.BOUTOT	Mathématiques	Cl.GODBILLON	Mathematiques	J.ROUX	Botanique
M.BRINI	Chimie	M.GOUNOT	Botanique	F.SCHALLER	Biologie générale
J.BROSSAS	Chimie macromoléculaire	M.GROSMANN	Physique	G.SCHIFFMANN	Mathématiques
C.BURGGRAF	Mineralogie	M.GROSS	Chimie Physique	A.SCHMITT	Physique
H.BURNAGE	Mécanique des Fluides	L.HIRTH	Microbiologie	J.P.SCHWING	Chimie
R.CERF	Physique générale	C.JASCHEK	Astronomie	M.J.SCHWING	Chimie Physique
P.CHARTIER	Chimie	J.P.JOUANOLOU	Mathematiques	M.SIESKIND	Physique
P.CHEVALLIER	Physique	F.JUNDT	Phys.nucl.et corp.et theor.phys.	G.SOLLADIE	Chimie organique
A.CLAUSS	Chimie	T.JUTEAU	Mineralogie	J.SOMMER	Chimie appliquee
A.COCHE	Physique nucleaire	C.KEDINGER	Biochimie	G.SUTTER	Physique electronique
M.DAIRE	Chim.Phys.Indus.et Sc.des Matér.	A.KIENNEMANN	Chimie appl.et Génie chim.	Ch.TANIELIAN	Chimie
H.DANAN	Phys.Atom.et Phys.du Solide	R.KIRSCH	Zoologie	J.TERRISSE	Chimie
E.DANIEL	Physique expérimentale	F.LACROUTE	Biologie végétale	J.J.THIEBOLD	Biologie animale
M.DAUNE	Biophysique	J.C.LAFON	Informatique appliquee	D.VIAUD	Mathematiques
J.DEHAND	Chimie generale	A.M.LAMBERT	Biologie	R.VOLTZ	Physique théorique
A.DELUZARCHE	Chimie	M.LAMBLA	Chimie générale	J.H.WEIL	Chimie biologique
J.DEMUYNCK	Chimie organique	G.LEBEURIER	Microbiologie	G.WEILL	Physique
G.DUNOYER de SEGONZAC	Géologie	J.LEITE-LOPES	Phys.nucl.et corpusculaire	R.WEISS	Chimie
H.DURANTON	Botanique	P.LEMOINE	Chimie	P.L.WENDEL	Physique
J.P.EBEL	Chimie biologique	M.LEROY	Chimie	B.WILL	Psycho-Physiologie
J.P.EBERHART	Mineralogie	F.LOOR	Immunologie	C.WINTER	Chimie
V.ERN	Physique	J.LUCAS	Géologie	C.WIPPLER	Physicochimie des Hts Poly.
J.FARAUT	Mathematiques	O.MAGNAC	Physique	J.WUCHER	Physique
P.FEDERLIN	Chimie	J.MARTINET	Mathématiques	B.WURTZ	Chimie biologique
P.FELTZ	Physiologie animale	P.MIALHE	Physiologie animale		
		A.MICHARD	Géologie		

Professeur adjoint : J.SITTLER - Géologie

Professeurs Associés :

E.BABIC	Physique	B.DWORK	Mathématiques	D.T.N.PILLAY	Biochimie
A.BANDERET	E.A.H.P.	B.HÖRNERLAGE	Physique	K.N.RAYMOND	Chimie
B.BOURROUILH	Géophysique	K.M.KADISH	Chimie	R.E.RHOADS	Biochimie
M.E.CONSTANTIN	Chimie	A.KORANYI	Mathématiques	T.TANAKA	Physique
S.CHAUDHURI	Géologie				

Professeurs conventionnés :

P.BOUVEROT	Physiologie respiratoire	P.DEJOURS	Physiologie respiratoire

Astronomes adjoints : A.FLORSCH – A.FRESNEAU

Astronome adjoint associé : M.JASCHEK - Astronomie

Directeurs de Recherche C.N.R.S. :

J.F.BIELLMANN	Chimie	J.MARCHAL	Physicochimie macromol.	R.SCHLICH	Géophysique marine
P.BOUVEROT	Physiologie respiratoire	P.A.MEYER	Mathématiques	A.SKOULIOS	Physicochimie macromol.
P.DEJOURS	Physiologie respiratoire	A.J.P.MEYER	Physique	M.VAN REGENMORTEL	Virologie
A.KNIPPER	Phys.nucl.et corpusculaire	A.PORTE	Biologie cellulaire	A.VEILLARD	Chimie moléculaire
A.KOVACS	Physicochimie macromol.	P.REMPP	Physicoch. macromol.	A.ZUKER	Physique theorique

Maîtres de Recherche C.N.R.S. :

J.Ch.ABBE	Physicoch.ds interactions et ds interfaces	Ph.GRAMAIN	Physicoch.macromolécul.	P.POIX	Chimie
P.ALBRECHT	Chimie	J.B.GRUN	Physique	J.POUYET	Biophysique
E.ASLANIDES	Phys. nucl.et corpusculaire	J.HERZ	Physicoch.macromolécul.	B.REES	Chimie
F.BECK	Phys. nucl.et corpusculaire	J.HOFFMANN	Biologie animale	P.REMY	Biochimie
G.BECK	Biochimie	G.KAUFMANN	Chimie	J.RINGEISSEN	Physique
J.P.BECK	Physiologie	G.KEITH	Chimie biologique	J.P.ROTH (s/Dir.Inst. de Rech.)	Physicoch.macromolécul.
R.BERTINI	Physique nucléaire	B.KOCH	Physiologie	J.P.SAUVAGE	Chimie
M.BONHOMME	Géologie	E.KOCHANSKI	Struc.et dynam.mol. – Chimie de coordination	R.SCHANTZ	Physiologie végétale
H.BRAUN	Physique nucléaire	J.LANG	Physicoch.macromolécul.	F.SCHEIBLING	Phys. nucl.et corpusculaire
P.BRAUNSTEIN	Chimie	P.LAURENT	Physiol.compar.des regul.	F.SCHUBER	Chimie organique
M.C.CADEVILLE	Physique des Solides	A.LEJEUNE	Phys. nucl. theorique	N.SCHULZ	Phys.nucl.et corpusculaire
H.CALLOT	Chimie	Cl.LERAY	Physiol.compar.des régul.	C.SCHWAB	Physique
S.CANDAU	Physique	F.LEYENDECKER	Chimie	R.SELTZ	Phys.nucl.et corpusculaire
M.CHAMPAGNE	Biophysique	B.LOTZ	Physicoch.macromolécul.	P.SIFFERT	Phys.nucl.et corpusculaire
J.P.COFFIN	Phys. nucl.et corpusculaire	B.LUU	Chimie organique	Cl.SITTLER	Géologie
A.CORET	Physique	G.MAIRE	Chimie	M.E.STOECKEL	Biol.des interact.cellulaires
M.CROISSIAUX	Phys. nucl.et corpusculaire	A.MALAN	Physiologie respiratoire	Cl.STRAZIELLE	Physicoch.macromolécul.
O.DISDIER	Phys. nucl.et corpusculaire	E.MARCHAL	Physicoch.mol.et macromol.	M.SUFFERT	Phys.nucl.et corpusculaire
J.DOUBINGER	Géologie	R.MORAND	Phys. nucl.et corpusculaire	K.TRAORE	Physicoch.atom.et ionique
A.DURHAM	Virologie	D.MORAS	Chimie	R.VAROQUI	Physicoch.macromolécul.
F.DURST	Physiologie végétale	Th.MULLER	Phys. nucl.et corpusculaire	P.WAGNER	Phys.nucl.et corpusculaire
S.EL KOMOSS	Physique	G.MUNSCHY	Physique	G.WALTER	Phys.nucl.et corpusculaire
M.FRANCK-NEUMANN	Chimie organique	M.NAUCIEL-BLOCH	Physique des Solides	Fr.WEBER	Géologie
B.FRANÇOIS	Physicoch.macromolécul.	A.NICOLAIEFF	Virologie végétale	J.P.WENIGER	Zoologie
E.FRANTA	Physicochimie moléculaire	H.PAQUET	Géologie	J.WITZ	Biologie cellulaire
J.M.FRIEDT	Physicoch.ds interactions et ds interfaces	M.PATY	Phys. nucl.et corpusculaire	R.WOLFF	Chimie.
Y.GALLOT	Physicoch.macromolécul.	Cl.PICOT	Physicoch.macromoléculaire	R.ZANA	Physicoch.macromolécul.
J.P.GERBER	Phys. nucl.et corpusculaire	L.PINCK	Biologie cellulaire	J.P.ZIELINGER	Physique
				L.ZILLIOX	Mécanique des Fluides

AVANT-PROPOS

Le travail présenté dans ce mémoire a été réalisé essentiellement à Strasbourg, au Laboratoire de Géologie Structurale et au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface. Les analyses à la microsonde électronique ont été effectuées au Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure et au Laboratoire de Chimie Minérale de l'Université de Nancy.

Messieurs Jean-Michel CARON du Laboratoire de Géologie Structurale et Norbert CLAUER de la section de Géochimie Isotopique ont co-dirigé ce travail. Ils ont été d'une disponibilité permanente et ont su être à la fois des guides rigoureux et des compagnons hors pair. Ils savent ce que je leur dois, je les en remercie très sincèrement. Messieurs les Professeurs Jacques LUCAS, André MICHARD et Klaus WEBER ont accepté de juger ce travail, je les en remercie.

Nombreuses sont les personnes à Strasbourg, Paris et Nancy qui m'ont aidée et qui m'ont témoigné leur amitié pendant quelques jours, quelques semaines ou de longs mois. A tous j'aimerais exprimer ma vive gratitude. A Paris, Pierre SALIOT, Christian CHOPIN, Saint-Clair DUJON et Bruno GOFFE m'ont appris à me servir d'une microsonde. Je les remercie pour leur soutien lors de mes tête-à-tête, quelquefois difficiles, avec la machine. A Strasbourg, où chercheurs et techniciens ont toujours été disponibles pour faciliter mon travail, l'efficacité et la bonne humeur ont toujours été de rigueur. Je pense notamment à Gérardine SCHRAMM et Maurice GAINE de l'atelier de lames minces, à Robert ROUAULT, Jean SAMUEL, Patrice STAUB, Ichoua BALOUKA de la Section Chimie, Bernard KIEFFEL, Daniel TISSERANT, Raymond WENDLING, Raymond WINKLER de la Section Géochimie Isotopique, Hubert BARI et Claude HAENEL du Laboratoire de Minéralogie, Aloyse BOHN, Raymond FEURER et Philippe KARCHER de la Section Rayons X. Je ne saurai oublier les techniciens du Laboratoire de Chimie Minérale de Nancy, ni Joseph GRUNER pour les travaux photographiques, Carmen ROMON et plus spécialement Christiane BALLOT pour la dactylographie, Jean-Michel BOCK, Jean-Paul SCHUSTER et Alfred WENDLING pour le tirage et l'assemblage du mémoire.

A l'heure des bilans, je me rappelle avec plaisir les jours passés sur le terrain avec Jean-Michel CARON, Norbert CLAUER, Hubert SCIUS et Paul DE FRAIPONT, ou devant une microsonde avec Jean-Pierre TCHIBENA-MAKOSSO, François GAUTHIER-LAFAYE et Denise TRAUTH. Je n'oublie pas les journées passées à l'Institut dans le même bureau que Hubert SCIUS, Patrick GIBLIN, Niazzi GUNDOGDU et Sam CHAUDHURI qui m'ont supportée tour à tour. Je pense également à Michel HOFFERT et à certains après-midi de discussions laborieuses, et à André SCHAAF fortement mis à contribution lors de la mise au point finale. Je me souviens des conseils et des encouragements d'Yves BESNUS, Jeanne DOUBINGER, Daniel JEANNETTE, Christine MOSSER, Hélène PAQUET, Alain PIQUE, Norbert TRAUTH, Francis WEBER. J'ai été très sensible aussi à la gentillesse et aux attentions de tous ceux qui m'ont entourée ces derniers temps et en particulier de Bernard ALLENBACH, Paul de FRAIPONT, Maria Helena DE FREITAS-MACEDO, Fatima KHARBOUCH, Marie-Madeleine VALLERON, Philippe DURINGER, Michelle ERNEWEIN, Ingrid REUBER, Jean-Jacques FREY et toute l'équipe de la Section de Géochimie Isotopique ...

Enfin, j'ai conscience d'avoir eu beaucoup de chance de rencontrer, en France comme à l'étranger, des interlocuteurs attentifs à mon travail, prodigues d'enthousiasme, de bonne humeur et de conseils. Pour les nombreux aspects de la géologie qu'ils m'ont permis de découvrir, pour le temps qu'ils m'ont consacré et pour leur hospitalité je remercie tout spécialement MM. Hans AHRENDT, Christian CARON, Dave DALLMEYER, Arthur ESCHER, Martin FREY, José HONOREZ, Bruce HOBBS, Johannes HUNZIKER, Jean-Robert KIENAST, Marcel LEMOINE, Hans LIPPOLT, Win MEANS, Daniel OHNENSTETTER, John RAMSAY, Pierre SALIOT, Klaus WEBER et Andreas ZINGG.

INTRODUCTION

L'étude des relations entre microstructures et minéraux dans les roches métamorphiques permet d'établir une chronologie relative des déformations et des cristallisations. Le déroulement des événements géologiques successifs est repéré dans le temps principalement par la radiochronologie. Lorsque les structures et les minéraux de ces roches révèlent une histoire tectonique et métamorphique complexe, il est nécessaire de préciser quelle étape est enregistrée par les isotopes étudiés. Pour obtenir l'âge précis d'un événement mécanique ou thermique donné, il faut que les étapes antérieures soient oblitérées par cet événement et que la roche ou le minéral analysé n'ait pas été perturbé par des réajustements ultérieurs.

Différentes approches de ce problème sont possibles à des échelles différentes et ont été tentées notamment dans les Alpes internes.

1 - La variation régionale des âges radiométriques a permis de distinguer différentes aires cartographiques suivant l'âge de l'événement (en général thermique) qui y est prépondérant (JÄGER *et al.*, 1967 ; BOCQUET *et al.*, 1974 ; HUNZIKER, 1974 ; PINAULT, 1974).

2 - Dans une région affectée par plusieurs épisodes de déformation, on a sélectionné des échantillons où une seule génération de structures était bien développée ; les âges radiométriques obtenus se rapportent vraisemblablement à cet épisode tectono-métamorphique (KLIEGFIELD *et al.*, 1977 ; CHOPIN et MALUSKI, 1978).

3 - Dans une même roche à structure polyphasée, différentes espèces minérales ont été rapportées chacune à une étape distincte de l'évolution tectono-métamorphique, et ont été datées séparément (HUNZIKER, 1974).

Une quatrième approche est développée ici. Dans une même roche à structure polyphasée, différentes fractions d'une même espèce minérale (en l'occurence, des phengites) sont séparées après repérage de leur position par rapport aux générations successives de microstructures. Pour interpréter les résultats isotopiques obtenus, il est nécessaire, quelle que soit l'approche mise en oeuvre, de discuter les mécanismes de déformation et de transformation minérale qui président aux réajustements isotopiques. L'objectif de ce travail est ainsi de préciser le comportement microstructural et géochimique de ces phengites autant que de dater les déformations successives.

Dans une première partie sont rappelés successivement le contexte régional de l'étude (chap. I), les principales données sur la minéralogie des micas blancs (chap. II), et les méthodes employées pour la préparation du matériel et l'obtention des résultats (chap. III). Dans une deuxième partie, sont exposés les résultats concernant les microstructures (chap. IV), la minéralogie des micas blancs (chap. V), la "typologie" de ces micas (chap. VI), les sous-fractions magnétiques (chap. VII) et l'étude isotopique ^{40}K - ^{40}Ar et ^{87}Rb - ^{87}Sr (chap. VIII). Dans une troisième partie, les résultats convergents sont discutés en termes de comportement des éléments dans un mécanisme de déformation par dissolution-cristallisation (chap. IX).

Première Partie

PRÉSENTATION

CHAPITRE I

LES SCHISTES LUSTRÉS DANS LES ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES

I - LE CONTEXTE ALPIN

L'évolution lithostratigraphique, tectonique et métamorphique des Schistes lustrés piémontais est indissociable de l'histoire de l'ensemble des zones alpines internes. Cette histoire a fait l'objet de nombreuses études dont un bilan succinct est présenté ici (pour plus de détails, voir notamment TRÜMPY, 1960 ; DEBELMAS et LEMOINE, 1970 ; DEBELMAS, 1974 ; FREY *et al.*, 1974 ; CARON, 1977 ; DEBELMAS et KERCKHOVE, 1980).

Dans les Alpes occidentales, la disposition cartographique d'ensemble des principales unités lithologiques et structurales est assez simple. On y distingue un certain nombre de bandes longitudinales concentriques inégalement développées suivant les transversales de l'arc alpin (fig. 1). Trois ensembles structuraux majeurs peuvent être reconnus : l'ensemble delphino-helvétique,l'ensemble pennique, l'ensemble austro et sud-alpin. Les roches correspondant à ces différentes unités proviennent de domaines paléogéographiques distincts. Sur la transversale de Briançon, lorsque l'on passe des domaines externes (W) aux domaines internes (E), les différentes zones traversées sont : la zone dauphinoise (chaînes subalpines), les zones subbriançonnaises et briançonnaises, la zone piémontaise (fig. 1). La zone piémontaise est elle-même constituée par le massif de Dora-Maira antétriasique, ainsi que par les Schistes lustrés mésozoïques et leurs ophiolites.

Les Schistes lustrés affleurent largement entre le Briançonnais à l'W et le massif de Dora-Maira à l'E, entre le massif d'Ambin au N et la Vallée du Guil au S (fig. 1). Les résultats d'une étude régionale récente (CARON, 1977) ont guidé l'échantillonnage effectué ici (voir chap. III, § 1).

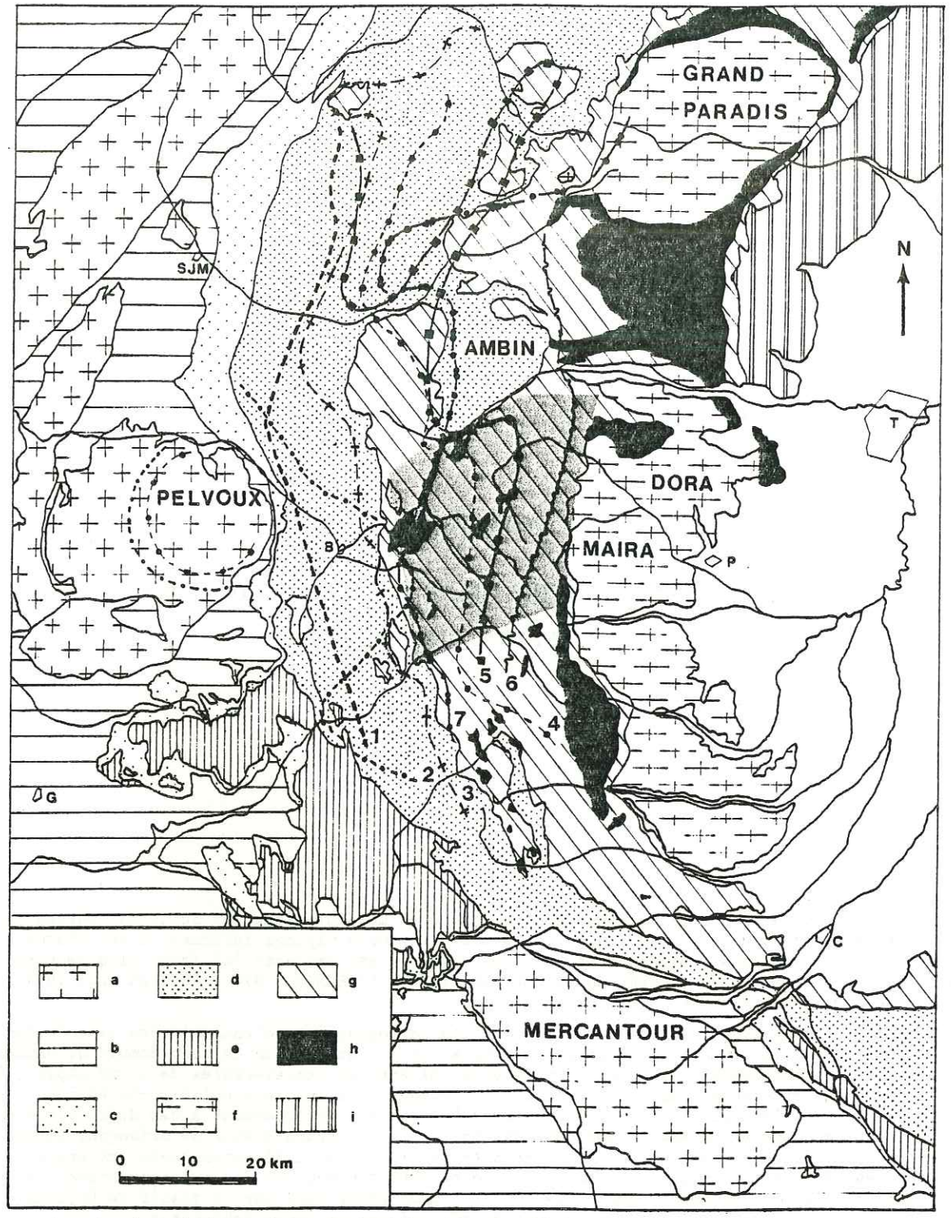


Fig. 1 - Les Schistes lustrés dans les Alpes occidentales
Localisation des grands ensembles structuraux (d'après CARON *et al.*, 1973)
et zonation métamorphique (d'après SALIOT, 1978)

Ens. delphino- helvétique: a. massifs cristallins externes ; b. couverture dauphinoise et ultra dauphinoise. Ens. pennique : c. zone subbriançonnaise ; d. zone briançonnaise (s.l.) ; e. flyschs à Helminthoïde ; f. massifs cristallins internes du Grand Paradis et de Dora-Maira ; g. Schistes lustrés piémontais ; h. principales masses d'ophiolites. Ens. austro- et sud-alpin : i. zones austroalpines.

1 : apparition de la lawsonite ; 2 : disparition de la prehnite ; 3 : apparition de l'association lawsonite - glaucophane ; 4 : disparition de l'association pumpellyite - chlorite ; 5 : apparition de la zoïsite dans les roches basiques ; 6 : disparition de la lawsonite dans les calcschistes ; 7 : apparition de l'association jadéite + quartz.

B. Briançon ; C. Cuneo ; G. Gap ; P. Pignerol ; SJM. Saint Jean de Maurienne ; T. Turin

II - LES DIFFÉRENTES SÉRIES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

L'âge mésozoïque des Schistes lustrés piémontais est actuellement fondé sur la description de rares gisements fossilifères (FRANCHI, 1898, 1911), et sur des comparaisons lithostratigraphiques avec les régions voisines (voir bibliographie dans CARON, 1977).

Ces formations proviennent pour partie des séries épisialiques déposées sur la marge continentale européenne de la Téthys, et pour partie de la couverture sédimentaire d'un domaine à soubassement ophiolitique (fond océanique) commun aux Alpes internes et à l'Apennin septentrional.

Plusieurs séries peuvent être distinguées dans ces Schistes lustrés (HACCARD et LEMOINE, 1970 ; LEMOINE *et al.*, 1970 ; LEMOINE, 1971 ; ELTER, 1971 ; SCHUMACHER, 1972 ; TRICART, 1973 ; CARON, 1977 ; LEMOINE *et al.*, 1978). Les principales séries des Alpes cottiennes septentrionales sont récapitulées sur la figure 2 (BOURBON *et al.*, 1979).

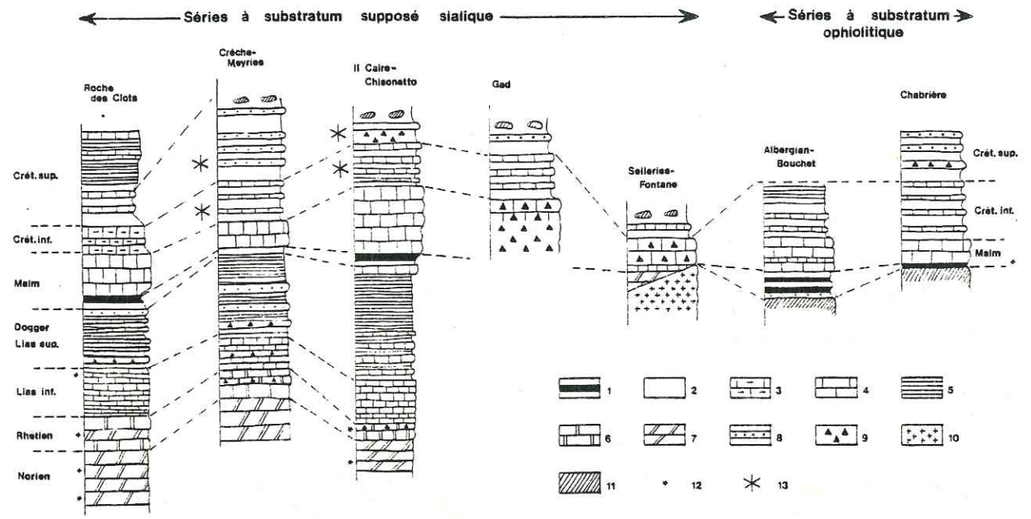


Fig. 2 - Esquisse des principaux types de séries stratigraphiques dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes (d'après BOURBON *et al.*, 1979)

1 : jaspes (radiolarites) ; 2 : argilites sombres ; 3 : calcaires à cherts ; 4 : calcaires pélagiques ou hémipélagiques ; 5 : calcschistes ; 6 : calcaires néritiques ; 7 : dolomies ; 8 : microbrèches et grès ; 9 : brèches ; 10 : substratum pré-triasique ; 11 : ophiolites ; 12 : présence de fossiles ; 13 : niveaux échantillonnés

- L'âge des séries supraophiolitiques (de type Chabrière et Albergian - Bouchet) serait compris entre le Jurassique terminal et la base du Crétacé supérieur.

- Les séries épisialiques, provenant d'une partie plus externe du domaine piémontais, reposent sur du Trias dolomitique de plateforme. Elles enregistrent ensuite, probablement au Lias - Dogger, l'affaissement de la marge continentale européenne avant que ne se généralisent des dépôts pélagiques d'abord carbonatés (Malm présumé), puis progressivement pélitiques (Crétacé inférieur et base du Crétacé supérieur présumés). A partir du Cénomano-Turonien (?), leur histoire diverge : les unes (de type Roche des Clots) comportent encore des dépôts pélagiques, tout à fait comparables à ceux du Briançonnais voisin ; les autres au contraire sont recouvertes tectoniquement par des unités ophiolitifères d'origine plus interne, dont le charriage semble précédé par la mise en place d'olistolites de roches vertes. [L'âge de cette première mise en place tectonique d'ophiolites est toutefois discuté : pour certains auteurs, dans des régions situées plus au N

(FUDRAL *et al.*, 1977) ou plus au S (RICOU, 1977), elle pourrait dater du Jurassique supérieur, comme dans les Dinarides.]

III - LA TECTONIQUE

Au sein des Schistes lustrés de la région étudiée, les structures synschisteuses d'échelles variées (lame mince, affleurement, carte) peuvent être regroupées en trois générations principales (CARON *et al.*, 1973 ; CARON, 1977). Le développement de ces générations de structures paraît alterner avec des épisodes de superpositions anormales majeures qui laissent peu de traces dans la masse des roches, mais qui amènent au contact des unités dont le degré de structuration diffère (TRICART *et al.*, 1977). Cette combinaison de déplacements d'ensemble et de déformations synschisteuses pourrait rendre compte alors du raccourcissement progressif de la marge continentale européenne au cours d'une collision post-obduction.

L'architecture actuelle des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes (fig. 3) résulterait ainsi de la succession des étapes suivantes (fig. 4), les âges étant souvent hypothétiques :

- Superposition antéschisteuse des unités ophiolitifères internes sur des unités de Schistes lustrés épisialiques externes (Cénomano-Turonien ?).

- Première génération de plis synschisteux probablement couchés vers l'W (Crétacé supérieur).

- Charriage de la majeure partie des Schistes lustrés, ensemble composite déjà déformé, sur les unités piémontaises les plus externes (ou "prépiémontaises") et sur la marge interne du Briançonnais non encore tectonisées (Paléocène - Eocène inférieur).

- Seconde génération de plis synschisteux dans les Schistes lustrés avec déversement vers le NE (première manifestation des "rétrocharriages") et simultanément première tectonique synschisteuse en zone briançonnaise avec déversement vers le SW (Eocène terminal). Rejeux éventuels de cette schistosité, contemporains d'une génération de structures nettement individualisées en Briançonnais.

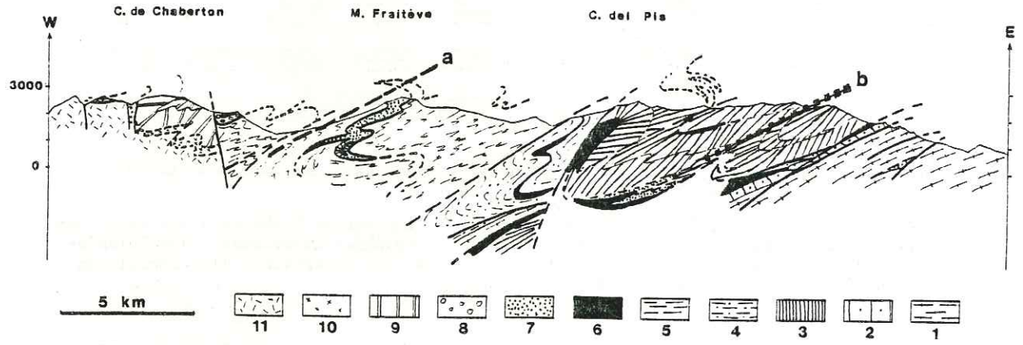


Fig. 3 - Coupe schématique au niveau du M. Fraiteve

Interprétation de la disposition relative des principales unités tectoniques et comportement des lawsonites dans les calcschistes pendant l'épisode 2 (d'après CARON, 1977).

A l'W les lawsonites sont détruites en calcite et micas blancs avec ± de chlorites et de quartz; entre (a) et (b) elles recristallisent ; à l'E elles sont détruites en zoïsite et micas blancs.

1 : Massif de Dora-Maira et écailles de socle ; 2 : séries de type Sellerie-Fontane ; 3 : séries de type Albergian-Bouchet ; 4 : série de type Gad-il Caire ; 5 : séries de type Crèche Meyries ; 6 : roches vertes ; 7 : séries de type Chabrière ; 8 : wildflyschs de la Pta Gardiol ; 9 : série du Gondran ; 10 : zone d'Acceglio ; 11 : zone briançonnaise

- Troisième génération de plis synschisteux agencés en une mosaïque de directions N-S et E-W, et généralisation des rétrocharriages vers l'E (Miocène ?).

- Structures tardives en gauchissements, fractures et couloirs de schistosité.

Le développement de ces schistosités successives est associé à la cristallisation ou à la recristallisation de différents minéraux de métamorphisme.

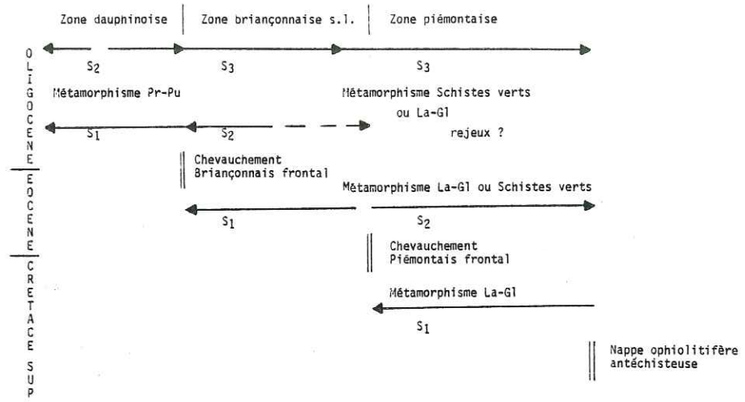


Fig. 4 - Chronologie et évolution spatiale de la structuration dans les Alpes cottiennes (d'après CARON, 1979 et TRICART, 1980)

IV - LE MÉTAMORPHISME

Les Alpes occidentales sont connues de longue date comme une région type pour le métamorphisme de haute pression - basse température (HP-BT). Celui-ci y est, en effet, bien moins oblitéré par un événement thermique ultérieur que dans les Alpes centrales (FREY *et al.*, 1974). De même que pour les principales unités structurales, la répartition des minéraux de métamorphisme est relativement simple et régulière, à l'échelle de l'ensemble des Alpes occidentales (BEARTH, 1962 ; KIENAST et VELDE, 1970 ; ERNST, 1973 ; FREY *et al.*, 1974), comme à celle de la région étudiée ici (CHATTERJEE, 1971 ; BOCQUET, 1971, 1974 ; SALIOT, 1973, 1978 ; CARON, 1977). Dans les métabasites on passe ainsi schématiquement de l'W vers l'E par des assemblages à Prehnite - Pumpellyite, puis à Lawsonite - Glaucophane, puis à Zoïsite - Glaucophane ou Zoïsite - Actinote (fig. 1). Dans les métasédiments, la composition chimique des micas blancs varie d'W en E, où les phengites sont de plus en plus riches en silice tétraédrique (SALIOT, 1978).

Il faut toutefois préciser que les conditions pression - température correspondant aux différents équilibres minéralogiques, ne sont pas déterminées avec précision. De plus, la zonéographie métamorphique, bien que simple dans ses grandes lignes, reflète en fait le cumul d'événements métamorphiques successifs : le métamorphisme HP - BT est polyphasé. Ce polyphasage est net à l'échelle de l'ensemble des Alpes occidentale puisque le métamorphisme HP - BT débute très probablement au Crétacé supérieur dans la zone Sesia et dans une partie des Schistes lustrés (DAL PIAZ *et al.*, 1972 ; DAL PIAZ, 1974 a, b; COMPAGNONI *et al.*, 1975), tandis qu'il est nécessairement post paléocène (fini Eocène ?) à la bordure interne de la zone briançonnaise (Vanoise : RAGUIN, 1930 ; ELLENBERGER, 1958 ; massif d'Ambin : GAY, 1972 ; zone d'Acceglio : MICHARD, 1977). Ce polyphasage est également mis en évidence dans la région étudiée, par les relations entre minéraux de métamorphisme et microstructures (CARON, 1977). En effet, l'apparition de minéraux tels

que lawsonite, glaucophane, phengite, y est souvent liée au développement de la foliation de première génération. Au cours de la seconde phase synschisteuse, ces minéraux sont pour l'essentiel rétromorphosés à la bordure W, tandis qu'ils recristallisent au centre et qu'ils se transforment en zoïsite et hornblende à l'E (fig. 1 et 5). La rétromorphose est quasi générale lors du troisième épisode de déformations synschisteuses.

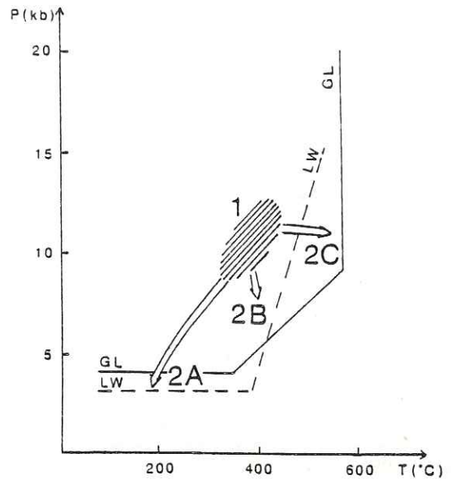


Fig. 5 - Evolution des conditions du métamorphisme de la phase 1 à la phase 2 dans les Alpes cottiennes.

A 1'W de la région, la lawsonite est remplacée par du mica blanc et de la calcite et/ou par l'assemblage lawsonite-albite (2A) ; au centre l'assemblage lawsonite-glaucophane persiste (2B) ; à 1'E apparait l'assemblage zoïsite - glaucophane et/ou zoïste-hornblende (2C). Les champs de stabilité sont de NITSCH (1972) pour la lawsonite (LW) et de MARESCH (1977) pour le glaucophane (GL).

Ce schéma d'évolution métamorphique complète donc celui de l'évolution tectonique, où les effets de l'orogenèse alpine gagnent successivement depuis le Crétacé des portions de plus en plus externes de la marge européenne. Les roches des zones internes, telles que les Schistes lustrés, y ont par conséquent une histoire tectono-métamorphique plus complexe que celle des roches provenant des zones plus externes.

V - CONCLUSION

Les Schistes lustrés piémontais proviennent d'un domaine de transition entre la marge continentale européenne et le fond océanique de la Tethys. Ils ont été le siège d'un métamorphisme alpin composite et d'une tectonique polyphasée : des figures de superposition de structures traduisent une évolution tectonique complexe réalisée dans des conditions métamorphiques de type haute pression - basse température favorables à la cristallisation et à la recristallisation de différentes générations de minéraux.

Trois familles principales de structures synschisteuses s'individualisent. Elles sont particulièrement visibles dans les métasédiments où les micas blancs sont les minéraux de métamorphisme les mieux représentés au cours des déformations successives. Ces roches sont donc particulièrement propices à l'étude du développement, de la déformation et de la recristallisation de ces phyllosilicates.

CHAPITRE II

RAPPELS SUR LES MICAS BLANCS

Omniprésents dans les roches éruptives et métamorphiques et dans nombre de roches sédimentaires, les micas ont été l'objet de nombreuses études. Les rappels minéralogiques présentés ici proviennent pour l'essentiel de BARONNET (1976) qui a développé principalement trois aspects : la cristallographie, la thermodynamique et la croissance des micas. On trouvera plus loin des indications sur les microstructures (chap. IV) et sur le comportement des isotopes (chap.VIII).

I - LE RÉSEAU DES MICAS

A - MONOCOUCHE IDEALE

Depuis les premières déterminations de la structure "mica" par diffraction des rayons X (PAULING, 1930; JACKSON et WEST, 1931, 1933), on décrit la monocouche idéale de mica comme une structure fixe T-O-T de trois feuillets tétra- octa- tétraédrique, complétés par un niveau interfoliaire I (fig. 6).

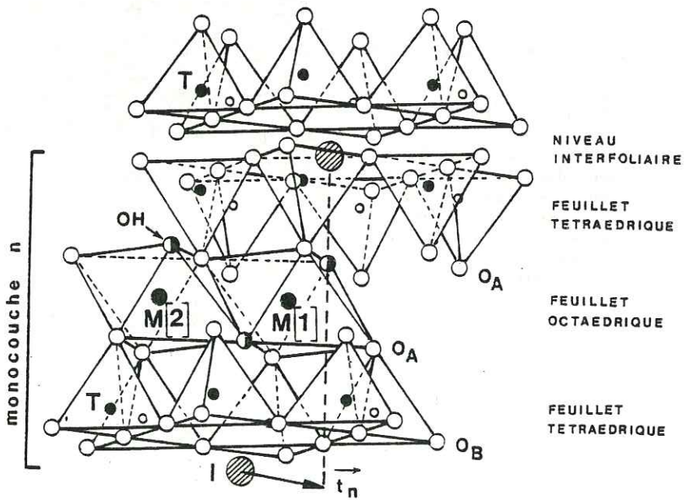


Fig. 6 - Vue en perspective de la monocouche "mica" (BARONNET, 1976)

I : cation interfoliaire K, Na, Ca ou Rb, Cs, Ba ;

M : cation octaédrique Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+} ou Mn ;

T : cation tétraédrique Si, Al ou Fe^{3+}, Ti ;

OH : peut être remplacé par F ;

$\vec{t}_n$: vecteur de translation entre le feuillet tétra-sup. et le feuillet tétra-inf. au sein d'une même monocouche n.

- Le feuillet tétraédrique est constitué par des tétraèdres $(SiO_4)^{4-}$ réunis par trois de leurs sommets (O_B sur fig. 6). Le sommet libre de chaque tétraèdre (O_A sur fig. 6), émerge du réseau plan à maille hexagonale ainsi créé. L'hexagone dessiné par les sommets O_A est susceptible de loger des ions OH^- et/ou F^-. La formule structurale d'un tel feuillet est $[Si_4\ O_{10}(OH)_2]^{6-}$.

- Si on rapproche symétriquement deux feuillets tétraédriques identiques, les sommets libres O_A, complétés par les ions OH^- et/ou F^-, s'agencent de façon à former un assemblage compact qui présente des cavités octaédriques coplanaires (fig. 6). Ces cavités sont occupées en totalité (micas trioctaédriques) ou partiellement (2 sur 3 dans les micas dioctaèdriques) par des cations hexacoordonnés (M^{2+} ou M^{3+} sur fig. 6). Il en résulte des feuillets octaédriques de type brucite $Mg(OH)_2$ ou de type gibbsite $Al(OH)_3$. On peut distinguer deux types d'octaèdres selon la place des deux ions OH^- et/ou F^- : (1) en position cis sur une même arête de l'octaèdre ils déterminent des sites octaédriques de type M_2 (fig. 6); (2) en position trans sur deux arêtes opposées ils déterminent des sites octaédriques de type M_1 (fig. 6). Dans les micas dioctaédriques les sites M_2 sont occupés et les sites M_1 restent vacants (fig. 7).

- La structure est complétée par de gros cations interfoliaires (I sur fig. 6), localisés dans les lacunes ménagées par les deux feuillets tétraédriques adossés et appartenant à deux ensembles T O T consécutifs. Ces cations sont situés au centre d'un prisme de coordination hexagonale régulier.

En résumé la formule structurale générale d'une telle monocouche - type de mica est : $I_2(M^{3+}_4$ ou $M^{2+}_6)\ T_8\ O_{20}\ (OH)_4$. On distingue les micas dioctaédriques des micas trioctaédriques au nombre de cations octaédriques, respectivement égal à 4 et 6. L'équilibre des charges est assuré par la substitution de Si par Al dans les feuillets tétraédriques. La formule couramment utilisée pour rendre compte de la composition des micas, $I\ (M_{2\ ou\ 3})\ T_4\ O_{10}\ (OH)_2$, n'est que l'expression de la demi-maille (fig. 7).

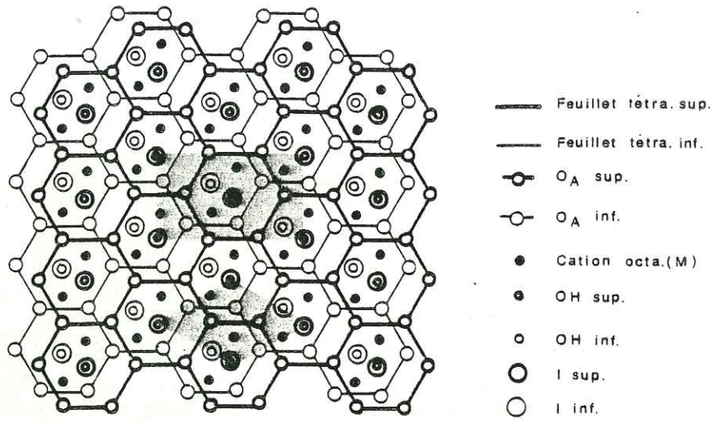


Fig. 7 - Structure d'un mica dioctaédrique (d'après DEER *et al.*, 1966 et BARONNET, 1976)

Les cations octaédriques sont uniquement localisés dans les sites M_2. Les surfaces grisées correspondent à la projection des mailles dans le plan basal (001).

B - STRUCTURES REELLES

Les plans atomiques parallèles qui constituent la structure de la monocouche "mica" ont chacun une symétrie plane hexagonale. Mais le déplacement latéral (vecteur $\vec{t_n}$ sur fig. 6) occasionné par la formation d'un feuillet octaédrique compact détermine la symétrie monoclinique de la monocouche (PABST, 1955; TAKEDA, 1971). Grâce à l'emploi conjugué de techniques de diffraction des rayons X, de diffraction des neutrons et de spectroscopie infrarouge (voir revue bibliographique dans BARONNET, 1976), des structures précises ont pu être déterminées. Une grande souplesse de configuration de l'unité structurale "mica" a ainsi été mise en évidence. Les variations observées dépendent dans une large mesure de la cristallochimie des espèces concernées (mica tri- ou dioctaédrique, fig. 8, a et b) et dans une moindre mesure du mode d'empilement des monocouches (fig. 17). Les structures réelles sont décrites en termes de distorsion par rapport au modèle idéal, distorsions qui peuvent affecter les feuillets octaédriques (fig. 8) ou tétraédriques (fig. 9). Il n'est toutefois pas certain que ces distorsions observées à température ordinaire existent également aux températures plus élevées de formation des micas (TAKEDA et MOROSIN, 1975).

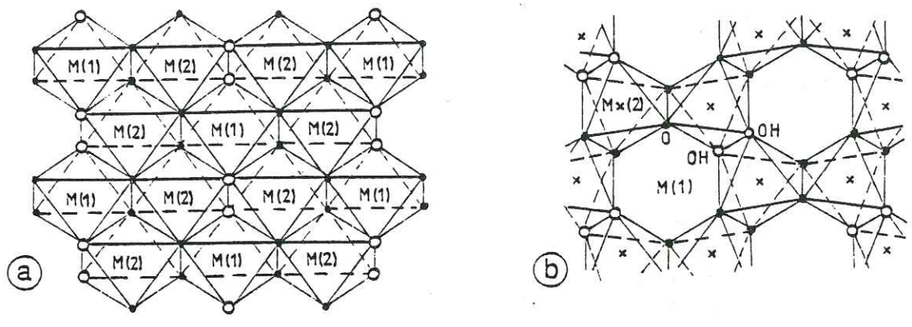


Fig. 8 - Structure réelle du feuillet octaédrique (BARONNET, 1976)
(a) : Feuillet octaédrique des micas trioctaédriques. (b) : Feuillet octaédrique de la muscovite d'après GATINEAU (1964)

Dans les micas dioctaédriques, les sites vacants M (1) sont délimités par de gros octaèdres aplatis selon C* mais réguliers en projection sur (001). La distorsion des octaèdres provient de la rotation en sens opposé des arêtes caractérisant les faces triangulaires supérieures et inférieures.

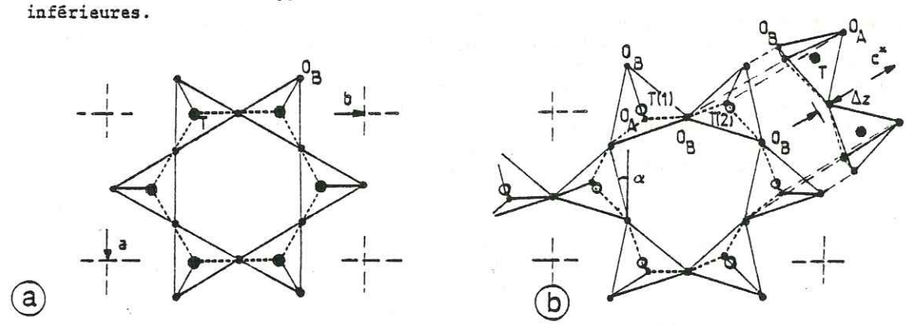


Fig. 9 - Structure du feuillet tétraédrique (BARONNET, 1976)
(a) : Feuillet tétraédrique idéal vu selon C*. (b) : Feuillet tétraédrique des micas dioctaédriques, d'après TAKEUCHI (1966)

La distorsion du feuillet tétraédrique des micas dioctaédriques par rapport au réseau hexagonal du feuillet tétraédrique idéal est liée à la variation de dimension des octaèdres. Elle provient d'une rotation en sens inverse autour de C* des tétraèdres contigus d'un même anneau et d'un basculement des niveaux O_B caractérisé par Δz, différence de cote entre les O_B abaissés et surélevés.

II - LES DIFFÉRENTES ESPÈCES DE MICAS BLANCS ET LEUR STABILITÉ

A - FORMULE STRUCTURALE GENERALE

Les micas blancs sont dioctaédriques et correspondent à une formule structurale de type $I\ M_2\ T_4\ O_{10}\ (OH)_2$ où I représente un cation interfoliaire, K, Na ou Ca et accessoirement Rb, Cs, Ba, ... , où M représente un cation octaédrique (di ou trivalent), Al, Mg ou Fe et accessoirement Mn, Cr, Ti, Li, ... , où T représente un cation tétraédrique, Si ou Al et éventuellement Fe ou Ti , et où OH peut être remplacé par F (DEER *et al.*, 1966). La formule structurale d'un mica dioctaédrique vrai doit restecter des relations de charges (VELDE, 1965). Ainsi, à partir d'une analyse chimique exprimée en pourcentages de poids d'oxydes, le calcul de la formule structurale sur la base de douze oxygènes doit montrer :

- une charge totale de 1,00 ± 0,10 pour les ions interfoliaires
- une charge totale de 2,00 ± 0,10 dans les sites octaédriques
- une charge totale égale à 21,00 ± 0,10 pour la somme des cations octaédriques et tétraédriques
- un dépassement de la charge totale inférieur à 0,10.

Ceci entraîne un total de 22,00 ± 0,10 pour la somme des charges cationiques interfoliaires, octaédriques et tétraédriques de l'ensemble des micas dioctaédriques, qui sont représentés essentiellement par

la muscovite - $K\ Al_2\ Si_3\ Al\ O_{10}\ (OH)_2$

la paragonite - $Na\ Al_2\ Si_3\ Al\ O_{10}\ (OH)_2$

la margarite - $Ca\ Al_2\ Si_2\ Al_2\ O_{10}\ (OH)_2$

les céladonites - $K\ M^{+3}\ M^{+2}\ Si_4\ O_{10}\ (OH)_2$

et les phengites - $K\ [M^{+3}_{2-x}\ M^{+2}_{x}]\ [Si_{3+x}\ M^{+3}_{1-x}]\ O_{10}\ (OH)_2$

B - MINERAUX POLAIRES

1. MUSCOVITE

La formule structurale théorique de la muscovite est $K\ Al_2\ Si_3\ Al\ O_{10}\ (OH)_2$. En fait, dans une muscovite naturelle, plus de 50 % des ions interfoliaires sont des ions K^+ (ZEN et ALBEE, 1964); trois ions Si^{+4} et un ion T^{+3} (essentiellement Al^{+3}) occupent les sites tétraédriques ; les sites octaédriques sont surtout remplis par des ions Al^{+3}. Quand elle intervient, la substitution $Al^{VI} \rightleftharpoons Fe^{+3VI}$ ne dépasse pas 25 %. La muscovite est stable au contact de solutions à compositions chimiques très variables, notamment dans des milieux jusqu'à dix fois plus concentrés en Na que en K. L'assemblage muscovite + quartz est déstabilisé vers 600°C à 2 Kb PH_2O; (fig. 10:2-3, EVANS 1965) la muscovite seule disparaît entre 680°C et 700°C, à 2 kb PH_2O (fig. 10:1).

2. PARAGONITE

Si dans la formule structurale de la muscovite, l'ion interfoliaire K est remplacé par Na on obtient la paragonite, $Na\ Al_2\ Si_3\ Al\ O_{10}\ (OH)_2$. Ce minéral n'est stable que dans des milieux très enrichis en Na. IIYAMA (1964) a montré que malgré les liaisons fortes qui les relient aux feuillets tétraédriques, les cations interfoliaires sont échangeables à haute température : dans une roche la percolation d'une solution hydrothermale contenant du K peut facilement transformer les paragonites préexistantes en muscovites. Une muscovite par contre est beaucoup plus réfractaire à de telles transformations. La paragonite disparaît entre 570°C et 600°C à 1 Kb PH_2O (fig. 12, IIYAMA, 1964) , vers 660°C à 2 Kb PH_2O (fig. 12 ; EUGSTER et YODER, 1955). L'assemblage paragonite + quartz est déstabilisé vers 530°C à 2 Kb PH_2O (fig. 11a, CHATTERJEE, 1972).

3. MARGARITE

La formule structurale de la margarite est $Ca\ Al_2\ Si_2\ Al_2\ O_{10}\ (OH)_2$. On y aboutit théoriquement à partir de la muscovite par des remplacements de cations à la fois dans les sites interfoliaires et dans les sites tétraédriques : K ou Na étant remplacés par Ca, l'équilibre des charges est assuré par le remplacement de Si^{IV} par Al^{IV}. La margarite est un minéral qui ne se rencontre que dans des roches pauvres en Si (CHOPIN, 1979). Quand la pression d'eau est égale à la pression totale, l'association margarite + quartz est stable entre 300°C et 440°C pour 2 Kb PH_2O. Quand la pression d'eau est inférieure à la pression totale les températures du domaine de stabilité de l'association margarite + quartz sont plus faibles (fig. 11a, CHATTERJEE, 1976). La margarite seule est stable entre 280°C et 510°C à 2 Kb P H_2O (fig. 11b, CHATTERJEE, 1976).

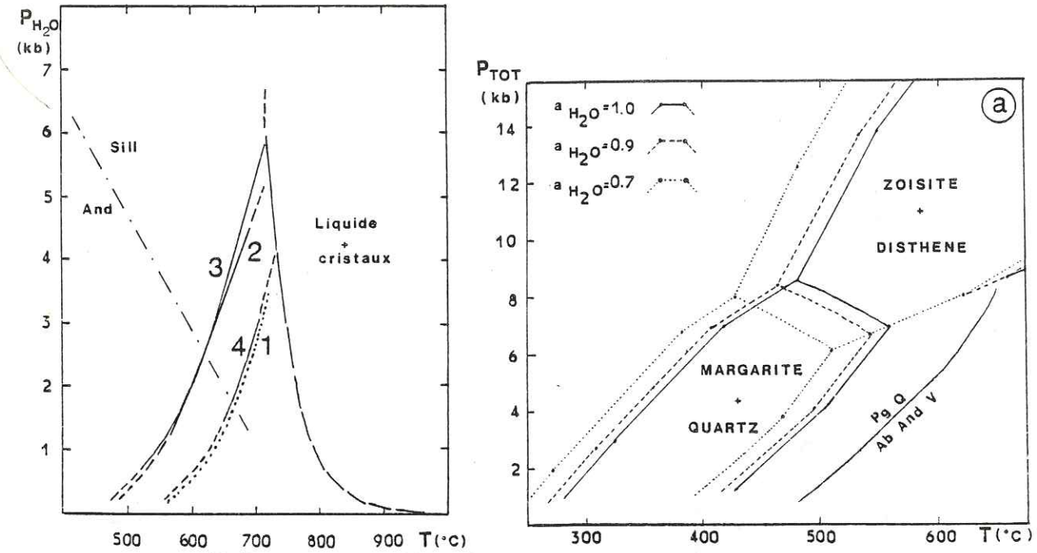


Fig. 10 - Equilibre de phase dans le système muscovite + quartz et courbe de décomposition de la muscovite seule (d'après EVANS, 1965)

1 : $Ms \rightleftharpoons F.K + CO + H_2O$;
2 : $Ms + Qz \rightleftharpoons F.K + And + H_2O$;
3 : $Ms + Qz \rightleftharpoons F.K + Sill. + H_2O$;
4 : $Ms + Qz \rightleftharpoons F.K + Dist + H_2O$

La réaction 4 est entièrement métastable.

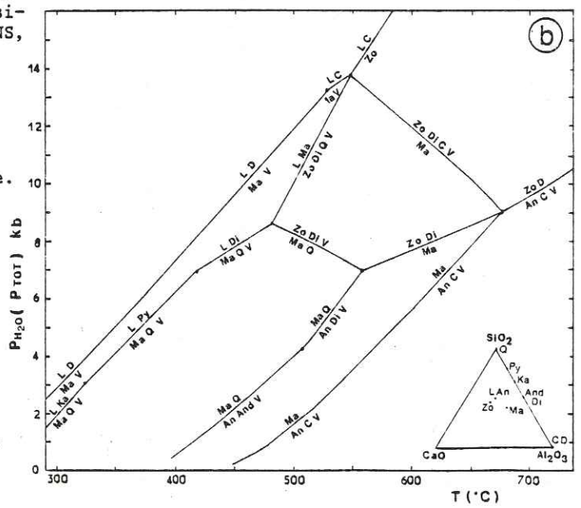


Fig. 11 - Domaines de stabilité (a) : des assemblages paragonite + quartz et margarite + quartz à P H_2O variable, (b) : de la margarite seule et de l'assemblage margarite + quartz à P H_2O = P_{tot}

V : H_2O Vapeur ; Py : Pyrophyllite ; And : Andalousite ; Sill : Sillimanite ; C : Corindon ; Zo : Zoïsite ; Q : Quartz ; Ka : Kaolinite ; D : Diaspore ; Ma : Margarite ; L : Lawsonite ; An : Anorthite

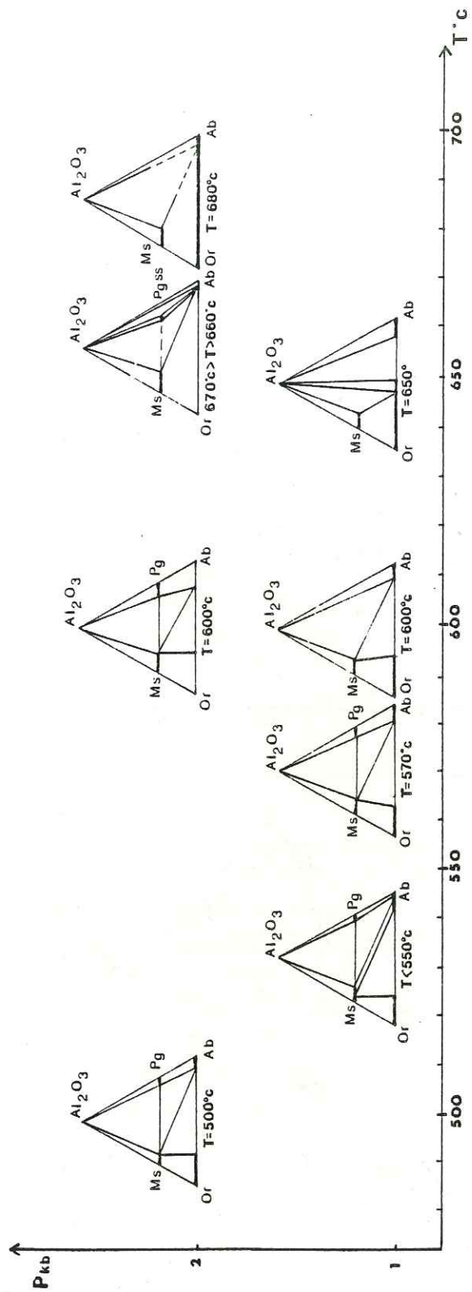


Fig. 12 - Solutions solides entre les pôles muscovite et paragonite

Domaines de stabilité à 1 Kb d'après IIYAMA (1964) et à 2 Kb d'après EUGSTER et YODER (1955)

Les paires de minéraux en équilibre sont reliés par des traits fins

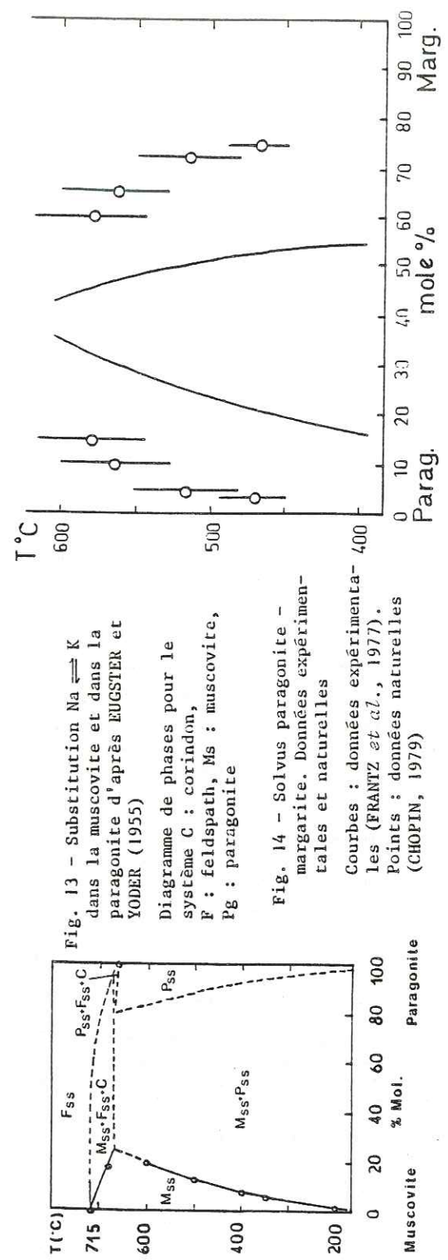


Fig. 13 - Substitution $Na \rightleftharpoons K$ dans la muscovite et dans la paragonite d'après EUGSTER et YODER (1955)

Diagramme de phases pour le système C : corindon, F : feldspath, Ms : muscovite, Pg : paragonite

Fig. 14 - Solvus paragonite - margarite. Données expérimentales et naturelles

Courbes : données expérimentales (FRANTZ *et al.*, 1977).

Points : données naturelles (CHOPIN, 1979)

C - SOLUTIONS SOLIDES

1. MUSCOVITE - PARAGONITE - MARGARITE

La muscovite forme une solution solide partielle avec la paragonite (fig. 12 et 13, EUGSTER et YODER, 1955 ; ZEN et ALBEE, 1964 ; IIYAMA, 1964). Ainsi dans des systèmes pétrographiques bien déterminés, les échanges Na - K semblent favorisés par l'augmentation des facteurs P et T (fig. 13 : association de muscovite, paragonite, feldspath et corindon). Les solutions solides de muscovite dans la paragonite ou de paragonite dans la muscovite, restent toutefois très limitées ; leur utilisation en tant qu'indicateur des conditions P et T reste délicate et exige une bonne connaissance des systèmes pétrographiques associés (SALIOT, 1978 ; CHOPIN, 1979).

La margarite et la paragonite forment également une solution solide. Celle-ci est discontinue et dissymétrique (fig. 14, FRANTZ *et al.*, 1977 ; CHOPIN, 1979). Il entre plus de Na dans la margarite que de Ca dans la paragonite.

2. LES PHENGITES

Il existe des solutions solides entre le pôle muscovite $K\,Al_2\,Si_3\,Al\,O_{10}\,(OH)_2$ et le pôle céladonite $KM^{+2}\,M^{+3}\,Si_4\,O_{10}\,(OH)_2$, (WISE et EUGSTER, 1964). On distingue les céladonites - glauconites à faible teneur en Al^{IV} et forte teneur en $Fe^{+3}\,^{VI}$, et les phengites à forte teneur en Al^{IV} et faible teneur en $Fe^{+3}\,^{VI}$. Il ne semble pas exister de série continue entre les micas phengitiques, pauvres en Fe^{+3} et les céladonites - glauconites, riches en Fe^{+3}. Les différentes phengites peuvent se déduire des muscovites par un double remplacement en proportion variable de type $Si^{IV} \rightleftharpoons Al^{IV}$ et $M^{VI} \rightleftharpoons Al^{VI}$ (M = Fe ou Mg) ; elles s'expriment par une formule générale de type $K\,[Al_{2-x}\,(Fe\,Mg)_x]^{VI}\,[Si_{3+x}\,Al_{1-x}]^{IV}\,O_{10}\,(OH)_2$. Les variations de la teneur en Si^{+4} des phengites ont été discutées souvent (VELDE, 1967, 1968 ; BROWN, 1968 ; GUIDOTTI, 1973 ; HÖCK, 1974 ; GOFFE, 1975 ; RÅHEIM, 1977 ; SALIOT, 1978 ; CHOPIN, 1979). Malgré les relations mises en évidence expérimentalement entre la variation de la teneur en Si^{4+} des phengites et la variations des conditions P et T (fig. 15 et 17, VELDE, 1965, 1967), l'utilisation de cette teneur en tant qu'indicateur de métamorphisme, doit être employée avec beaucoup de prudence (voir discussion chap. IX), car si la teneur en Si^{4+} peut donner des renseignements sur les conditions P, T environnantes elle peut aussi rendre compte d'une certaine cinétique chimique au cours de la déformation (BOULTER et RÅHEIM, 1974).

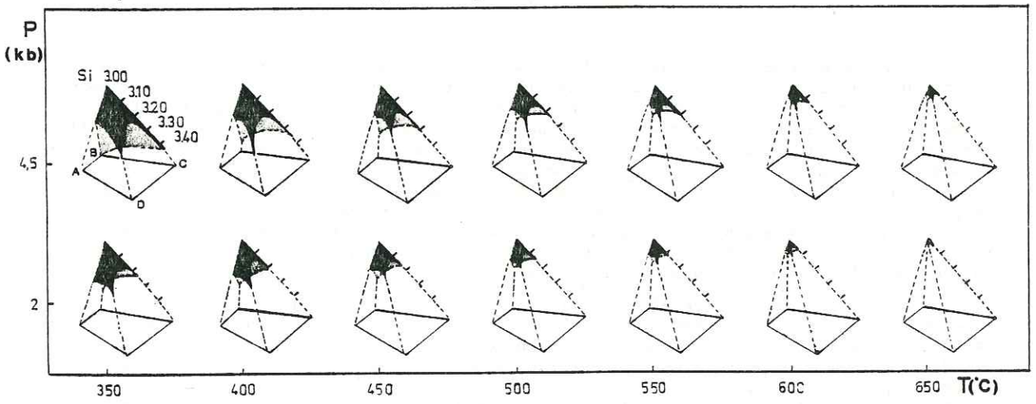
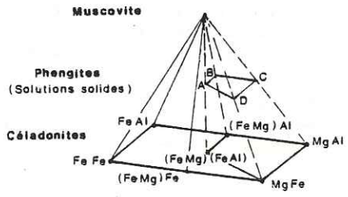


Fig. 15 - Phengites synthétiques. Limites expérimentales des solutions solides entre les pôles muscovite et céladonite (d'après VELDE, 1965)

La caractérisation des céladonites repose sur la nature des cations octaédriques M dans la formule théorique (voir texte).



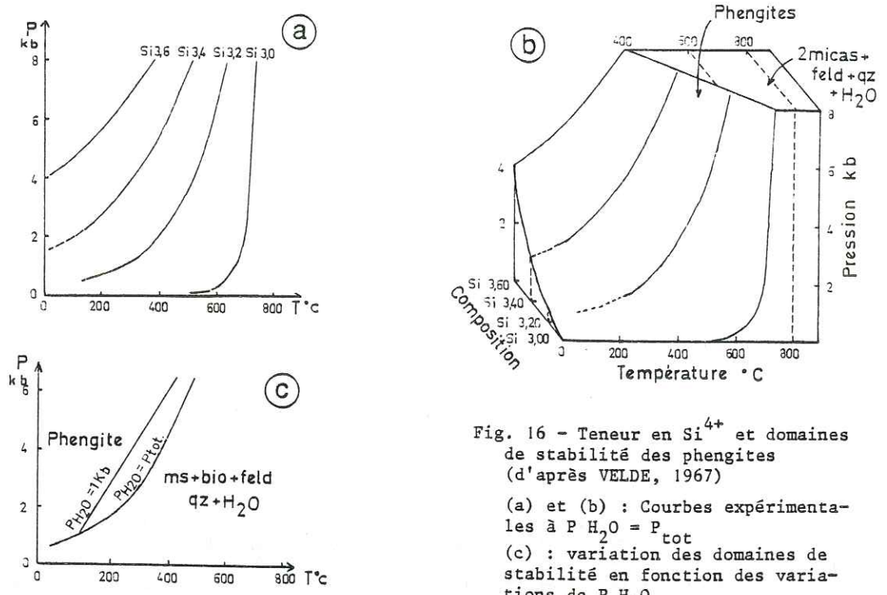


Fig. 16 - Teneur en Si^{4+} et domaines de stabilité des phengites (d'après VELDE, 1967)

(a) et (b) : Courbes expérimentales à P H_2O = P_{tot}

(c) : variation des domaines de stabilité en fonction des variations de P H_2O

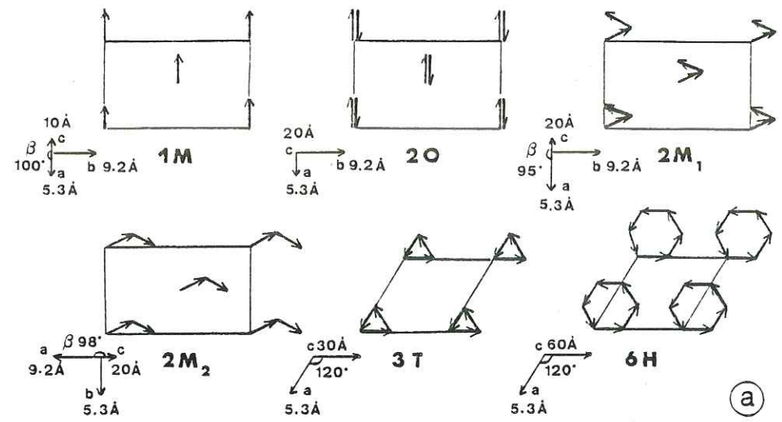
III - LE POLYTYPISME DES MICAS BLANCS

A - EMPILEMENT REGULIER DES MONOCOUCHES

Les monocouches consécutives TOT de mica peuvent être empilées de différentes manières, en raison de la symétrie hexagonale des feuillets tétraédriques adossés. Ainsi étant donné la symétrie monoclinique des monocouches auxquelles appartiennent ces feuillets, les différents types d'empilements réguliers envisageables correspondent à autant de polytypes. Dans la famille des micas, les feuillets tétraédriques d'une même monocouche n sont translatés selon un vecteur $\vec{t_n}$ pour assurer un empilement compact (fig. 6). Par rapport aux vecteurs $\vec{a}$ et $\vec{b}$ qui caractérisent la maille face c centrée du mica (fig. 7), $\vec{t_n}$ est égal à - 1/3 $\vec{a_n}$. Le vecteur $\vec{t_{n+1}}$ de la monocouche suivante est, à priori, libre d'adopter par rapport à $\vec{t_n}$, l'une quelconque des six orientations permises par la symétrie hexagonale des feuillets tétraédriques, c'est à dire celles qui satisfont la relation $(\vec{t_n}, \vec{t_{n+1}}) = 0 \bmod \Pi/3$, (fig. 17 , SMITH et YODER, 1956). Aucune configuration permise par de tels angles d'empilement, ne perturbera les premiers voisins du cation interfoliaire.

Le polytypisme simple et régulier des micas (voir revue bibligraphique dans BARONNET, 1976) peut ainsi être décrit au moyen d'une séquence rotationnelle de N monocouches ; cette séquence étant reproduite toutes les N couches. Le symbolisme des notations polytypiques rend compte :
(1) de la périodicité N de la structure par un nombre qui est égal au nombre de monocouches déterminant la période (1, 2, 3 ou 6) ;
(2) de la classe de symétrie de la structure , par la lettre initiale de la classe de symétrie (M, monoclinique ; O, orthogonal ; T, trigonal ; H, hexagonal) ;
(3) de la séquence d'empilement , par une série de nombres 0, ± 1, ± 2, ou 3 qui symbolisent respectivement des angles d'empillement de 0°, ± 60°, ± 120° ou 180°.

Les six polytypes périodiques théoriques les plus simples des micas (fig. 17) correspondent à des valeurs faibles de la périodicité N et à la constance, au signe près, des angles d'empilement tout au long de la séquence (SMITH et YODER, 1956). Toutefois, les minéraux naturels se rencontrent fréquemment sous des formes complexes où l'empilement est plus ou moins irrégulier.



Polytype	Angle(s) d'empilement
1 M	0°
2 O	180°
2 M_1	+ 120° et - 120° alternés
2 M_2	+ 60° et -60° alternés
3 T	+120° ou - 120°
6 H	+60° ou -60° (b)

Fig. 17 - Structures polytypiques simples et régulières des micas (d'après SMITH et YODER, 1956)

(a) : Projection des mailles dans le plan basal (001), vecteurs d'empilement intercouche, paramètres des réseaux
(b) : Succession des angles d'empilement

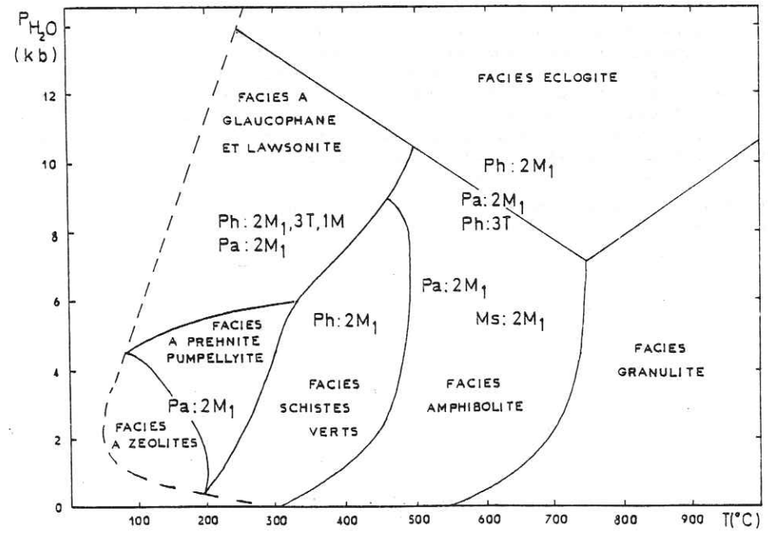


Fig. 18 - Répartition des polytypes des micas dioctaédriques dans un diagramme pression - température (BARONNET, 1976)

B - STABILITE DES DIFFERENTS POLYTYPES

Les micas naturels ne présentent pas toutes les variétés polytypiques possibles (BARONNET, 1976 ; FREY *et al.*, 1976 ; CHOPIN, 1979). En effet, si les muscovites naturelles proches du pôle idéal $K\,Al_2\;Si_3\,Al\,O_{10}\,(OH)_2$ admettent pratiquement toutes la variété polymorphique $2M_1$, les phengites les moins substituées sont habituellement du type $2M_1$, alors que le polytype 3T est fréquent pour les phengites plus substituées. La paragonite et la margarite, enfin, ne présentent que le polytype $2M_1$ (fig. 18).

BARONNET (1976) souligne la coexistence possible de différents polytypes micacés au sein d'une même roche, voire même au sein d'un même cristal. Il montre ainsi que la structure, la composition chimique et les conditions P et T de formation du minéral ne sont pas seules à contrôler le mode d'empilement des feuillets. Dans ce cas, en effet, la composition des différents cristaux ou domaines cristallins est supposée très semblable, sinon identique. La nature des polytypes serait alors à relier à des processus de croissance des minéraux à haute ou basse température sous l'influence des fluides. Le rôle des fluides serait alors particulièrement important ; ceci renforce l'hypothèse déjà avancée d'une dépendance entre substitution phengitique et cinétique chimique.

IV - BILAN

Une étude minéralogique détaillée des micas blancs peut apporter divers renseignements sur leurs conditions de formation. Dans le contexte polyphasé des Schistes lustrés, ces minéraux ont pu recristalliser de manière répétée pour s'adapter aux déformations successives. Ils doivent par conséquent être étudiés en fonction de leurs positions par rapport aux microstructures. Leur caractères optiques et leurs compositions chimiques sont relativement simples à déterminer *in situ*, à partir d'une lame mince, avec un microscope optique et une microsonde électronique. Pour connaître les séquences d'empilement ou certaines compositions isotopiques par exemple, il est par contre nécessaire d'isoler les différents types minéralogiques sans perdre leur lien avec les microstructures. Le problème est alors de s'assurer que les différents types d'observation, *in situ* et après séparation, concernent bien les mêmes minéraux.

Les procédures de séparation et les techniques d'analyse utilisées dans ce travail font l'objet du chapitre suivant.

CHAPITRE III

TECHNIQUES D'ETUDE

I - FINALITÉ DE L'ÉTUDE ET ÉCHANTILLONNAGE

Diverses méthodes analytiques ont été envisagées dès le début de la présente étude afin d'assurer un lien convenable entre d'une part les analyses de minéraux *in situ*, repérés par rapport aux microstructures et d'autre part celles de grains ou populations de grains extraits. Les micas blancs ont ainsi été étudiés :

- sur surfaces de cassure, à la loupe binoculaire et au microscope électronique à balayage ;
- sur lame mince, au microscope optique et à la microsonde électronique ;
- sur grains isolés, au microscope optique et à la microsonde électronique ;
- sur fractions granulométriques et magnétiques par diffraction des rayons X, spectrométrie d'arc, spectrométrie de masse ^{40}K - ^{40}Ar et ^{87}Rb - ^{87}Sr.

L'échantillonnage a porté sur des niveaux schisteux et calcschisteux dont la position lithostratigraphique est repérée sur la figure 2. Les lieux de prélèvement (fig. 19) sont répartis sur deux transversales WSW - ENE, au S, le long de la vallée du Guil (France), au N, du Monte Fraiteve au colle delle Finestre (Italie), ainsi que selon un raccord NW - SE le long de la Valle Argentiera. De plus quelques règles ont été observées dès l'échantillonnage : prélèvements relativement volumineux mais représentatifs d'une même structuration, élimination soigneuse des parties d'échantillon altérées et rejet systématique des échantillons de qualité douteuse.

Une étude microstructurale au microscope optique d'environ 120 lames minces (localisées sur la fig. 19) a tout d'abord permis de mettre en évidence une variation régionale des caractères microstructuraux et de sélectionner les échantillons en vue de traitements ultérieurs. Une étude chimique à la microsonde électronique d'environ 300 micas en place, repérés par rapport aux microstructures, a permis de caractériser les différentes générations de micas blancs, pour une quinzaine d'échantillons (localisés sur la fig. 19). L'extraction de grains isolés a permis de compléter l'étude optique et chimique des différents types de micas blancs. La séparation granulométrique et magnétique de différentes populations de phyllites contenus dans deux échantillons distants d'environ 10 km dans la direction E - W (localisés sur la fig. 19) a fourni le matériel pour l'étude isotopique. La composition minéralogique et la représentativité de ces fractions ont été contrôlées et caractérisées au microscope optique, à la microsonde électronique, par diffraction des rayons X et par analyse chimique. Les méthodes ^{40}K - ^{40}Ar et ^{87}Rb - ^{87}Sr ont été appliquées à plus de 40 fractions pour les deux seuls échantillons soumis à une extraction. L'ensemble des traitements effectués est récapitulé dans les tableaux 1 et 2.

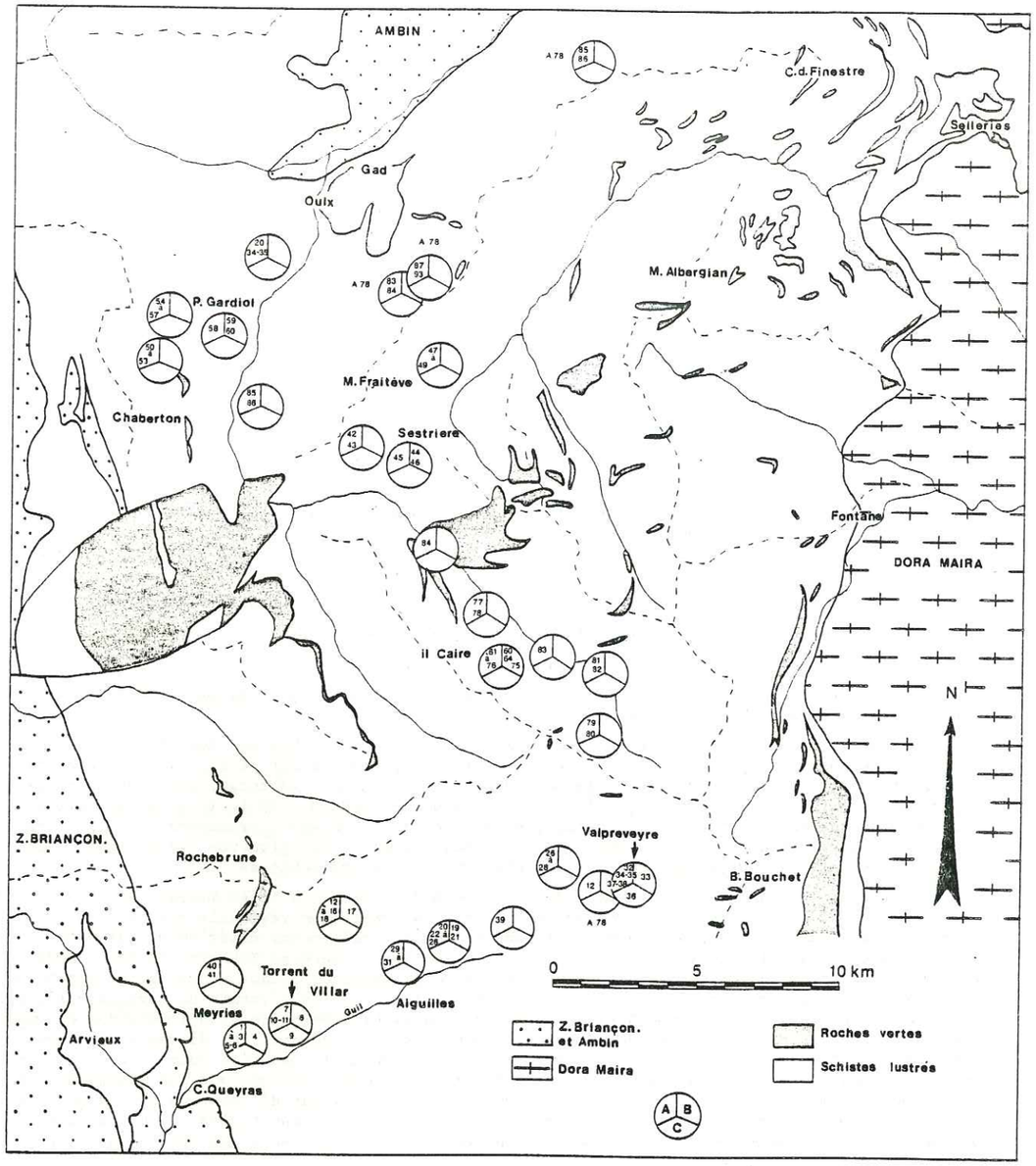
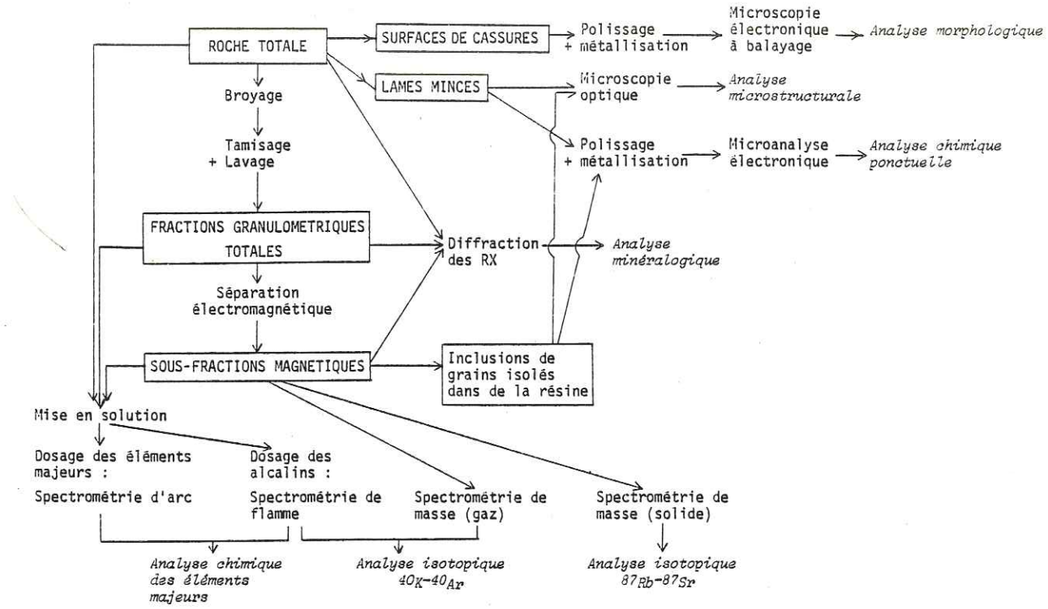


Fig. 19 - Les Schistes lustrés des Alpes cottiennes. Localisation des échantillons et détail des techniques appliquées.

A - Etude microstructurale
B - Etudes microstructurale et chimique
C - Etudes microstructurale, chimique et isotopique

Tableau 1

Récapitulation des traitements appliqués et des techniques d'analyse utilisées aux différents stades de l'étude



II - PRÉPARATION DES FRACTIONS

Deux échantillons de schistes, repérés sur la figure 19, ont été retenus pour une séparation, parmi tous les échantillons présentant plusieurs générations de micas blancs facilement repérables par rapport aux microstructures et analysés à la microsonde électronique. Leurs constituants minéraux sont peu nombreux : essentiellement des micas blancs et des chlorites, avec accessoirement du quartz, de la calcite, des feldspaths et des minéraux opaques. La séparation granulométrique a été entreprise sur des quantités de roche assez importantes pour permettre une séparation dans un grand nombre de fractions.

L'échantillon A77 9 a été réduit au marteau en morceaux décimétriques à centimétriques. Puis, les parties destinées aux études *in situ* (surfaces de cassure, lame mince) et un fragment de référence ayant été prélevés le matériel restant a été broyé dans un broyeur à cylindres lisses pour préserver les minéraux phylliteux. Tout le matériel a été tamisé à 800 µm après un premier broyage, pour éviter le surbroyage. L'opération a été répétée pour les fractions plus grossières jusqu'à ce que toutes les particules aient une taille inférieure à 800 µm. L'ensemble du matériel a alors été tamisé à sec entre 800 et 63 µm et sous eau entre 63 et 20 µm. Les fractions granulométriques suivantes dites "naturelles" ont ainsi été obtenues : 800 - 630 µm, 630 - 500 µm, 400 - 315 µm, 315 - 250 µm, 250 - 200 µm, 200 - 165 µm, 165 - 125 µm, 125 - 100 µm, 100 - 80 µm, 80 - 63 µm, 63 - 50 µm, 50 - 32 µm, 32 - 20 µm, et <20 µm. Enfin, une fraction <2 µm a été obtenue selon la technique de sédimentation. L'échantillon A77 36 a été traité selon un principe identique mais seules les fractions inférieures à 250 µm ont été préparées.

Tableau 2

Récapitulation des techniques d'analyse appliquées aux différentes populations minérales

MATÉRIEL UTILISÉ			TECHNIQUES D'ANALYSES							
X : Echantillon A779 O : Echantillon A7736			Loupe bino.	M.O.	M.E.B.	RX	Micro-sonde	Chimie globale	K- Ar	Rb-Sr
Surfaces de cassures			X		X					
Lames minces			X	X O	X		X O			
Roches totales					X	X O		X O		
Fractions granulométriques (µm)	Fractions granulométriques "artificielles" (µm)	Sous-fractions magnétiques								
800-630	> 165	1	X	X		X	X			
	165-125	2	X	X		X	X	X	X	
	125-100	3	X	X		X	X	X	X	
	100-80	4	X	X		X	X	X	X	
	80-63	5	X	X		X	X	X	X	
	< 63	6	X	X		X	X			
630-500	> 165	1	X			X				
	165-125	2	X			X				
	125-100	3	X			X				
	100-80	4	X			X				
	80-63	5	X			X				
	< 63	6	X			X				
200-165		1		O						
		2		O		O		O	O	
		3		O		O		O	O	
		4		O		O		O	O	
		5		O		O		O	O	
		6		O		O		O	O	
		7		O		O		O	O	
165-125		1	X	O		X O	X			
		2	X		X	X O	X			
		3	X	O	X	X O	X			
		4	X	O	X	X O	X	O	O	
		5	X		X	X	X			
		6		O	X	O	X			
125-100		1	X		X	X	X	X	X	
		2	X		X	X	X			X
		3	X		X	X	X	X	X	X
		4	X		X	X	X	X	X	X
		5	X		X	X	X	X	X	X
		6	X		X	X	X	X	X	X
		C	X			X		X	X	X
100-80		1	X	X		X	X			
		2	X	X		X	X	X	X	
		3	X	X		X	X	X	X	
		4	X	X		X	X	X	X	
		5	X	X		X	X	X	X	
		6	X	X		X	X	X	X	
		C	X	X		X		X	X	
80-63		1	X	X		X				
		2	X	X		X				
		3	X	X		X				
		4	X	X		X				
		5	X	X		X				
		6	X	X		X				
63-50		T	OX	X O		X O		X O	XO	
		1	X			X				
		2	X			X O		O	O	
		3	X			X O		X O	X O	
		4	X			X O		X O	X O	
		5	X			X O		X O	X O	
		6	X			X O		X	X	
50-32		T	OX	X O		X O		X O	XO	
		1	X			O				
		2	X			O		O	O	
		3	X			O				
		4	X			O		O	O	
		5	X			O		O	O	
		6	X			O		O	O	
32-20		T	OX	X O		X O		X O	X O	
< 20		T	OX	X O		X O		X O	X O	
< 2		T				X		X	X	

La séparation magnétique des phyllites en différentes populations n'a été entreprise que pour les fractions granulométriques enrichies en micas, après contrôle sous la loupe binoculaire. Pour qu'une telle séparation soit efficace il faut que les minéraux se présentent sous forme de grains purs et non sous forme de grains mixtes : les phyllites doivent en effet être débarrassées des éventuelles particules parasites de quartz, calcite ou feldspath. La taille critique pour la pureté des grains a été estimée optiquement à environ 200 µm pour les plus gros grains des deux échantillons traités. C'est pourquoi les fractions granulométriques supérieures à 200 µm ont été broyées une seconde fois avec le même broyeur. Elles ont ainsi été réduites en plusieurs nouvelles fractions granulométriques comprises entre 200 et 63 µm, dites "fractions artificielles". Toutes les fractions retenues pour une séparation magnétique ont été lavées longuement à l'eau distillée et nettoyées aux ultrasons avant d'être séchées à l'étuve. Elles ont été séparées en plusieurs sous-fractions magnétiques à l'aide d'un séparateur paramagnétique de type "Frantz Isodynamic" (PARFENOFF *et al.*, 1970). Habituellement délicat à utiliser pour séparer des minéraux phylliteux de petite taille à cause de leurs propriétés électrostatiques, cet appareil s'est révélé ici d'un emploi efficace. Son principe est simple : le défilement continu des minéraux dans le champ magnétique s'effectue sur une réglette vibrante inclinée à partir de l'entonnoir d'alimentation et située dans l'entrefer d'un électro-aimant. La réglette est divisée approximativement à mi-course, en deux rigoles qui permettent de recueillir séparément les deux fractions résultant de la séparation. De nombreux passages ont été nécessaires ici pour assurer une bonne séparation. Il a été possible à chaque premier passage d'une fraction granulométrique donnée, de séparer les phyllosilicates des minéraux non plats en jouant sur l'effet de surface des premiers. Pour cela les pentes longitudinales et latérales de la réglette étaient faibles, et le champ magnétique ainsi que la vitesse d'écoulement des grains étaient peu intenses. Ensuite les pentes longitudinales et latérales de la réglette, ainsi que l'intensité du champ magnétique ont été augmentées, tandis que la vitesse d'écoulement était maintenue faible. Moyennant de nombreux arrêts très rapprochés pour récupérer toutes les particules collées à la surface des rigoles et éviter les débordements, les différentes fractions, déjà enrichies en minéraux plats, ont pu être séparées en sous-fractions fortement, moyennement ou faiblement déviées par le champ magnétique. Ces sous-fractions ont été numérotées de 1 à 6 (parfois 7 ou C) : les minéraux constituant les sous-fractions 1 n'ont pas été déviées dans un champ magnétique intense (intensité du courant I = 1 ampère) ; les minéraux constituant les sous-fractions 6 ont été par contre facilement déviés dans un champ magnétique faible (intensité du courant : I = 0,2 - 0,3 ampère). Malgré l'intensification des effets de surface avec la diminution de la taille des grains, il a été possible d'obtenir des sous-fractions magnétiques de 63 - 50 µm et même de 50 - 32 µm.

Il faut enfin signaler que la séparation électromagnétique a été choisie parce que diverses autres techniques de séparation des minéraux phylliteux telles que rampes vibrantes, liqueurs denses ou colonne de séparation, tentées par ailleurs, ont été inefficaces.

III - TECHNIQUES ANALYTIQUES

A - DIFFRACTION DES RAYONS X

Des particules désorientées analysées par diffraction des rayons X selon la méthode des poudres, livrent une série de pics correspondant aux différents plans de réflexion des minéraux présents. Il s'agit d'une analyse statistique qui donne une information moyenne sur un grand nombre de particules. Elle permet d'étudier la composition minéralogique d'un échantillon, d'obtenir des informations sur les variations relatives des teneurs des principaux composants, de rechercher leurs éventuels polytypes et d'apprécier la cristallinité des grains.

Cette méthode des poudres désorientées a été appliquée ici aux roches totales, à des fractions granulométriques totales et à des sous-fractions magnétiques dans les conditions expérimentales habituelles au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg (Collectif, 1978b). Ces conditions sont : radiation Cu Kα, filtre Ni, 40 KV / 20 mA, vitesse lente du goniomètre (1/2° / minute) ; forte sensibilité entre 17 et 35° 2θ pour la mise en évidence des polytypes (fig. 20) ; jeu de fentes larges (4° - 0,3 - 4°) pour la localisation exacte de la raie (060) des micas voisine de 60° 2θ : cette raie se situe entre 1,49 et 1,52 Å pour les micas dioctaédriques, entre 1,53 et 1,55 Å pour les micas trioctaédriques.

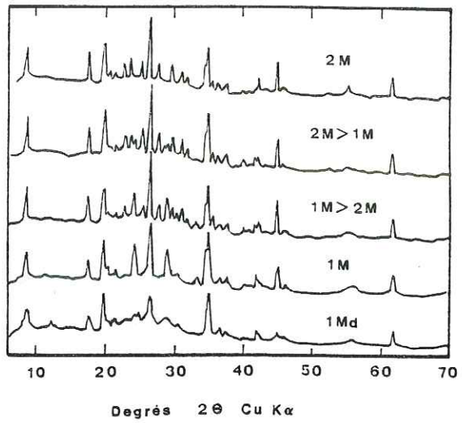
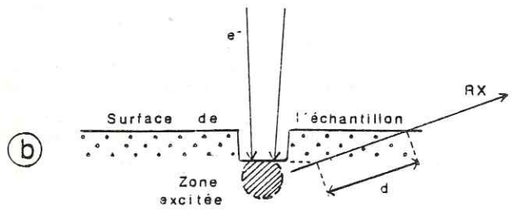


Fig. 20 - Diffractogrammes de rayons X de muscovites synthétiques (d'après BRADLEY et GRIM, 1961).

Les polytypes $2M_1$ et 1M sont surtout différenciés entre 20° et 35° 2θ



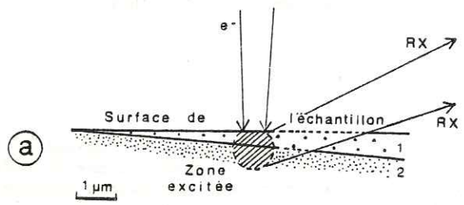


Fig. 21 - Difficultés lors d'analyses chimiques ponctuelles à la microsonde électronique liées au pouvoir de résolution de l'appareil (a) et aux imperfections des surfaces étudiées (b).

a - Deux minéraux superposés (1 et 2) sont excités simultanément, l'analyse est une moyenne non significative.

b - Le parcours supplémentaire (d) des rayons X dû aux imperfections de surface modifie les comptages.

B - MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A BALAYAGE

Le microscope électronique à balayage permet l'étude morphologique détaillée de petites surfaces de taille inférieure à 2 cm. Sur des surfaces de cassure, il permet par exemple d'examiner la taille, la forme et le relief des particules minérales. L'appareil disponible à l'Institut de Minéralogie de Strasbourg a un pouvoir de résolution de 200 Å, les images sont nettes jusqu'à un grandissement de 20 000 (TRAUTH *et al.*, 1977). De plus l'appareil est équipé de spectromètres à rayons X qui lui permettent de fonctionner également en microsonde électronique par analyse du rayonnement X caractéristique des éléments contenus dans les échantillons. On peut ainsi réaliser une microanalyse semi-quantitative des composants chimiques majeurs. Dans ce cas les grandissements ne peuvent varier qu'entre 2 et 4 000, et le pouvoir de résolution est alors limité à environ 1 µm. L'appareil a été utilisé pour des analyses morphologiques, ainsi que pour des analyses qualitatives et semi-quantitatives, sur des surfaces de cassure brutes, sur des surfaces polies et sur des particules isolées.

C - SPECTROMETRIE D'ARC ET DE FLAMME

Les analyses chimiques globales des roches, des fractions granulométriques et des sous-fractions magnétiques ont été effectuées selon les conditions habituelles au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg (Collectif, 1978a).

La technique utilisée permet le dosage par spectrométrie d'arc à lecture directe, des éléments majeurs suivants : Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ti et de la perte à 1 000° qui représente l'eau et le gaz carbonique contenus dans ces minéraux. Les alcalins sont dosés par spectrométrie de flamme. Une préparation unique par mise en solution des échantillons dans un mélange glycériné permet l'analyse de tous les éléments (tabl. 3). La précision de routine est de ± 2 % en valeur relative.

D - MICROANALYSE ELECTRONIQUE

Des analyses chimiques ponctuelles de micas ont été réalisées *in situ* sur lames minces, mais aussi sur grains isolés. Deux types d'appareils ont été utilisés : la microsonde électronique manuelle du Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure de Paris qui permet d'effectuer des analyses de détail (élément par élément), mais qui nécessite de nombreux réglages et un excellent repérage des zones analysées, et la microsonde automatique du Laboratoire de Géologie de l'Université de Nancy qui permet des vérifications en série avec des réglages réduits au minimum et où les analyses sont très rapides. Pour comparer la composition chimique des micas en place dans les lames minces et celle des micas extraits dans les différentes sous-fractions magnétiques, quelques particules ont été saupoudrées sur des plaques de verre couvertes d'araldite fluide. Après polissage ces lames ont été métallisées au C comme les lames minces préparées habituellement pour des analyses à la microsonde. Les conditions d'utilisation de l'appareil de Paris ont été décrites par SALIOT (1978) et CHOPIN (1979).

Environ 300 analyses de micas ont été effectuées à la microsonde. Les analyses les plus représentatives sont présentées dans les tableaux I à XI en annexe. Elles font apparaître les sommes analytiques en poids d'oxydes et les formules structurales calculées sur la base anhydre de 11 atomes d'oxygène. Très souvent, compte tenu d'une teneur en eau voisine de 4,5 % pour les phengites, les sommes analytiques s'éloignent de 100, alors que les formules structurales restent cohérentes. Il semble que dans un certain nombre de cas ces analyses déficitaires donnent quand même une idée satisfaisante du type de minéral testé (CHOPIN, 1979). Assez systématiquement, des analyses correctes de petits cristaux sont difficiles à obtenir. Mais, compte tenu des précautions prises, étalonnage des éléments analysés et bonne focalisation du faisceau d'électrons sur des minéraux bien déterminés, il s'agit souvent des meilleurs résultats pouvant être obtenus avec des appareils de cette résolution. Ces difficultés ont d'ailleurs été soulevées par SALIOT (1978) qui envisage plusieurs explications : le pouvoir de résolution de la microsonde, les effets liés à la qualité du

support, peut-être l'influence du réseau des minéraux analysés.(1) En ce qui concerne le pouvoir de résolution de la microsonde, il faut savoir que dans les conditions normales d'analyse à Paris, le faisceau d'électrons mesure de 1 à 3 µm de diamètre, ce qui induit dans un mica une zone d'excitation de 8 à 11 µm de diamètre environ. Les minéraux voisins peuvent alors être excités et par effet de moyenne, une analyse faussement cohérente à 100 % risque de n'avoir aucune signification minéralogique (fig. 21a).(2) Les effets liés au support sont variables. L'analyse de petits minéraux réunis en agrégats est toujours délicat, car les agrégats sont souvent poreux et imprégnés d'araldite. Ceci gène considérablement les comptages qui sont perturbés à cause des coefficients d'absorption des rayons X émis et de l'arrêt des électrons par la colle. De plus, le polissage de ces zones est souvent défectueux et peut entraîner des erreurs non négligeables même pour un angle de sortie élevé de RX (fig. 21b). Le réseau des minéraux analysés pourrait lui aussi avoir une influence sur les résultats analytiques. Il n'est en effet pas rare de constater des différences de comptage entre des minéraux phylliteux disposés parallèlement ou perpendiculairement à la préparation. Les analyses de lamelles micacées disposées à plat, c'est à dire parallèlement au support, semblent plus facilement reproductibles que les analyses de micas analysés par la tranche.

E - SPECTROMETRIE DE MASSE

1. LES FONDEMENTS DES METHODES DE DATATION ISOTOPIQUE

La plupart des méthodes de datation isotopique reposent sur les propriétés que possèdent certains isotopes radioactifs de se désintégrer spontanément en isotopes radiogéniques stables après une ou plusieurs étapes intermédiaires. Le rythme de la décroissance radioactive et par conséquent la vitesse de l'horloge géochronologique, dépendent uniquement de la stabilité du nucléus radioactif et non des conditions géologiques. Les variations de paramètres tels que pression et température ne les influencent pas. Ainsi, en mesurant le rapport actuel entre la quantité d'isotope radioactif père et d'isotope radiogénique fils, on peut théoriquement calculer l'âge d'un minéral ou d'une roche, à condition que la constante de désintégration de l'isotope radioactif soit connue avec précision et qu'il n'y ait eu ni gain ni perte d'isotope radioactif ou radiogénique depuis la fermeture du système étudié. Cet aspect théorique des méthodes radiochronologiques a été développé en particulier dans un ouvrage récent (JÄGER et HUNZIKER éd., 1979).

La loi fondamentale de la radioactivité s'écrit :

$$dN = -\lambda N\, dt, \qquad (1)$$

λ représentant la constante de désintégration et N le nombre d'isotopes radioactifs pères présents à l'instant t. Cette formule peut aussi s'écrire :

$$N = No\, e^{-\lambda t}, \qquad (2)$$

No représentant le nombre d'isotopes pères présents à l'instant t = 0.

La formule qui donne l'âge est tirée de l'équation (2) et s'écrit :

$$n = N\,(e^{\lambda t} - 1), \qquad (3)$$

si n est le nombre d'isotopes radiogéniques formés au temps t. L'expression de l'âge s'exprime alors de la manière suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(1 + \frac{n}{N}\right) \qquad (4)$$

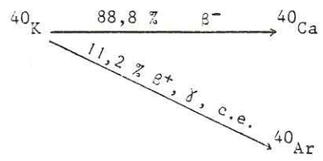
La période T 1/2 d'un isotope radioactif est le temps nécessaire pour que la moitié de l'isotope père soit transformée en isotope fils. Cette période est liée à la constante de désintégration λ par la formule :

$$T\frac{1}{2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0{,}6931}{\lambda} \qquad (5)$$

2. LA METHODE DE DATATION $^{40}K - {}^{40}Ar$

a) Présentation

Le potassium est constitué de 93,2581 % de ^{39}K stable, 0,01167 % de ^{40}K radioactif et 6,7302 % de ^{41}K stable (STEIGER and JÄGER, 1977). L'isotope ^{40}K instable se désintègre de la manière suivante :



L'isotope ^{40}K se transforme à la fois en ^{40}Ca et en ^{40}Ar ; sa constante de désintégration rend compte de cette double réaction :

$$\lambda^{40}K^{\beta-} = 4.962 \cdot 10^{-10}\ an^{-1}$$
$$\lambda^{40}K^{e} + \lambda^{40}K^{e'} = 0.581 \cdot 10^{-10}\ an^{-1}$$
$$\lambda^{40}K = 5.543 \cdot 10^{-10}\ an^{-1}$$

Ainsi, la formule finale (4) permettant le calcul de l'âge devient :

$$t = \frac{1}{5{,}543} \ln\left(\frac{1 + 5{,}543}{0{,}581} \cdot \frac{^{40}Ar\ rad.}{^{40}K}\right) \qquad (6)$$

Pour obtenir l'âge t d'un échantillon donné, il suffit alors de connaître la teneur en ^{40}Ar radiogénique déterminée au spectromètre de masse, et la teneur en ^{40}K mesurée suivant une technique classique telle que l'absorption atomique, la fluorescence X, la spectrométrie de flamme, etc...

b) Application

La méthode $^{40}K - {}^{40}Ar$ est une méthode de datation relativement souple qui permet une très large utilisation (DALRYMPLE et LANPHERE, 1969 ; HUNZIKER, 1979). Dans la majorité des cas, elle est appliquée de manière conventionnelle, et le rapport ^{40}Ar / ^{36}Ar du gaz piégé dans les minéraux pendant leur cristallisation est alors fixé arbitrairement. On admet généralement que ce rapport est égal à celui de l'atmosphère actuelle quand le matériel traité est plus jeune que 1,7 Milliards d'années (CHERDYNTSEV et KOLESNIKOV, 1965). Etant donné que l'Ar atmosphérique est composé de 99,6 % de ^{40}Ar, 0,063 % de ^{38}Ar et 0,337 % de ^{36}Ar, la valeur retenue pour le rapport ^{40}Ar / ^{36}Ar est de 295,5.

En fait, bien que le principe de cette méthode semble relativement simple, son application peut être délicate en raison de l'existence possible d'Ar hérité dans les minéraux ayant des rapports ^{40}Ar / ^{36}Ar très différents de 295,5. Les héritages d'Ar se rencontrent particulièrement dans des terrains à histoire tectonique ou métamorphique complexe (HUNZIKER, 1979). Dans ce cas, l'Ar radiogénique associé à des événements anciens peut subsister en quantité variable dans les minéraux traités, ce qui peut entraîner d'importantes erreurs sur les âges. Pour éviter ces erreurs, il est souhaitable de déterminer aussi le rapport ^{40}Ar / ^{36}Ar des phases minérales pauvres en K associées aux minéraux habituellement étudiés ou alors d'utiliser les relations graphiques proposées par HARPER (1970), ou la méthode des isochrones .

Il n'y a ni gain ni perte d'isotopes radiogéniques quand, dans un diagramme rectangulaire [(Quantité Fils) = f. (Quantité Père)], la droite qui relie tous les points représentatifs passe par l'origine (fig. 22a).

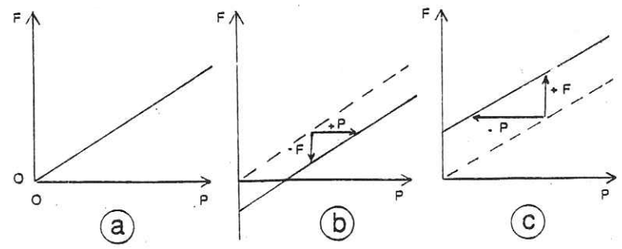


Fig. 22 - Relations graphiques entre les quantités d'isotopes radioactifs (Pères) et radiogéniques (Fils) présents à l'instant t.

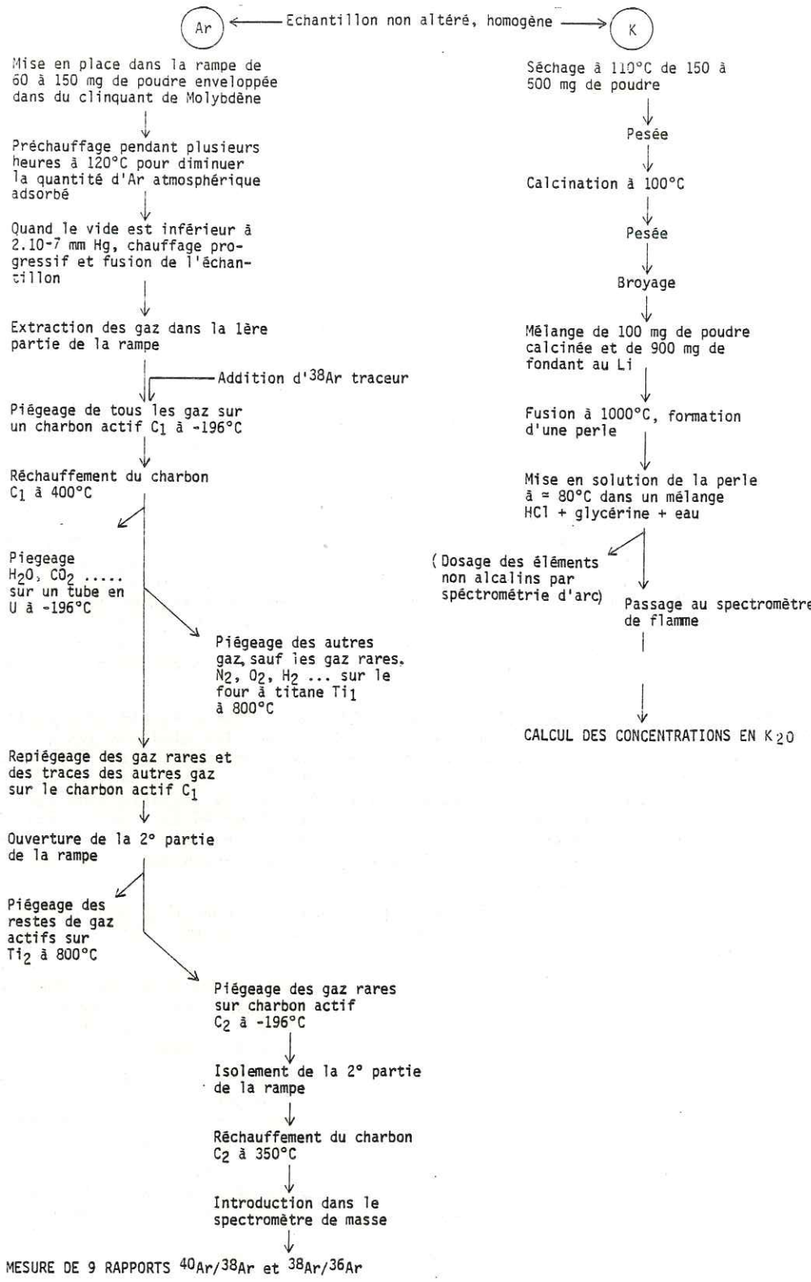
a - La droite reliant tous les points passe par l'origine, il n'y a eu ni gain ni perte d'isotopes radioactifs et/ou radiogéniques.

b - La droite a une ordonnée à l'origine négative, il y a eu ouverture du système isotopique avec une perte d'isotopes radiogéniques et/ou un gain d'isotopes radioactifs.

c - La droite a une ordonnée à l'origine positive, il y a un excès d'isotopes radiogéniques (gain ou héritage) et/ou une perte d'isotopes radioactifs.

Tableau 3

Récapitulation de la technique analytique ^{40}K - ^{40}Ar



- La méthode des isochrones, adaptée de la méthode de NICOLAYSEN (1961) et qui est proposée pour la datation Rb - Sr (voir § 3 - b), permet non seulement de calculer l'âge mais aussi le rapport ^{40}Ar / ^{36}Ar initial de tous les minéraux qui s'alignent sur la même droite. Dans ce cas, le rapport ^{40}Ar / ^{36}Ar dépend du rapport ^{40}K / ^{36}Ar de chaque prise analysée.

c) Conditions analytiques

Les déterminations ^{40}K - ^{40}Ar ont été réalisées ici selon une méthode mise au point par BONHOMME *et al.* (1975) et dont un récapitulatif est proposé dans le tableau 3. Le K a été déterminé selon la méthode décrite dans Collectif (1978a). Ces deux dosages séparés nécessitent des prises d'échantillon distinctes. Ceci soulève le problème de la représentativité des prises, si les échantillons ne sont pas homogènes et/ou si les prises ne sont pas assez volumineuses. Il faut d'ailleurs signaler que le fractionnement granulométrique des échantillons, et la préparation du matériel même, peuvent théoriquement provoquer des variations dans les quantités d'Ar atmosphérique adsorbées sur les particules : plus la taille des minéraux est petite et plus la quantité d'Ar adsorbé devrait être importante en raison de l'effet de surface. En fait, des expériences de laboratoire ont montré que la "contamination" résultant de la préparation du matériel est négligeable (MUSSET et DALRYMPLE, 1968), et que la "contamination" pouvant résulter de l'analyse elle-même dépend de la composition du vide résiduel de la ligne d'extraction et du spectromètre de masse. Les résultats obtenus ici infirment la relation entre taille des particules et quantité d'Ar adsorbé suggérée précédemment.

Enfin quelques aspects techniques méritent d'être précisés : le spike utilisé pour la calibration de l'Ar est l'^{38}Ar enrichi à 99 % préparé par Clusius (Zurich) ; deux déterminations du vide résiduel de la rampe d'extraction de l'Ar et du spectromètre de masse ont fourni une valeur moyenne de 0,95 ± 0,05 (2σ). 10^{-7} cm^3 d'^{40}Ar ; le rapport ^{40}Ar / ^{36}Ar de cet Ar résiduel est de 278 ± 6 ; la teneur moyenne du ^{40}Ar radiogénique du minéral standard GLO est de 24,99 ± 0,57 (2σ). 10^{-6} cm^3/g STP pour les 12 déterminations effectuées au cours de cette étude. La précision du dosage du K est de l'ordre de ± 2 %. L'erreur sur le résultat final d'une datation conventionnelle est ainsi estimée à ± 3 %.

3. LA METHODE DE DATATION ^{87}Rb - ^{87}Sr

a) Présentation

Le rubidium est constitué de 72,15 % de ^{85}Rb stable et de 27,85 % de ^{87}Rb radioactif. Celui-ci se transforme spontanément en ^{87}Sr stable suivant la relation :

$$^{87}Rb \xrightarrow{\beta^-} {}^{87}Sr$$

Pendant de nombreuses années, les utilisateurs de la méthode Rb - Sr utilisaient deux constantes de désintégration pour le ^{87}Rb radioactif selon qu'ils tenaient compte des résultats de comptage des particules β ou de la concordance entre les âges U/Pb et Rb/Sr. Depuis 1976, la sous-commission de géochronologie de l'Union Internationale des Sciences Géologiques propose de n'utiliser que la constante suivante : $\lambda\ ^{87}Rb = 1{,}42 \cdot 10^{-11}\ an^{-1}$ (STEIGER et JÄGER, 1977).

Ainsi la formule (4) de la radioactivité devient pour la méthode Rb - Sr :

$$t = \frac{1}{1{,}42} \ln \left(1 + \frac{^{87}Sr\ rad.}{^{87}Rb} \right) \qquad (7)$$

Par conséquent, si tout le ^{87}Sr présent dans les minéraux et les roches était radiogénique, il serait facile de calculer leur âge. En réalité, ce n'est pas le cas et l'application de la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr est peut-être encore plus complexe que celle de la méthode ^{40}K - ^{40}Ar, car le rapport ^{87}Sr / ^{86}Sr du Sr initial piégé dans les minéraux est très variable selon la nature et l'origine du matériel (FAURE et POWELL, 1972).

b) Application

La méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr est une méthode isotopique appliquée dans des cas variés (voir par exemple FAURE et POWELL, 1972 ; CLAUER, 1976 ; FAURE, 1977). Elle est utilisée de manière conventionnelle ou selon la méthode des isochrones.

Tableau 4

Récapitulation de la technique analytique ^{87}Rb - ^{87}Sr

Mise en solution : Echantillon non altéré homogène

↓

Etuvage de 500 mg de poudre dans un bécher en platine (à 110°C pendant 12 heures)

↓

Pesée

↓

Chauffage à 850°C pendant 1 heure

↓

Mise en solution dans 25 cm^3 acide fluorhydrique + 3 cm^3 acide perchlorique (à température modérée pendant 24 heures)

↓

Reprise du résidu sec dans environ 50g d'acide chlorhydrique 2,5 N dans une fiole en polypropylène

↓

Pesée

↓

Dilution isotopique : 1 (Sr)

Mélange d'une quantité connue de solution échantillon (≈ 20g) avec une quantité connue de solution étalon-Sr (calculée pour que les rapports $^{84}Sr/^{86}Sr$ soient proches de 1) dans un bécher en téflon

↓

Purification par passage sur une résine échangeuse d'ions, élution avec de l'acide chlorhydrique 2,5 N

↓

Récupération de la solution riche en Sr

↓

Concentration par chauffage

↓

Reprise avec 30 mm^3 d'acide nitrique 0,1 N

↓

Enregistrement

↓

MESURE DE

180 RAPPORTS $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{86}Sr/^{84}Sr$

2 (Rb)

(Après réussite de l'enregistrement Sr)
Mélange d'une quantité connue de solution échantillon (≈ 10g) avec une quantité connue de solution étalon-Rb(calculée pour que les rapports $^{85}Rb/^{87}Rb$ soient proches de 1)

↓

Homogénisation par dessication

↓

Reprise du résidu dans quelques cm^3 d'acide chlorhydrique 1 N

↓

Séparation du Rb par refroidissement dans la glace

↓

Centrifugation

↘ Rejet de la solution surnageante

↓

Reprise des précipités de perchlorates d'alcalins à l'acide sulfurique 0.1N

↓

Enregistrement

↓

MESURE DE 15 RAPPORTS $^{85}Rb/^{87}Rb$

- la méthode conventionnelle est l'application directe de la formule (7). En fait, étant donné les variations possibles du rapport ^{87}Sr / ^{86}Sr initial, cette utilisation est réservée aux minéraux dont le rapport Rb/Sr est suffisamment élevé pour que l'erreur introduite dans l'estimation du rapport ^{87}Sr / ^{86}Sr initial devienne négligeable.

- la méthode des isochrones proposée par NICOLAYSEN (1961) est la plus couramment utilisée. La quantité totale de ^{87}Sr y est calculée à partir de la formule suivante :

$$^{87}Sr \text{ total} = {}^{87}Rb\ (e^{\lambda t} - 1) + {}^{87}Sr \text{ initial}$$

Si on admet alors que la teneur en ^{86}initial est invariable puisque cet isotope est stable, on obtient une relation nouvelle :

$$\frac{(^{87}Sr \text{ total})}{(^{86}Sr \text{ initial})} = \frac{(^{87}Rb)}{(^{86}Sr \text{ initial})}\ (e^{\lambda t} - 1) + \frac{(^{87}Sr \text{ initial})}{(^{86}Sr \text{ initial})}$$

Dans cette formule, (^{87}Rb / ^{86}Sr initial) et (^{87}Sr total / ^{86}Sr initial) sont des variables liées par une relation linéaire. Dans un diagramme rectangulaire où chaque échantillon est représenté par un point ayant comme abscisse le rapport ^{87}Rb / ^{86}Sr et comme ordonnée le rapport ^{87}Sr / ^{86}Sr, tous les points de même âge et de même rapport ^{87}Sr / ^{86}Sr initial seront alignés selon une droite de pente ($e^{\lambda t}$ - 1) et d'ordonnée à l'origine (^{87}Sr initial / ^{86}Sr initial). Si on peut démontrer que l'âge défini par cette droite a une valeur géologique, la droite est appelée "isochrone".

c) Conditions analytiques

Les aspects techniques des déterminations Rb - Sr effectuées dans le cadre de ce travail sont décrits par CLAUER (1976). La procédure en est succintement rappelée dans le tableau 4. Il faut toutefois signaler quelques modifications mineures comme le prédosage du Rb et du Sr qui se fait maintenant par fluorescence X. Les déterminations du Rb ont été faites par dilution isotopique sur un spectromètre de masse ayant un rayon de courbure de 15 cm pour un angle de déviation de 90°, alors que celles du Sr ont été réalisées sur une machine de 30cm de rayon de courbure pour un secteur magnétique de 60°. Les "blancs" de laboratoire, c'est à dire la contamination systématique introduite par les réactifs, la vaisselle, l'atmosphère du laboratoire au cours de la préparation chimique des échantillons, sont de l'ordre de 5 ng de Rb et de 30 ng de Sr pour 1 g théorique de matériel mis en solution. La reproductibilité des spectromètres de masse a été contrôlée par l'analyse périodique du carbonate de Sr 987 du National Bureau of Standards. Dans le cadre de cette étude il a été mesuré trois fois ; la moyenne du rapport ^{87}Sr / ^{86}Sr est de 0,71044 ± 0,00010. Les résultats finaux ont été corrigés avec les constantes habituelles suivantes : ^{85}Rb / ^{87}Rb = 2,591 et ^{86}Sr / ^{88}Sr = 0,1194.

IV - CONCLUSION

L'analyse isotopique des échantillons polyphasés étudiés pose le problème de la représentativité des prises analysées et explique la diversité des méthodes employées. Etant donné que la séparation granulométrique et minéralogique d'un échantillon unique mène rarement à des analyses systématiques et parallèles sur toutes les fractions obtenues, il est intéressant de comparer les résultats des différentes techniques appliquées ici à la fois à des minéraux *in situ* en place par rapport aux microstructures, à des grains isolés et à des populations de grains.

Comme on va le voir plus loin, les recoupements qui apparaissent entre les différents types d'analyses, aussi bien pour les analyses ponctuelles (microscopie optique, microscopie électronique à balayage et microanalyse électronique) que pour les analyses globales (diffraction des rayons X, spectrométrie d'arc et de masse), semblent garantir l'autocohérence des résultats obtenus au cours de ce travail.

Toutefois, des perfectionnements sont envisageables dans trois directions :

- des analyses à la microsonde de très haute résolution (KNIPE, 1980) permettraient de détailler plus finement les réajustements minéralogiques et chimiques des phyllites étudiées ;
- des analyses isotopiques ^{39}Ar - ^{40}Ar permettraient de préciser le comportement du système K - Ar dans le cas d'ouvertures partielles et de confirmer la signification géologique des âges obtenus ;
- des analyses d'isotopes stables tels que ^{18}O - ^{16}O ou D / H permettraient de mieux définir les relations entre minéraux en cours de déformation ou de recristallisation et fluides interstitiels.

Deuxième Partie

RÉSULTATS

Les différentes générations de structures décrites dans les Schistes lustrés (chap. I, § III) sont bien visibles sur l'affleurement quand la lithologie est contrastée à l'échelle décimétrique. Une alternance de calcaires et schistes y permet de contrôler localement la position des échantillons par rapport aux structures majeures et la complexité des figures de superposition. Pour l'étude des microstructures en lame mince, les échantillons les plus propices sont ceux où les contrastes de lithologie sont d'ordre millimétrique, c'est à dire les schistes. Les microstructures y sont d'autant mieux visibles que les feuilletages mécaniques de la roche sont soulignés par la disposition des constituants principaux qui sont eux-même phylliteux. Cet aspect est particulièrement favorable dans la cadre d'une étude sur les réajustements microstructuraux et minéralogiques lors d'événements tectonométamorphiques successifs.

Les résultats présentés ici ont été obtenus par l'application des différentes techniques appelées au chapitre précédent. Ils sont regroupés par types d'objet et d'échelle.

- Dans le chapitre IV sont décrites les microstructures successives qui à l'échelle de la lame mince définissent géométriquement les sites occupés par les micas, la structure interne de ceux-ci et leurs inclusions.
- Dans le chapitre V sont récapitulés les différents types de substitution phengitique rencontrés.
- Dans le chapitre VI il est proposé à l'échelle de l'individu minéral, c'est-à-dire du grain, de ramener les micas à un nombre limité de portraits-robots au moyen de critères chimiques et de caractères géométriques décrits précédemment.
- Dans le chapitre VII les populations de grains extraits sont interprétées en termes de mélanges en proportions variables des différents types de phyllites.
- Dans le chapitre VIII les résultats isotopiques sont présentés et discutés en fonction des différentes populations de grains sur lesquelles les mesures ont été faites.

CHAPITRE IV

LES MICROSTRUCTURES

Les descriptions sont focalisées sur :

(1) les débits successifs de la roche et leur géométrie ;

(2) les structures de grains qui s'adaptent à la déformation ;

(3) les inclusions dont la répartition dans les grains visualise les déformations intracristallines.

I - LES DIFFÉRENTES GÉNÉRATIONS DE MICROSTRUCTURES À L'ÉCHELLE DE LA LAME MINCE

Les figures d'interférence qui caractérisent les Schistes lustrés ont déjà été décrites par CARON (1977). On y reconnaît trois familles principales de surfaces, notées S_1, S_2, S_3 (fig. 23 et 24). Celles-ci, malgré quelques petites variations liées à des différences de lithologie ou de position dans le bati régional, présentent des caractères suffisamment constants pour être illustrés à partir d'un nombre limité d'exemples.

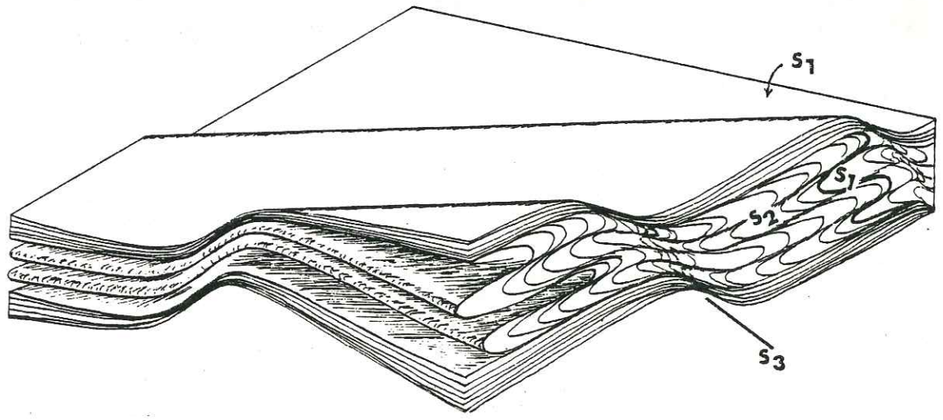
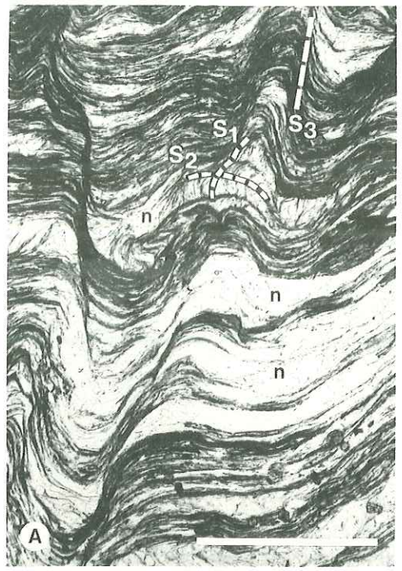
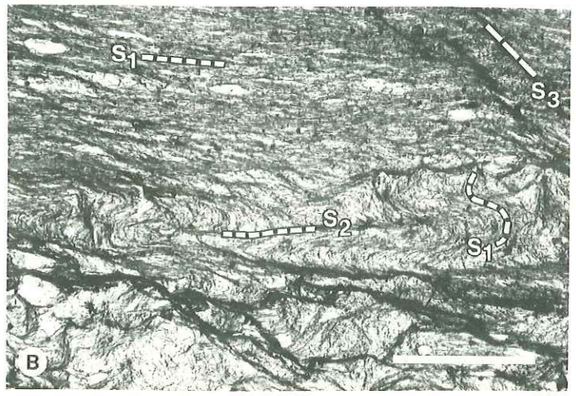
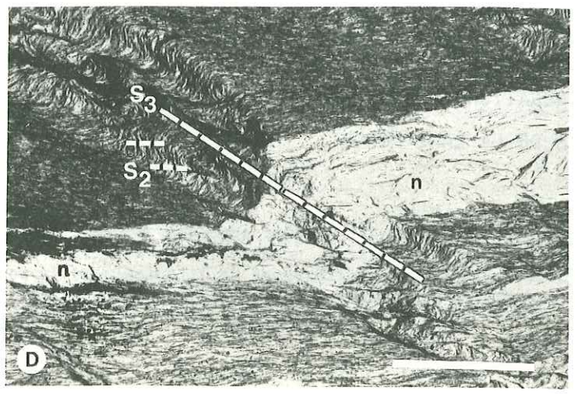


Fig. 23 - Superposition schématique à l'échelle de la lame mince des trois familles principales de surfaces S_1, S_2 et S_3







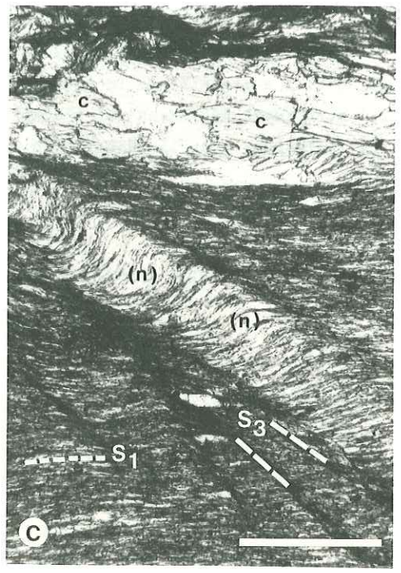


Fig. 24 - Microstructures superposées

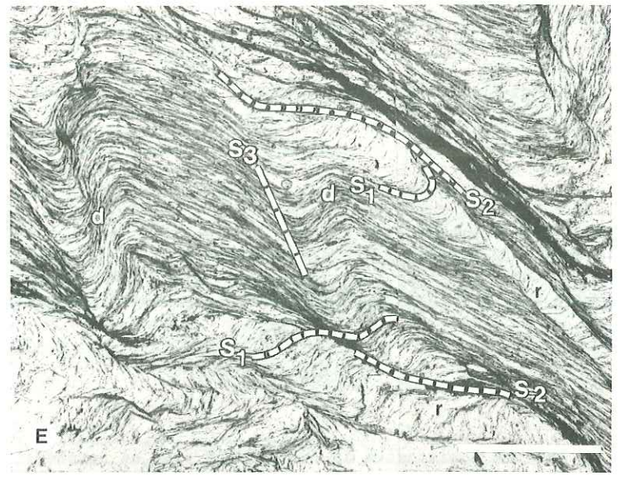
A - Superposition des trois familles de surface S_1, S_2 et S_3 (lame A78 12a).
La foliation S_1 est bien soulignée par l'alignement des inclusions ; la schistosité de crénulation S_2 est plus serrée que la schistosité de crénulation S_3, toutes deux sont soulignées par des alignements sombres (zones ou surfaces de dissolution). Des fentes d'ouverture et des microdécollements sont remplis par des micas limpides sans inclusions (n).

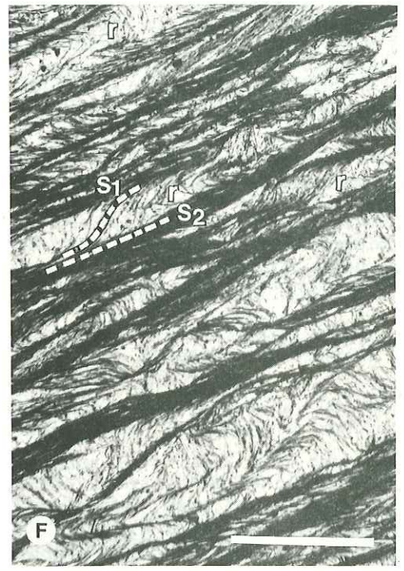
B, C, D - Echantillon peu recristallisé d'une région occidentale (lame A77 9). Les différentes photos sont prises approximativement dans la même orientation de la lame mince.

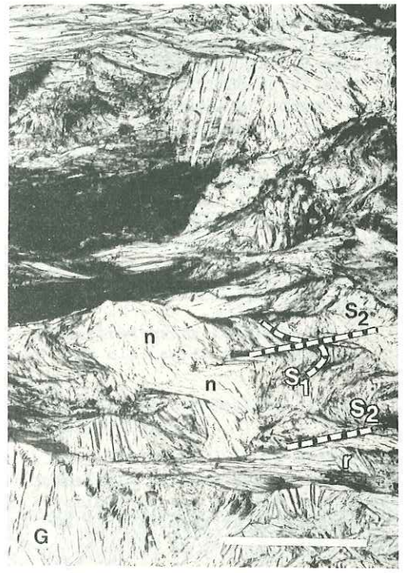
B - Foliation S_1 et schistosité de crénulation S_2.
La foliation S_1 est en grande partie préservée. La schistosité de crénulation S_3 est très peu marquée. La densité des inclusions est variable : elle augmente le long des surfaces de schistosité (S_2 en dissolution), elle diminue dans les microlithons.

C - Allure de la schistosité de crénulation S_3.
La foliation S_1, préservée ici des crénulations 2, est fine et serrée. Les microlithons 3 montrent une densité d'inclusions plus faible, ce qui correspond probablement à la néoformation de micas diffus dans les zones de charnière (n). De grandes chlorites (C) sont présentes dans certaines microfentes à quartz.

D - Schistosité de crénulation S_3 recoupant une microfente 2.
La foliation S_1 est soulignée par les inclusions. Les micas (n) qui remplissent la fente 2 sont limpides et déformés uniquement au passage de la S_3.







E - Echantillon d'une région médiane. Superposition de S_1, S_2 et S_3 (lame A77 13).
Les schistosités de crénulation S_2 et S_3 n'ont pas les mêmes espacements (noter la différence de taille entre les microlithons 2 et 3). Les micas des charnières 2 (r) sont plus nettement recristallisés que ceux qui sont déformés dans les microcharnières 3 (d).

F, G - Echantillons recristalisés de la région orientale.

F - Transposition de la foliation S_1 au cours de l'épisode de crénulation S_2 (lame A77 33).
L'épaisseur cumulée des zones de schistosité S_2 est importante ; toutes les structures tendent à être parallélisées, mais on distingue encore des microlithons soulignés par des petits micas recristallisés (r).

G - Grand développement de micas néoformés (n) et recristallisés (r) associés à la déformation 2.
Les inclusions, qui soulignent encore S_1 dans les microlithons 2 les moins recristallisés, sont expulsées à la périphérie des grains néoformés dans les microdécollements.

Echelle : 200 µm

A - LA FOLIATION S_1

La foliation S_1 est soulignée par l'agencement planaire des micas blancs. Elle est encore accentuée par un fin microrubanement d'inclusions de rutile et/ou de matière organique (fig. 24). Elle constitue une surface d'anisotropie bien marquée qui a pu rejouer au cours des déformations ultérieures. Bien qu'aucun pli P_1 ne se différencie nettement dans les lames étudiées ici, il semble que certaines obliquités de la foliation S_1 puissent être l'indice de charnières très effilées de microplis P_1 isoclinaux repérés à différentes échelles dans cette région (CARON, 1977).

B - LA SCHISTOSITE S_2

La schistosité S_2 est une schistosité de crénulation fine et serrée (fig. 23 et 24). Les microplis P_2 sont subisoclinaux. Leurs charnières, de style concentrique aplati à semblable, sont généralement arrondies. Il arrive souvent que les surfaces S_2 et S_1 soient confondues ($S_1 + _2$ sur fig. 23 et 24). Ceci peut résulter ou d'un rejeu facile des surfaces S_1 qui empêche l'individualisation de la nouvelle famille de surfaces, ou de la transposition presque parfaite de la foliation S_1 par les surfaces S_2. La nouvelle direction de serrage dont la schistosité S_2 est la traduction est toutefois, dans la plupart des cas, oblique sur les surfaces antérieures S_1 qui peuvent ainsi rejouer en cisaillement. De légères flexures de ces surfaces S_1 ménagent alors des décollements subparallèles à S_1 en ouverture pendant la structuration 2.

Les surfaces ou zones de schistosité S_2, dont l'espacement est de l'ordre de 50 à 200 µm, sont soulignées par une forte accumulation de matière opaque et se distinguent nettement des microlithons plus limpides. Ceci correspond à une différenciation entre les zones en serrage (les surfaces ou zones S_2) où s'accumulent les minéraux résiduels plus ou moins insolubles, et les zones où l'ouverture paraît se combiner à la flexion (les microlithons) qui sont nourries par les éléments les plus mobiles (GRAY, 1977 ; GRAY et DURNEY, 1979). Cette différenciation est encore accentuée par l'apparition de microdécollements, de microveines et d'ombres de pression qui sont tous exempts d'inclusions (n sur fig. 24).

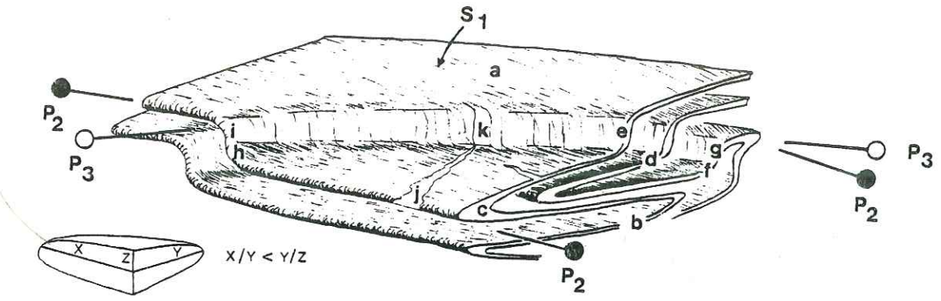
C - LA SCHISTOSITE S_3

La schistosité S_3 est une schistosité de crénulation (fig. 23 et 24) du même type que la précédente, mais plus fruste avec un espacement variable de 0,2 à 2 mm. Le profil des microplis P_3 est souvent comparable à celui des microplis P_2, quoiqu'un peu moins fermé. Comme dans le cas précédent, mais de manière moins générale, le développement de la schistosité S_3 peut s'accompagner d'une réactivation des surfaces S_2 et/ou S_1. Les surfaces S_3 peuvent aussi ne pas s'individualiser nettement quand les surfaces S_1 ou S_2 ont déjà l'orientation selon laquelle ces surfaces S_3 tendraient à apparaître. Ainsi pour que la distinction des trois générations de structures soit aisée, il faut que les angles entre deux familles de surfaces successives aient une valeur supérieure à environ 20 ou 25°.

D - CONCLUSION

Les microstructures étudiées visualisent trois types de sites, où peuvent être localisées des phyllites. On distingue (fig. 25) :

- des sites en serrage (surfaces ou zones de schistosité) ;
- des sites en flexion (microlithons) ;
- des sites en ouverture (microdécollements, microfentes et ombres de pression).



Sites		CARACTERISTIQUES DES SITES					
		préservés 2	en serrage 2	en ouverture 2	préservés 3	en serrage 3	en ouverture 3
Minéraux antérieurs à l'épisode 2	a	X			X		
	b		X		X		
	c			X	X		
	d	X				X	
	e	X					X
	f		X			X	
	g		X				X
	h			X		X	
	i			X			X
Minéraux postérieurs	j				X ou	X	
	k						X

Fig. 25 - Schéma récapitulatif des principaux sites microstructuraux résultant de la superposition des épisodes de déformation 1, 2 et 3 et ellipsoïde de déformation correspondant à 1'épisode 2.

Les microlithons, site en flexion, sont considérés comme une combinaison de sites en serrage (flancs) et de sites en ouverture (microcharnières).

A l'échelle de la lame mince, les microstructures prédominantes sont liées essentiellement à la schistosité de crénulation S_2. Des variations de détail peuvent apparaître en fonction de la lithologie des échantillons et de leur position dans le bâti régional. Cet aspect sera abordé plus loin (chap. V, § III).

II - L'ÉVOLUTION MICROSTRUCTURALE DES MICAS BLANCS

Au cours des déformations successives, dans des conditions métamorphiques qui leur restent favorables, les micas blancs s'adaptent aux changements de géométrie de manière répétée par des restructurations (variations d'orientation et/ou de forme), des disparitions et des néoformations répétées.

A - DISPOSITION DES MICAS BLANCS DANS LES MICROSTRUCTURES

On peut examiner la disposition des micas par rapport à la foliation S_1 qui constitue la première surface d'anisotropie, ou par rapport aux microstructures ultérieures 2 et 3 qui n'effacent d'ailleurs pas cette anisotropie initiale.

1. DISPOSITION DES MICAS PAR RAPPORT A LA FOLIATION S_1

Des paillettes de micas soulignent la foliation S_1 par leur orientation préférentielle (fig. 24). Des stades intermédiaires du développement de cette foliation étant absents même sous forme de reliques, il n'est pas question ici de reprendre le débat sur l'origine de cette disposition préférentielle qui peut faire intervenir ou la rotation mécanique de grains préexistants ou la néoformation de phyllites pendant la déformation selon une orientation bien réglée (voir par exemple HOBBS *et al.*, 1976, et fig. 26). De toute manière, la taille (100 à 200 µm) et le chimisme (voir chapitre suivant) de ces micas excluent un héritage intégral de phyllites sédimentaires. Ces caractères ont été acquis en grande partie pendant ou après la structuration traduite par la foliation S_1.

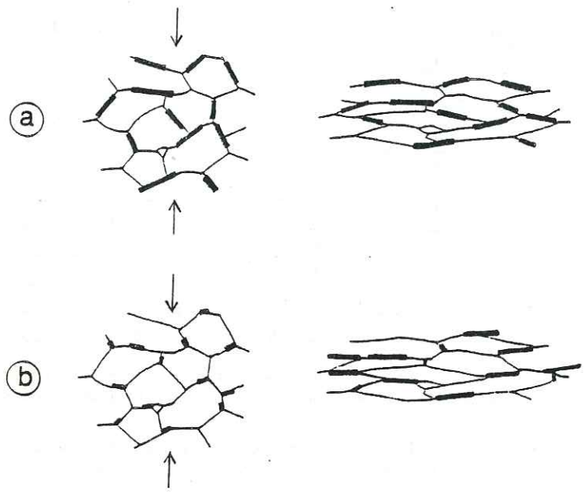


Fig. 26 - Mécanismes possibles pour l'acquisition de l'orientation préférentielle des minéraux phylliteux

a) Rotation mécanique de grains préexistants (HOOBS *et al.*,1976).
b) Néoformation de phyllite pendant la déformation selon une orientation bien réglée par les contraintes. En fonction de leur orientation initiale, les minéraux précoces ont tendance à se développer ou à disparaître.

2. DISPOSITION DES MICAS PAR RAPPORT AUX MICROSTRUCTURES ULTERIEURES

Suivant la manière dont les micas s'adaptent à la déformation S_1 lors des épisodes 2 et 3, on peut distinguer trois dispositions élémentaires (CARON, 1977, et cours de Maîtrise inédit).

a) Le mimétisme (fig. 27a). L'anisotropie S_1 étant suffisamment bien marquée les anciens micas, même déformés, mémorisent cette foliation initiale. Les recristallisations,lorsqu'il s'en produit, sont guidées par cette disposition ancienne qu'elles calquent alors en grande partie, dans des arcs polygonaux par exemple.

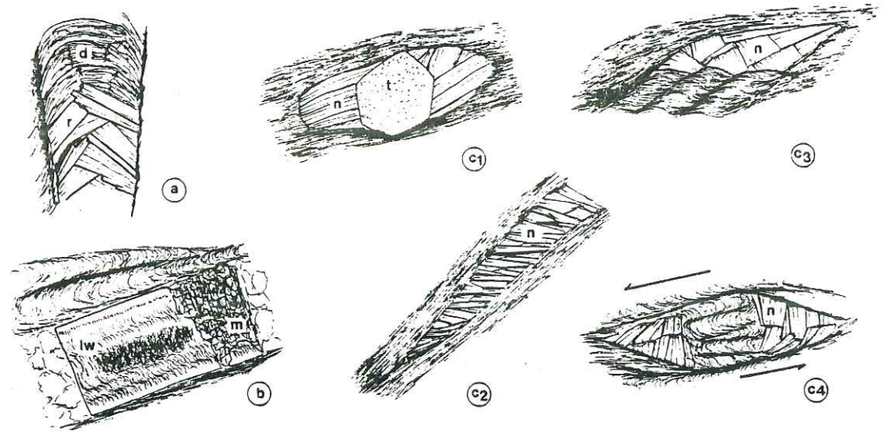


Fig. 27 - Différentes positions de phyllites par rapport aux microstructures

a) Arc polygonal : nouveaux grains (r) à l'intrado d'un microlithon, mimétiques des anciens micas de la foliation déformés (d).
b) Remplacement : pseudomorphose partielle d'une ancienne lawsonite (lw) par un agrégat de petits micas (m).
c_1 à c_4 : Remplissage de zones d'ouverture
c_1 - micas néoformés (n) dans une ombre de pression autour d'une tourmaline (t) ; c_2 - micas néoformés (n) dans une microfente ; c_3 - micas néoformés (n) dans un microdécollement ; c_4 - micas néoformés (n) dans une amande de cisaillement.

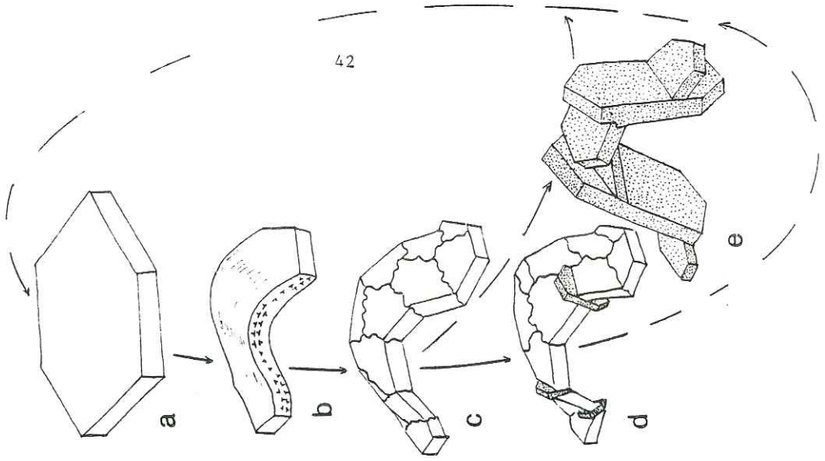
b) Le remplacement (fig. 27b). De nouveaux micas peuvent également se développer dans les sites qui étaient occupés auparavant par d'autres minéraux. Ceci est net dans les quelques pseudomorphoses de lawsonite observées et apparait aussi dans les faciès carbonatés. Le remplacement est évident lors d'une reprise de la croissance à la périphérie de minéraux préexistants aux dépens de l'encaissant. Cette croissance des micas à "l'emporte-pièce" sur un fond qui n'en avait pas au départ la composition exacte, laisse supposer une migration de matière à l'échelle du grain en tout cas.

c) Le remplissage de zones d'ouverture. Lorsque la déformation fait apparaître le long de discontinuités des domaines qui n'existaient pas auparavant, des minéraux sont néoformés dans les conditions de métamorphisme ambiantes. Ceci implique un apport de matière très probablement à l'état dissout dans les fluides interstitiels. On peut distinguer plusieurs types de zones d'ouverture en fonction de leur géométrie, (fig. 28c) : zones abritées ("pressure shadows") au voisinage de corps moins déformables que la matrice qui les emballe (CHOUKROUNE, 1972) , fentes d'extension (DURNEY et RAMSAY, 1973) , microdécollements entre des niveaux de compétences différentes (CARON, 1977) , ou encore amandes de cisaillement (CARON et JEANNETTE, 1975).

Ces différentes dispositions, qui d'ailleurs se combinent le plus souvent, impliquent des proportions variables d'héritage et de néoformation dans le réseau des minéraux observés.

B - DIFFERENTES ETAPES DE RESTRUCTURATION

Dans les roches métamorphiques déformées, de l'énergie a été apportée principalement sous deux formes : thermique (chaleur) et mécanique (contrainte). Cette énergie, les minéraux l'emmagasinent puis la restituent au cours d'une série d'étapes dont la succession idéale est schématisée sur la figure 28. Le développement théorique des microstructures à l'échelle du grain est fondé sur des études concernant essentiellement des minéraux tels que quartz, calcite et olivine (HOBBS *et al.*, 1976). Il semble toutefois possible de le transposer aux micas (ETHERIDGE *et al.*, 1973 ; ETHERIDGE



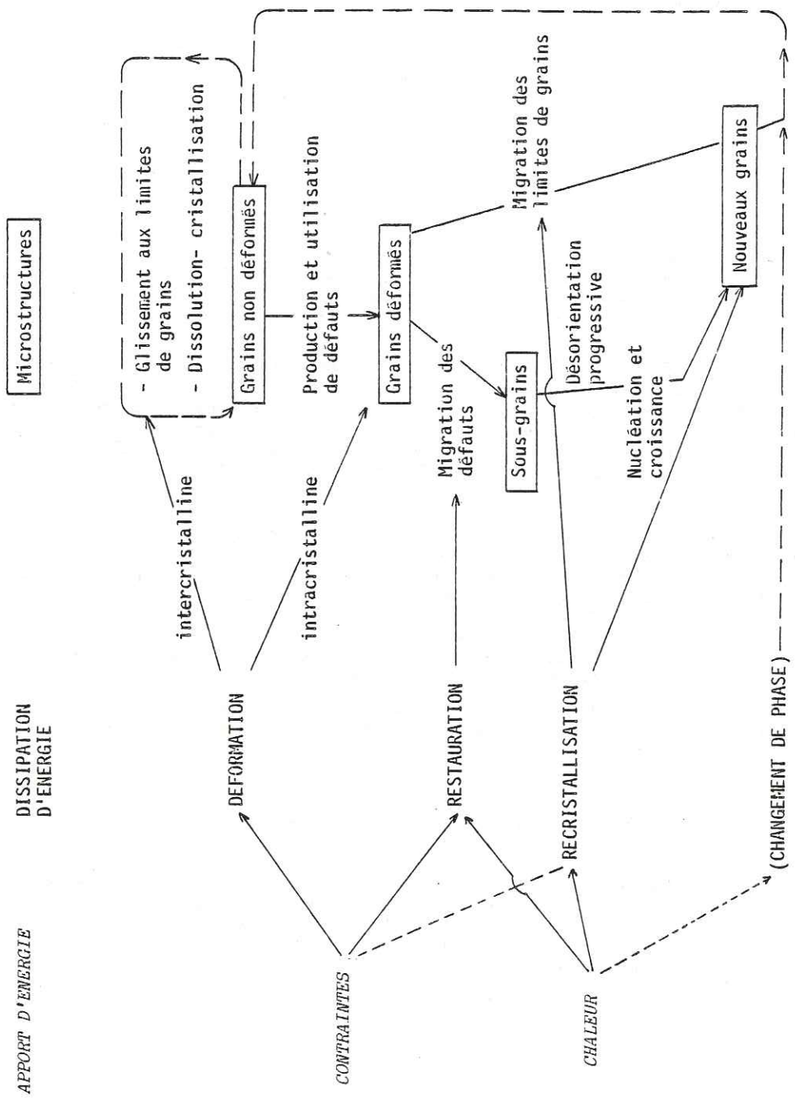


Fig. 28 - Schéma récapitulatif de l'évolution microstructurale des minéraux.
Application aux micas blancs (d'après CARON, cours de Maîtrise inédit).
Commentaire dans le texte.

et HOBBS, 1974 ; GOSSO, 1977).

1. Des grains non déformés sont le point de départ de l'évolution considérée (fig. 28a et fig.29b). Ces grains peuvent avoir été préservés des déformations antérieures, ou alors avoir été néoformés ou recristallisés précédemment.

2. Sous l'action de contraintes, le grain est déformé. Une déformation homogène par glissement couche à couche des feuillets (001) par exemple, serait difficile à déceler. Mais le feuilletage même des micas les rend sensibles à une déformation hétérogène et favorise en particulier la flexion. Cette flexion correspond, dans le réseau, au stockage d'énergie sous forme de dislocations: les dislocations de sens contraire pouvant s'annuler au cours de la flexion, le stock d'énergie résulte d'un excédent de dislocations de même sens surtout vers l'extrados de la courbure. Ceci se traduit par l'extinction onduleuse du grain déformé. Sur lame mince ou en grains isolés les formes flexurées ou ondulées se reconnaissent facilement à la loupe binoculaire ou au microscope (fig.28b et fig. 29b,c).

3. Un surcroît de contrainte ou l'activation thermique facilitent la migration des défauts intracristallins. Ceux-ci ont tendance alors ou à être évacués vers la bordure du grain, ou à s'enchevêtrer dans des zones où ils s'accumulent. Le réseau est ainsi restauré pour l'essentiel du grain, et la déformation se réalise le long de zones étroites qui délimitent des sous-grains (fig. 28c). En coupe, ces limites apparaissent comme des zones de courbure rapide du réseau, où l'angle défini par les directions d'extinction reste faible. Une signification comparable est attribuée aux "kink-bands" bien que la désorientation des réseaux y soit plus importante de part et d'autre. Ces kink-bands apparaissent plus précocément à l'intrados qu'à l'extrados des courbures. Pour certains types de micas étudiés, des contours lobés ont été observés systématiquement à la loupe, au microscope optique et au microscope optique à balayage. Ils ont été interprétés comme des limites de sous-grains dont les dimensions dans les plans (001) varient entre 5 et 15 µm (fig. 29 a,d).

4. De nouveaux grains non déformés sont reconnaissables à leurs limites nettes (fig. 28 d et e). Leur développement rend compte de la recristallisation s.s., qui peut se produire de deux manières différentes : par migration des limites de grains,c'est à dire accroissement des grains les moins déformés aux dépens des grains voisins qui ont stocké une énergie interne plus grande sous forme de défauts, ou par nucléation puis croissance de nouveaux germes notamment le long des zones perturbées que sont les limites de sous-grains. En principe, le terme de recristallisation est réservé à la formation de nouveaux grains de même nature minéralogique que ceux dont ils sont issus. Le terme est en fait utilisé ici dans un sens un peu plus large, puisque nous verrons que cette néoformation s'accompagne de substitution dans la série isomorphique des phengites. Il s'agit toutefois d'une "recristallisation" tant que l'on s'en tient à la détermination optique d'un "mica blanc". Enfin, ces nouveaux grains non déformés peuvent à leur tour servir de point de départ à une nouvelle évolution microstructurale.

En général, aussi bien les anciens grains non déformés que les grains néoformés, montrent des contours subautomorphes, avec des angles voisins de 120° dans les plans (001).

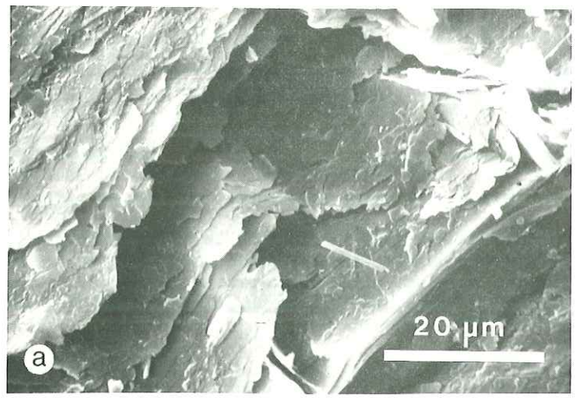
III - LES INCLUSIONS DES MICAS BLANCS

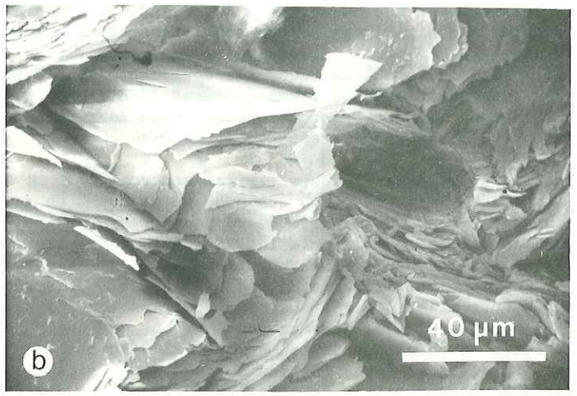
Des inclusions de nature variée sont contenues dans les micas. Elles soulignent les microstructures aussi bien en lame mince que sur grains isolés.

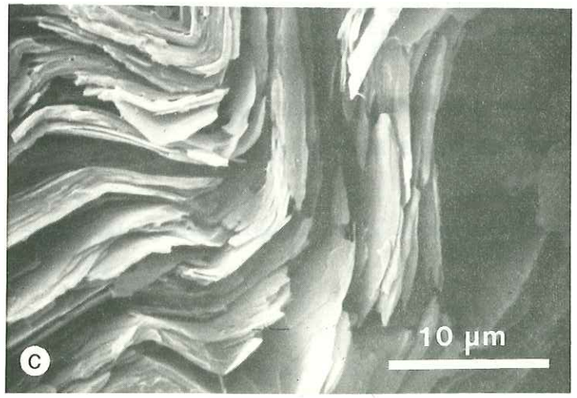
A - NATURE DES INCLUSIONS

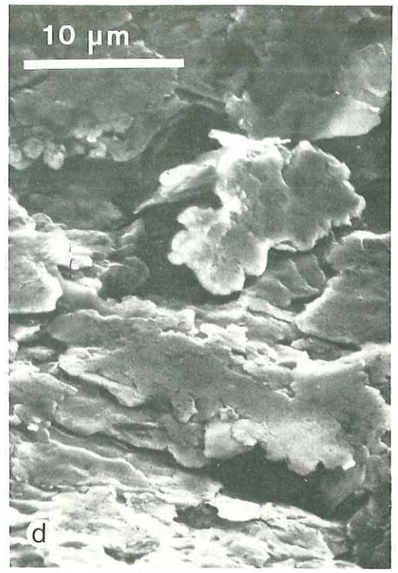
1. PIGMENT DIFFUS

Un pigment brunâtre diffus assombrit les micas les plus précoces où il s'observe généralement en association avec d'autres inclusions (fig. 30). Ce pigment évoque de fins débris de matière organique et pourrait expliquer, en partie, le déficit par rapport à 100 de la somme des poids d'oxydes









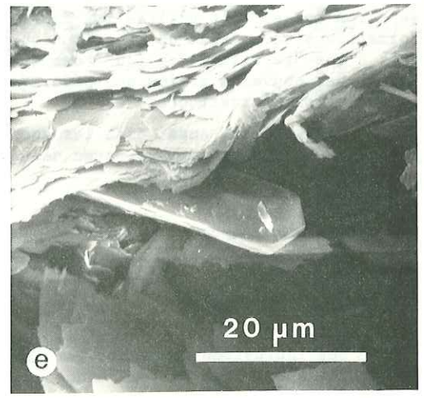


Fig. 29 - Aspect des micas au microscope électronique à balayage (Echantillon A77 9)

(a) - Micas de la foliation S_1 légèrement flexurés, présentant des contours lobés attribués aux limites de sous-grains ; remarquer la présence de baguettes de rutiles. (b) - Micas néoformés dans une microfente 2, déformés localement dans la charnière d'une microflexure 3. (c) - Détail d'une telle charnière. (d) - Contours lobés des grains et des sous-grains dans les zones de microcharnières P_2 (l'angle de vue et le grossissement ne permettent pas de repérer les microcharnières sur la photo). (e) - Mica néoformé à contours subautomorphes dans une microfente.

des analyses effectuées ici à la microsonde sur du matériel métallisé au carbone (voir discussion chap. III). Pour confirmer la nature carbonée du pigment, il faudrait analyser des échantillons métallisés à l'or.

2. GRANULES OPAQUES

Des granules opaques de forme et de taille variées sont répartis dans différents types de grains (fig. 30). Les gros granules observés en éclairage direct dans les lames minces ou dans les fractions de roche broyée sont constitués, au moins en partie, par de la pyrite. Des concrétions plus sphériques rappellent les "pyrites framboïdales", souvent considérées d'origine diagénétique (DURNEY, 1972 ; BERNER, 1971). Des fragments de microorganismes, trop petits pour permettre une détermination rigoureuse semblent être des débris de radiolaires (SCHAAF, communication orale). Tous ces produits opaques sont particulièrement abondants dans les micas précoces. Ils sont probablement représentatifs d'un état prétectonique. Toutefois les pyrites automorphes ou autres minéraux opaques disposés le long des surfaces ou zones de schistosité S_2, et plus rarement le long des surfaces S_3, se sont formés ou ont recristallisé tardivement. Ils doivent être associés aux événements tectoniques 2 ou 3.

3. AIGUILLES DE RUTILE

Des inclusions en baguettes, plus sombres que l'encaissant et à fort relief, présentent des variations de dimensions et de répartition qui seront examinées plus loin (fig. 31). Une relation a été mise en évidence dans les phengites entre l'abondance des inclusions en baguettes et la teneur en Ti. Les problèmes que soulève la présence de ces baguettes de rutile lors du calcul des formules structurales des phengites sont abordés au chapitre V. L'origine du Ti est incertaine : le Ti pourrait provenir d'anciennes biotites rétromorphosées, mais en raison d'un contexte régional peu favorable aux biotites et de la présence simultanée d'indices tels que les pyrites framboïdales et les débris de microorganismes, une origine sédimentaire ou diagénétique du Ti semble plus probable ici. De plus, des analyses chimiques de foraminifères ayant montré des teneurs en Ti de l'ordre de 300 ppm par rapport au poids des cendres (TUREKIAN, 1965), un éventuel piégeage du Ti par les microorganismes pourrait expliquer, en partie au moins, la concentration en Ti exprimé ultérieurement sous forme de rutile.

4. LAMELLES DE CHLORITES

Des lamelles de chlorites semblent parfois s'insérer entre les feuillets micacés (fig. 39 chap. VI). Sur grains isolés on peut deviner dans les plans (001) les limites probables de feuillets plus colorés. En lame mince, la différenciation n'est guère aisée quand on observe les lamelles par la tranche. L'association intime des feuillets mica-chlorite pourrait expliquer la présence systématique de chlorite dans les diagrammes de rayons X obtenus sur certaines sous-fractions plus spécialement représentatives des zones de schistosité (voir fig. 42 à 46, chap. VII).

B - REPARTITION DES INCLUSIONS ET MECANISMES DE DEFORMATION

Les inclusions contenues dans les micas constituent un critère optique déterminant pour la distinction des différents types de micas présentés dans le chapitre VI. Ils permettent également de mettre en évidence des mécanismes de déformation.

1. DEFORMATION INTRACRISTALLINE DES MICAS

L'utilisation des inclusions solides en tant que marqueurs de la déformation intracristalline a déjà été proposée pour des aiguilles de rutile boudinées ou microplissées dans des grains de quartz (MITRA, 1976). Les inclusions de rutile dans les micas ont également été utilisées ici comme indicateurs de la déformation. Leur distribution aléatoire ou plus ou moins bien orientée visualise

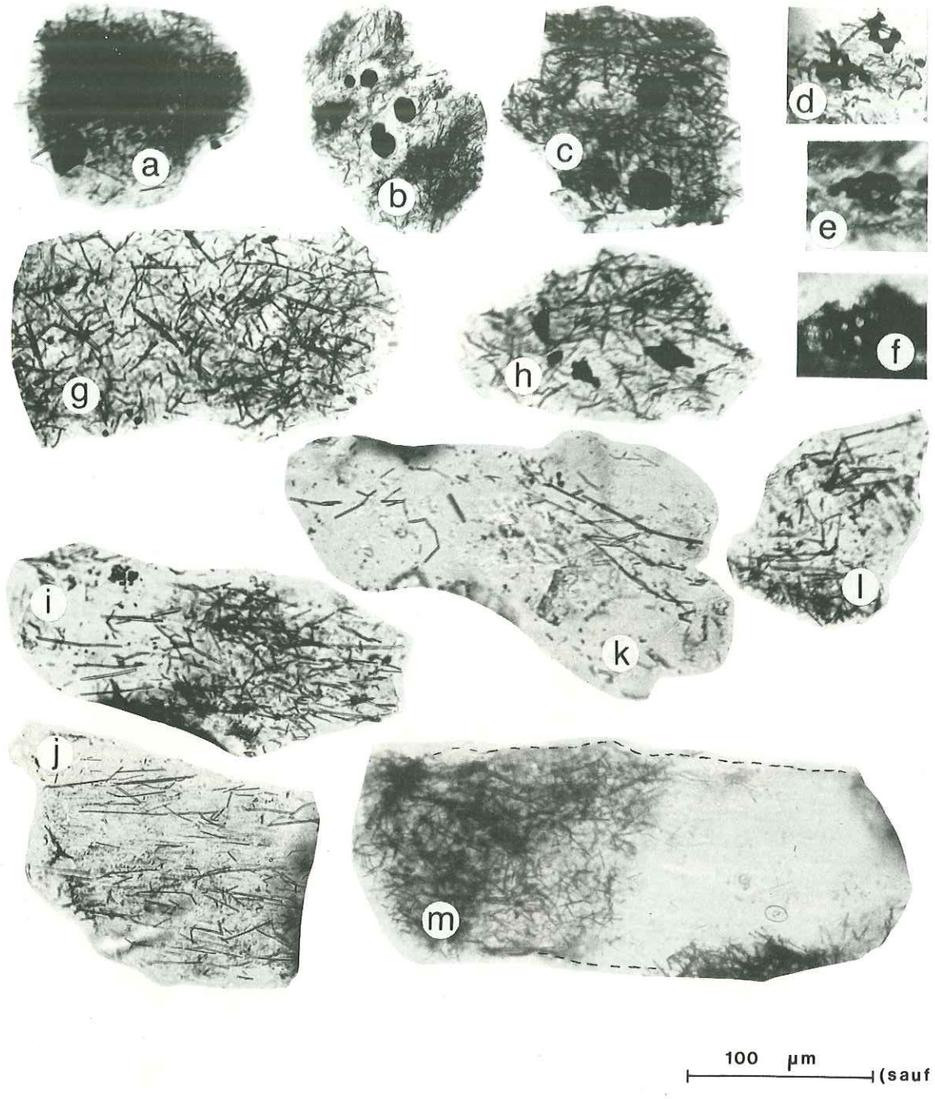


Fig. 30 - Les différents types d'inclusions des micas

Mica riche en pigments diffus (a). Micas à granules opaques (a,b,c,h). Fragments de microorganismes (radiolaires ?) (d,e,f). Abondantes inclusions de rutile disposées de manière aléatoire (c,g,h). Différents stades de réorientation des aiguilles de rutile vers une direction d'étirement (i,j,k). Microflexion des aiguilles de rutile dans la direction de raccourcissement (k,l). Grain composite où sont en continuité optique une partie riche en inclusions et une partie néoformée dépourvue d'inclusions dont le contour est souligné en pointillé (m).

en effet la déformation interne du mica hôte : les baguettes sont réparties de manière désordonnée dans les grains non déformés (fig. 31), mais acquièrent dans les grains déformés une orientation préférentielle qui indique la direction d'élongation (fig. 31). Les baguettes subparallèles à la direction d'allongement sont microboudinées.Les baguettes subperpendiculaires à la direction d'allongement sont microflexurées et soulignent le raccourcissement. Cette déformation intracristalline des micas intervient dans les zones de crénulations ou à leur voisinnage immédiat. L'étirement marqué par la disposition du rutile y est subparallèle à l'axe des microflexures P_2.

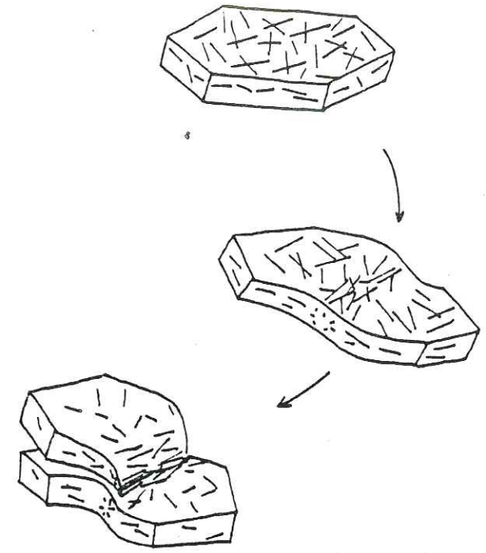


Fig. 31 - Schéma récapitulatif de la variation de répartition des inclusions dans les micas

2. DEFORMATION PAR DISSOLUTION - PRECIPITATION

Il a été montré plus haut que les zones de crénulation S_2 et S_3 sont assez nettement soulignées par l'accumulation de matières opaques (granules d'oxydes ou de sulfures) et qu'elles se caractérisent par un rapport chlorite/mica élevé. Cette distribution différentielle d'un matériel résiduel moins soluble est liée à la mise en solution préférentielle des minéraux ou des éléments qui passent le plus facilement en solution sous l'effet de la contrainte et des conditions environnantes (GRAY, 1977). Les micas pratiquement dépourvus d'inclusions, néoformés dans les zones d'ouverture , c'est à dire dans les sites nouvellement apparus, traduiraient alors la précipitation d'éléments mobiles contenus dans les fluides interstitiels.

Cette complémentarité entre les zones de schistosité où interviennent des processus de dissolution et les zones d'ouverture où interviennent des processus de précipitation pourrait ainsi rendre compte à une autre échelle des figures observées dans les microlithons: dissolution discrète dans les flancs des microplis, néoformation discrète dans les charnières.

IV - CONCLUSION

Pour caractériser les micas dans le contexte polyphasé des Schistes lustrés, on dispose d'importants critères géométriques. Ce sont :

- le site qu'ils occupent par rapport aux microstructures,
- l'habitus des grains (dimension, taille, contour, sous-structure),
- la nature, la densité et l'orientation des inclusions.

Ces différents critères peuvent fournir des indications sur les mécanismes de déformation mis en jeu. La caractérisation des mécanismes est d'autant plus précise que l'échelle d'observation est plus fine et se rapproche de celle des éléments ; ceci implique l'étude de la restructuration sous son aspect chimique.

CHAPITRE V

MINÉRALOGIE DES MICAS BLANCS

Les micas blancs représentent une phase minérale majeure dans les échantillons des Schistes lustrés. Comme on va le voir ici, ces micas ont pour la plupart des compositions de phengites et des structures polytypiques 2M. Certaines roches contiennent également des quantités mineures de paragonite.

I - COMPOSITION CHIMIQUE

A - PROBLEMES ANALYTIQUES

Les micas blancs d'une quinzaine d'échantillons (localisés sur la fig. 19, chap. III) ont été analysés *in situ* sur les lames minces et en grains isolés à la microsonde électronique de l'Ecole Normale de Paris et / ou de l'Université de Nancy. Les 260 analyses qui figurent dans les tableaux I à XI en annexe représentent les 5/6 des analyses effectuées. Ces analyses ne sont souvent pas parfaites dans la mesure où, compte tenu des 4,5 % d'eau admis pour les phengites, le poids total des oxydes peut être relativement éloigné de 100. Il s'agit des meilleures analyses qui ont été obtenues ici (voir les discussions du chap. III, § D). Certaines montrent des teneurs importantes en TiO_2. Exprimé sous forme d'aiguille de rutile inclues dans les micas, le titane constitue un composant étranger dans leur réseau et l'analyse chimique correspond alors au mélange mica + rutile. Il faut, par conséquent, pour calculer la formule structurale des micas, ramener les poids d'oxydes à 100 après élimination de TiO_2. Cette correction a été effectuée pour tous les minéraux dont le numéro d'ordre est entre parenthèses dans les tableaux en annexe et dont l'analyse chimique présente une teneur en TiO_2 supérieure à 0,5 %. Selon que les analyses chimiques ont été réalisées à la microsonde de Nancy ou de Paris, on note une différence dans les formules structurales des phengites situées dans des sites équivalents d'un même échantillon. Les substitutions sont légèrement plus élevées dans le cas des analyses faites à Nancy (échantillons A77 13 et A77 36, fig. 32 et tabl. III, IV et V, VI). Les variations de substitution liées au caractère microstructural des minéraux restent toutefois visibles dans les deux cas (voir chap. VI). Les très faibles teneurs en K pourraient être attribuées à un faible taux de remplissage du niveau interfoliaire classique pour les micas (CHOPIN, 1979), au sous-dosage systématique de l'élément K très volatil et/ou à la manière dont sont calculées les formules structurales avec un nombre d'oxygènes fixé arbitrairement. Le déficit en K systématiquement plus grand pour les analyses réalisées à la microsonde de Nancy pourrait rendre compte d'un sous-dosage de K lié à la technique d'analyse utilisée à Nancy.

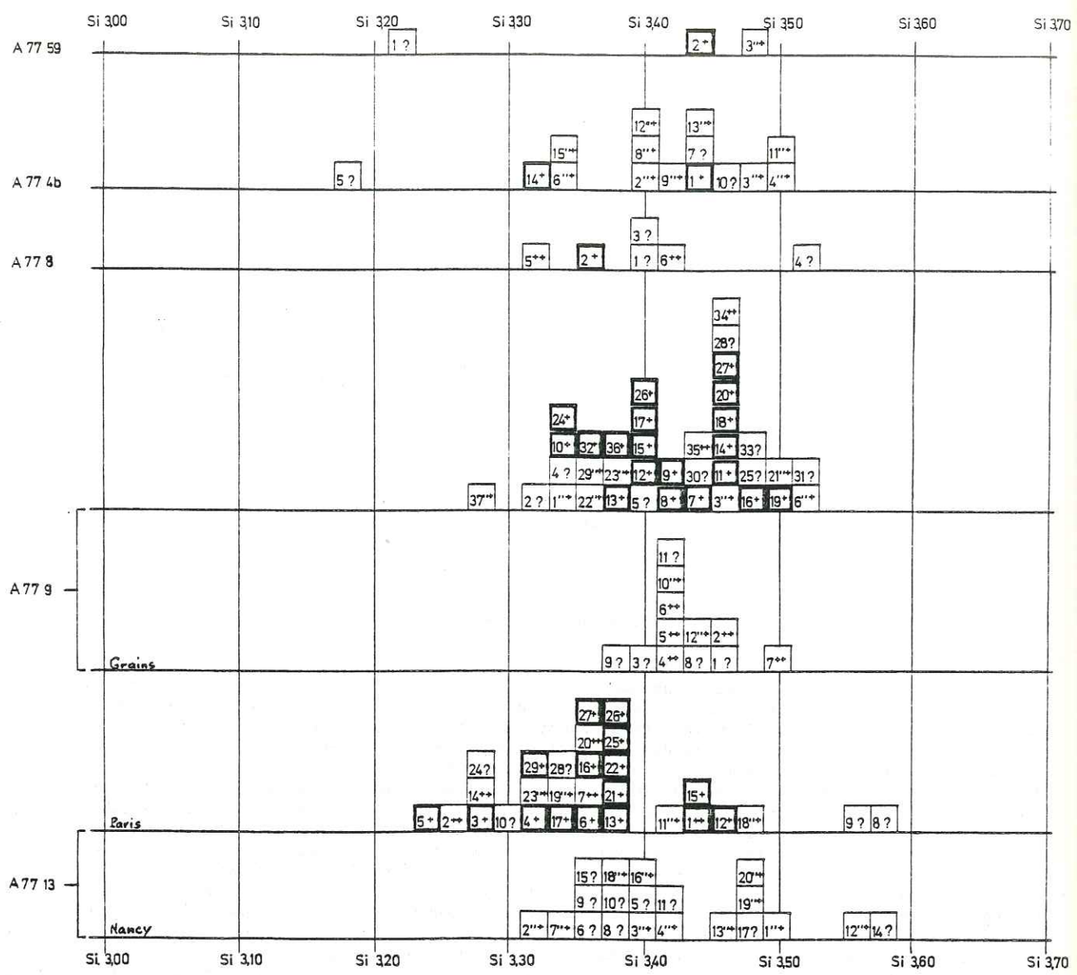
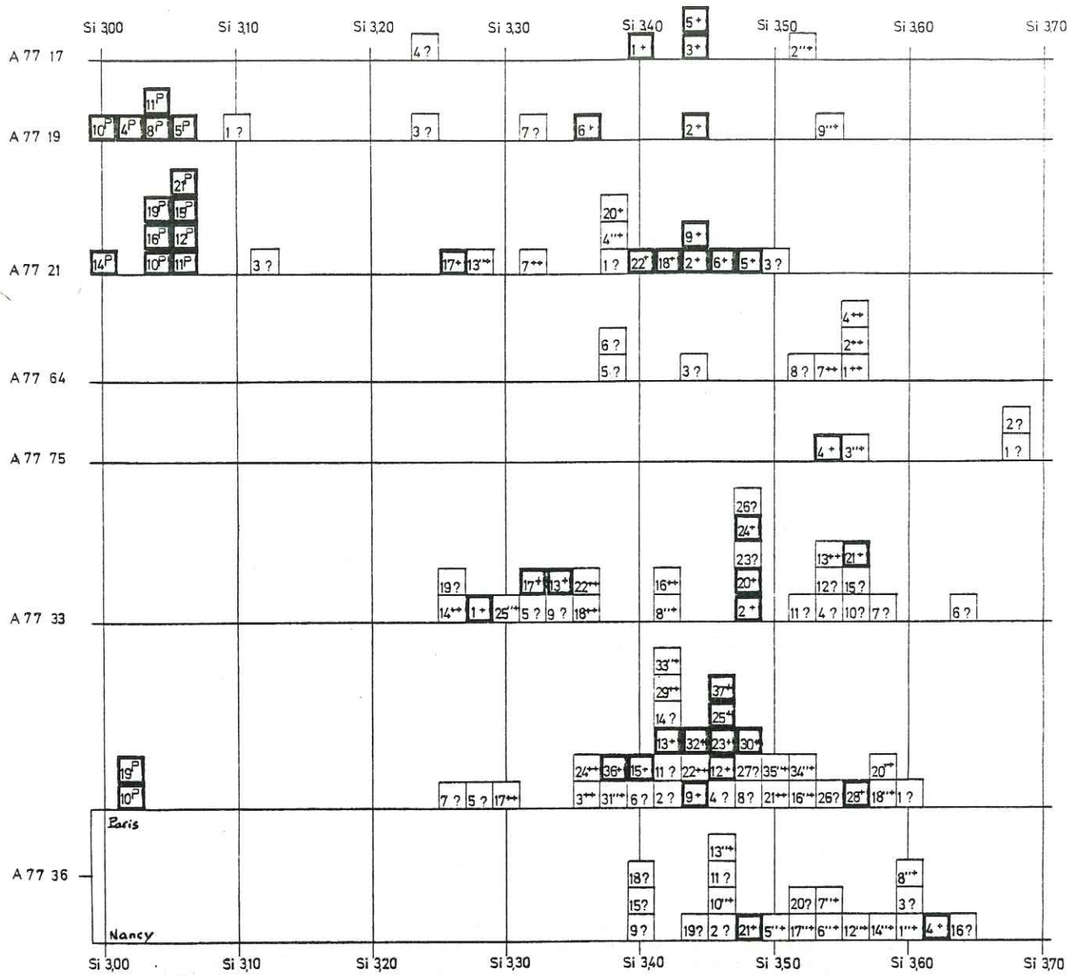


Fig. 32 - Histogrammes de répartition des teneurs en Si^{4+} des micas



Les numéros correspondent, pour chaque échantillon, à ceux des tableaux (I à XI, où le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} est fixé arbitrairement à 1) et des figures de localisation donnés en annexe. Les symboles ci-dessous rendent compte des conditions nécessaires à la cohérence des formules structurales.

\+ : formule cohérente quand Fe^{2+} représente plus de 80% du Fe total
++ : soit substitution phengitique plus élevée, soit excès en Al, déficit en (Fe + Mg) et présence de Fe^{3+}
"+ : soit substitution phengitique plus faible, soit excès en Al et déficit en (Fe + Mg)
? : formule structurale incohérente
P : paragonite

B - TENEUR EN SI^{IV}

Les phengites d'un même échantillon présentent des taux de substitution variés (fig. 32 et tabl. I à XI en annexe). L'étalement est plus ou moins important en fonction de la lithologie de l'échantillon et du nombre de sites microstructuraux qu'il présente. Ces principaux caractères sont regroupés sur la figure 33. Les différents sites microstructuraux sont récapitulés en annexe pour chaque minéral analysé.

Echantillon :	Substitution phengitique :
A77 59 Carbonaté à cloisons phylliteuses	Si 3.43 - Si 3.48
A77 4b Carbonaté à cloisons phylliteuses	Si 3.33 - Si 3.49
A77 9 Schisteux fin	Si 3.28 - Si 3.52
A77 13 Schisteux fin	Si 3.23 - Si 3.47 (Paris) Si 3.31 - Si 3.56 (Nancy)
A77 17 Schisteux	Si 3.30 - Si 3.52
A77 19 Carbonaté à passées phylliteuses	Si 3.34 - Si 3.54 (+ Paragonite)
A77 21 Carbonaté à passées phylliteuses	Si 3.26 - Si 3.48 (+ Paragonite)
A77 64 Schisteux à amphiboles bleues	Si 3.54 - Si 3.56
A77 75 Carbonaté à amphiboles bleues	Si 3.53 - Si 3.56
A77 33 Schisteux fin	Si 3.26 - Si 3.56 (+ Paragonite)
A77 36 Schisteux carbonaté	Si 3.30 - Si 3.57 (+ Paragonite)

Fig. 33 - Etalement des substitutions phengitiques en fonction de la lithologie des échantillons et de leur position dans le bâti régional.

Les accolades regroupent les échantillons qui proviennent du même affleurements (voir localisation sur fig. 19).

C - SUBSTITUTION $K^+ \rightleftharpoons Na^+$

La paragonite a été mise en évidence dans certains échantillons (P sur fig. 32 et 33). Elle coexiste avec des phengites dont les formules structurales font apparaître un remplissage de l'interfoliaire en Na qui peut atteindre 0,30 dans le cas de l'échantillon A 77 19, mais qui est inférieur à 0,10 dans les autres cas (voir les analyses données en annexe). Selon les conditions de pression et de température la solution solide paragonite - muscovite est maximale quand les deux minéraux sont en équilibre, le plus souvent en présence d'albite ou de deux feldspaths (voir chap. II, § II, et SALIOT, 1978). La valeur de la substitution $Na^+ \rightleftharpoons K^+$ seule ne permet pourtant pas de connaître ces conditions de pression et de température. Une estimation de la température d'équilibre est cependant possible si l'on admet que la composition des inclusions fluides reflète la composition des fluides en équilibre avec les phases sodipotassiques micacées ou feldspathiques (SALIOT, 1978). Pour cela il convient avant tout de préciser exactement la quantité maximale de Na contenue dans les phengites en équilibre avec la paragonite.

D - SUBSTITUTION $Al^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$

Les analyses à la microsonde ne permettent pas d'accéder directement à la teneur en Fe_2O_3, car le fer total est dosé sous forme de FeO. C'est donc arbitrairement que le rapport Fe_2O_3/FeO des phengites présentées dans les tableaux I à XI en annexe a été fixé à 1. Si l'on se réfère à la formule structurale générale des phengites de type

$$K\,[Al_{2-x}\,(Fe,Mg)_x]^{VI}\,[Si_{3+x}\,Al_{1-x}]^{IV}\,O_{10}\,(OH)_2\ ,$$

le rapport $Al^{IV}/Al^{VI} - 1$ peut pourtant fournir indirectement des renseignements sur le remplacement $Al^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$, à condition toutefois que Si et Al soient bien dosés. Il faut noter que le rapport $Al^{IV}/Al^{VI} - 1$ sera d'autant plus proche de 1 (droite A sur fig. 34) que les phengites seront pauvres en Fe^{3+}. Les phengites analysées ici sont peu ferrifères pour la plupart (voir légende fig. 32).

E - SUBSTITUTION $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg^{2+}$

La substitution $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg^{2+}$ est délicate à apprécier étant donné les difficultés invoquées plus haut pour l'interprétation du remplacement $Fe^{3+} \rightleftharpoons Al^{3+}$. La répartition de Fe et Mg dans les phengites peut toutefois être appréhendée grâce à la seule teneur en Mg. En effet, en tenant compte de la formule structurale générale des phengites (voir plus haut), les points représentatifs de phengites purement magnésiennes devraient s'aligner, dans un diagramme Si = f (Mg), le long de la droite passant par l'origine et par les points Si = 3 + x, Mg = x (droite B, fig. 35). Ici, les points représentatifs se placent au-dessus de la droite, ce qui rend compte d'un "déficit" en Mg. Il faut donc faire entrer du Fe^{2+} dans l'octaèdre pour équilibrer les charges. On peut noter que conformément à des études antérieures (VELDE,1965 ; SALIOT,1978 ; FRITZ et DUNOYER, 1975), les teneurs en Si^{IV} les plus élevées correspondent aux plus importants "déficits" en Mg.

II - POLYTYPES

Les diagrammes de rayons X obtenus pour différentes fractions granulométriques et sous-fractions magnétiques permettent de mettre en évidence le polytype 2 M, quand les réflexions majeures ne sont pas masquées par la présence des chlorites ou des feldspaths(comparer fig. 20 et 42 à 46). Le polytype 3 T n'a, par contre, jamais été déterminé de manière certaine, bien que des pressions élevées puissent être envisagées étant donné les taux de substitutions phengitiques calculées (comparer fig. 16, 18 et 33). Deux interprétations sont possibles : (1) le polytype 3 T est représenté en quantité trop faible par rapport au polytype 2 M pour que les réflexions 3 T caractéristiques puissent s'individualiser ou (2) il n'existe pas dans les fractions étudiées.

III - BILAN

Les taux de substitutions phengitiques obtenus au cours de ce travail se situent dans la gamme de ceux qui ont été publiés par CHATTERJEE (1972), BOCQUET (1974) ou SALIOT (1978) pour la même région. Ils sont également comparables à ceux qui ont été obtenus par HICKEL (1972), PINAULT (1974), DUNOYER et ABBAS (1976) dans des régions voisines. Ils sont moins élevés que pour les phengites des régions localisées un peu plus au N en Vanoise et au voisinage du Grand Paradis où des phengites dont la teneur en Si^{IV} est comprise entre 3,45 et 3,65 coexistent avec des phengites dont la teneur en Si^{IV} est inférieure à 3,35 (CHOPIN, 1979). Il faut signaler que des polytypes 3 T ont été cités dans les régions où les teneurs en Si^{IV} des phengites sont élevées (CHOPIN, 1979 ; FREY *et al.*, 1976).

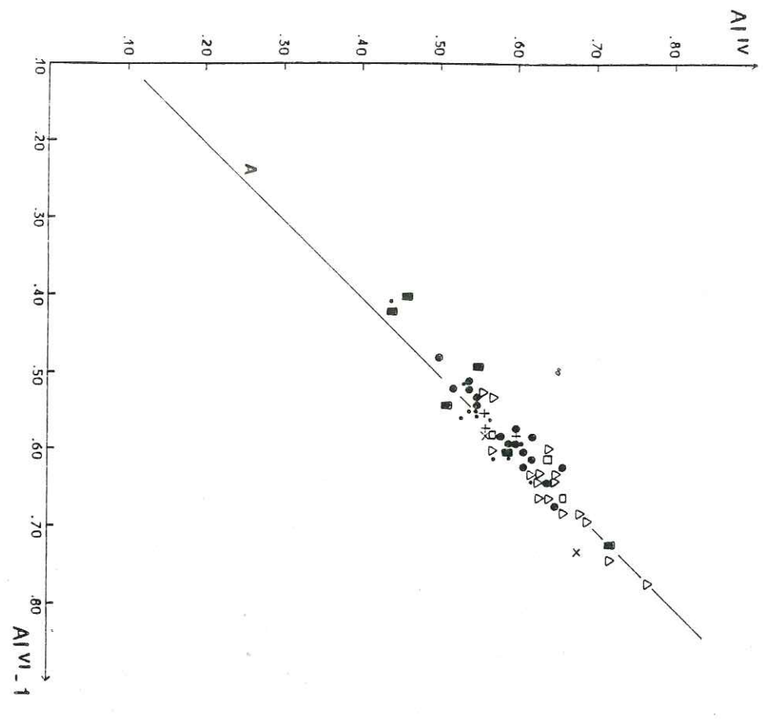


Fig. 34 - Rapport entre l'Al tétraédrique et l'Al octaédrique des phengites

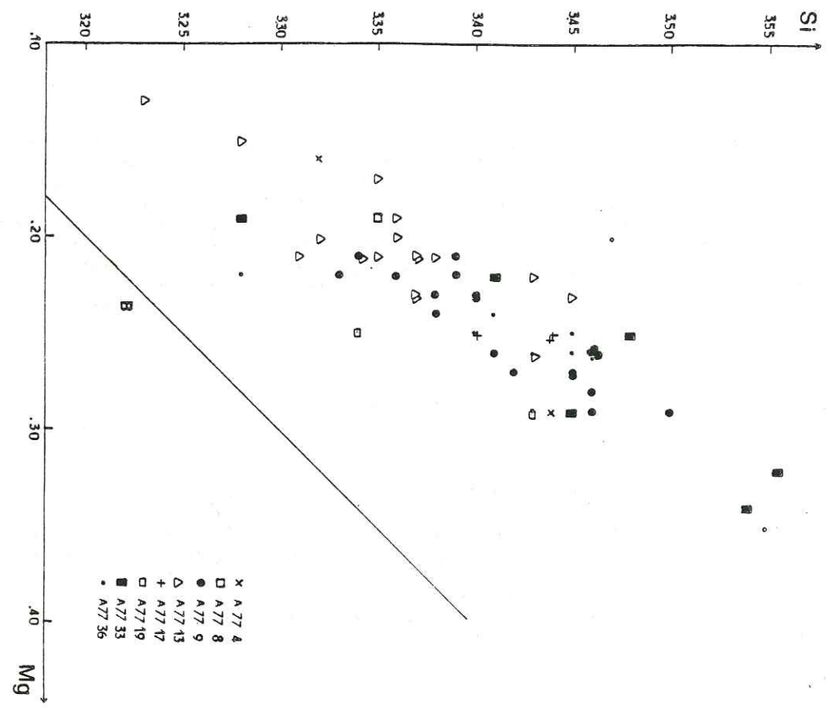


Fig. 35 - Rapport entre les teneurs en Si et en Mg des phengites

CHAPITRE VI

TYPOLOGIE DES MICAS BLANCS

Les analyses présentées dans le chapitre précédent montrent la coexistence assez systématique de phengites différentes au sein d'une même roche. Ces phengites se caractérisent par des habitus très variables. Certaines sont petites et mal cristallisées ; d'autres sont grandes, bien cristallisées et nettement différenciées selon leur position par rapport aux microstructures ; d'autres enfin sont plus nettement recristallisées et oblitèrent des structures précoces (fig. 34).

Il est proposé ici de regrouper les résultats obtenus dans les deux chapitres précédents en confrontant les variations chimiques des phengites et leurs positions par rapport aux microstructures. Les influences de la lithologie et de la position de l'échantillon dans le bâti régional seront également prises en considération.

I - COMPOSITION DES MICAS EN FONCTION DE LEUR POSITION DANS LES MICROSTRUCTURES

A - LAME A77 9

Des paillettes micacées riches en inclusions soulignent, par leur disposition préférentielle, la foliation S_1 qui est parallèle au microlitage stratigraphique dessiné par l'alternance de niveaux à grains plus ou moins fins (fig. 24 B, C, D). Ces micas précoces sont en partie flexurés dans les zones de crénulation 2 ; ils présentent alors une extinction onduleuse (figure 24 B). De grands micas limpides remplissent simultanément des zones abritées particulières, telles que les microdécollements entre les lits de compétence différente, les microlentilles de cisaillement ménagées par la schistosité S_2 ou les microfentes parallèles à la foliation S_1 lorsque cette foliation est presque entièrement transposée (n sur fig. 24 C, D). Il n'y a pratiquement pas de recristallisation en arc polygonal dans l'enveloppe des microplis 2. Les micas associés à l'épisode de crénulation 3 sont petits ; ils sont essentiellement localisés dans les microlithons 3 ((n) fig. 24 C).

L'analyse chimique des micas montre un étalement des compositions phengitiques caractérisé par des teneurs en Si^{IV} comprises entre environ 3,30 et 3,45 (fig. 36, fig. XIII et tabl. I, II en annexe). Les micas précoces riches en inclusions et apparemment préservés des déformations 2 et 3 sont peu substitués. Les grands micas limpides néoformés 2 et non déformés 3 sont les plus substitués. Les micas néoformés 2 et déformés 3, ainsi que les micas précoces plus ou moins recristallisés 2 présentent des substitutions intermédiaires.

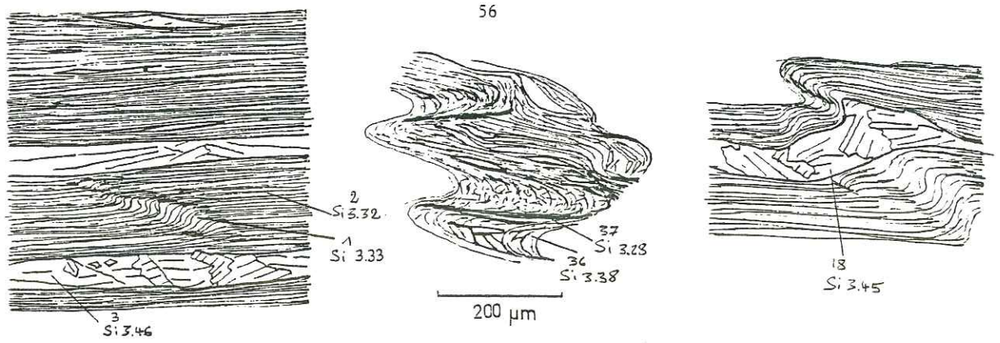


Fig. 36 - Teneur en Si des micas selon leur position microstructurale. Lame A77 9

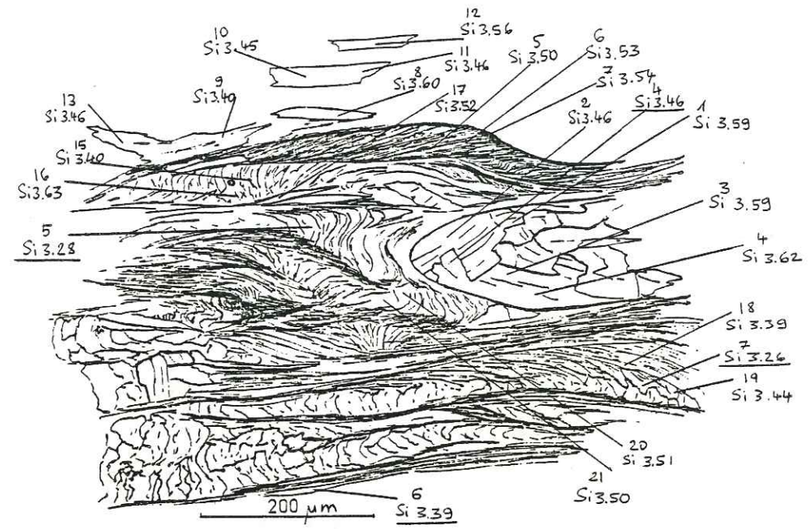


Fig. 37 - Teneur en Si des micas selon leur position microstructurale. Lame A77 36

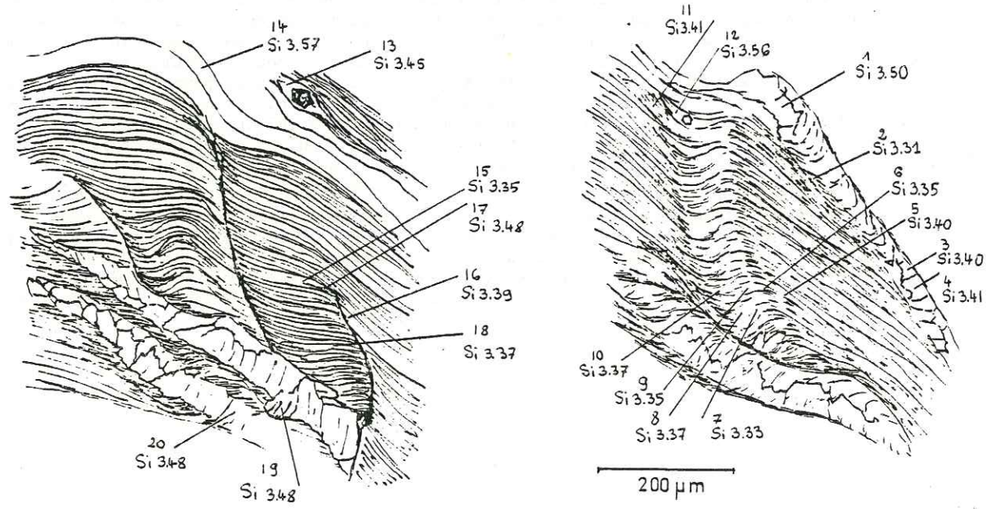


Fig. 38 - Teneur en Si des micas selon leur position microstructurale. Lame A77 13 (Nancy)

B - LAME A77 36

Les micas blancs cristallisés pendant l'épisode 1 soulignent la foliation S_1 par un fin microrubanement d'inclusions de rutile (S_1 sur fig.24G). Les cristallisations liées à l'épisode de crénulation 2 sont importantes et tendent à oblitérer les structures précoces. Les micas anciens, flexurés dans les zones de crénulation 2 recristallisent très fréquemment en arcs polygonaux en expulsant les impuretés à la périphérie des nouveaux grains (r sur fig.24G). Les néoformations dans les zones abritées, les microdécollements, les amandes de cisaillement ou zones d'ouverture parallèles aux surfaces de schistosité S_2 sont abondantes (n sur fig. 24G). En général les crénulations 3 déforment les minéraux préexistants, mais n'entraînent pratiquement pas de recristallisations. Des petits micas limpides très mal orientés peuvent se grouper en traînées subparallèles aux surfaces de schistosité S_3.

L'étude chimique des micas indique la présence de paragonite et un étalement de la teneur en Si^{IV} des phengites compris entre environ 3,45 et 3,65 pour les analyses effectuées à la microsonde de Nancy, entre 3,40 et 3,60 environ pour les analyses effectuées à la microsonde de Paris (fig. 37, fig. XV et tabl. V et VI en annexe). Les grands micas limpides néoformés 2 présentent des substitutions plus élevées que ceux de la foliation S_1.

Dans des conditions d'analyse identique (E.N.S. Paris), les substitutions sont, à sites équivalents, légèrement plus élevées pour l'échantillon A77 36 que pour l'échantillon A77 9. Ceci pourrait plutôt traduire une augmentation de la pression depuis des unités tectoniques plus externes (échantillon A77 9) vers des unités tectoniques plus internes, (échantillon A77 36) qu'une diminution de le température étant donné le contexte régional (cf. chap. I, fig. 5).

C - LAME A77 I3

Un microrubannement d'inclusions de rutile souligne, là encore, l'agencement planaire des micas de la foliation S_1.Ces micas précoces sont en partie crénulés au cours d'un épisode 2 durant lequel ils peuvent aussi recristalliser, tandis que des micas limpides sont néoformés dans des microdécollements ou dans des ombres de pression (fig.24E). Une crénulation 3 déforme à son tours les minéraux préexistants.

Comme dans les exemples précédents, l'étude chimique des micas montre un étalement des substitutions phengitiques : les teneurs en Si^{IV} varient entre 3,35 et 3,55 pour les analyses effectuées à Nancy (fig. 38). Les micas de la foliation S_1, lorsqu'ils sont préservés, présentent des substitutions faibles ; les micas recristallisés dans les crénulations 2, ainsi que les micas néoformés pendant l'épisode 2, présentent des substitutions plus élevées même lorsqu'ils sont déformés par les crénulations 3.

II - PORTRAITS - ROBOTS

La variation des substitutions phengitiques, illustrée à l'aide des exemples précédents, se retrouve pour toutes les lames minces où des analyses ont été effectuées (fig. 32 et tabl. I à XI en annexe). Il est ainsi possible de tenter une généralisation de ces observations en groupant les phengites par types, chacun étant défini à la fois par :

- un site repéré par rapport aux générations successives de microstructures,
- un habitus (dimension, forme, contour, sous-structures, inclusions),
- une valeur de substitution phengitique.

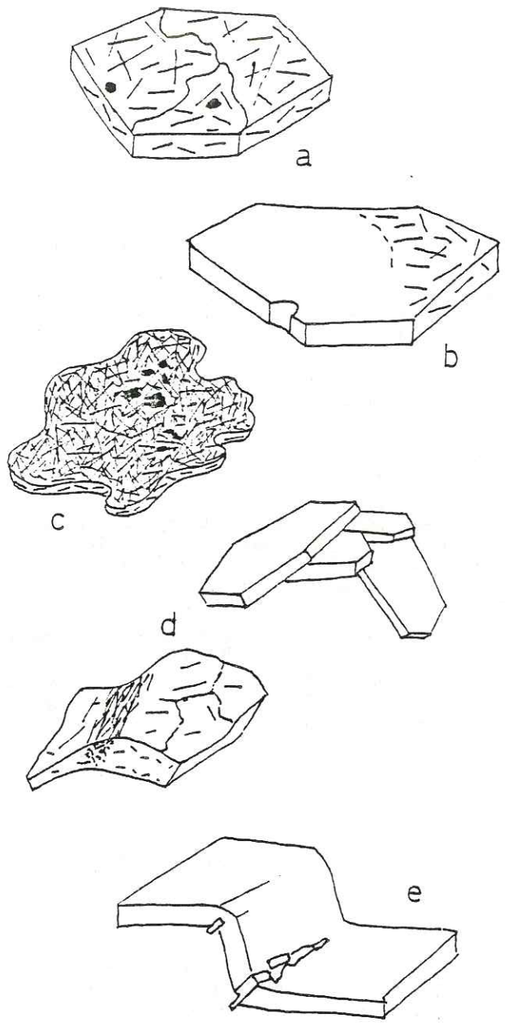


Fig. 39 - Portrait-robot des différents types de phengites. Lame A77 9

A - MICAS DE LA FOLIATION S_1 (fig. 39a)

Quand la foliation S_1 est bien préservée dans la lame mince, elle est soulignée par l'agencement planaire de fines lamelles micacées très riches en inclusions variées. Pigment brunâtre, aiguilles de rutile, granules de minéraux opaques et éventuels débris de microorganismes sont disposés de manière aléatoire dans les lamelles de mica. Au microscope électronique à balayage, les micas de ce type sont souvent légèrement voilés même hors des zones de crénulation 2, et des sous-grains y soulignent alors la restauration. Les analyses obtenues à la microsonde électronique donnent les compositions de phengites les moins substituées.

B - MICAS DES ZONES D'OUVERTURE (fig.39b)

Le développement de la schistosité de crénulation S_2 est lié à l'ouverture des zones abritées : microfentes, microdécollements, microamandes de cisaillement et ombres de pression. C'est là que sont localisés des micas blancs exempts d'inclusions, en grandes lamelles à contours réguliers subautomorphes. Des grains isolés présentent souvent des figures de croissance : un même cristal peut montrer une continuité optique entre une partie riche en inclusions et une partie dépourvue d'inclusions. La composition chimique de ces phengites néoformées correspond aux substitutions les plus élevées.

Les grandes lamelles de chlorites qui apparaissent simultanément dans certains microlithons se distinguent nettement des phengites voisines. Ce sont des chlorites ferrifères du groupe des ripidolites.

La schistosité de crénulation S_3 du même type que la schistosité de crénulation S_2, est cependant plus fruste, plus espacée et moins pénétrative. Les zones d'ouverture liées à cet épisode de déformation 3 sont plus réduites. Les micas limpides qui s'y développent sont plus petits, leur composition phengitique traduit une substitution légèrement plus faible que celle des micas néoformés au cours de l'épisode de déformation 2.

Dans l'ensemble, les phengites néoformées sont peu distinctes des phengites recristallisées au cours du même épisode de déformation.

C - PHYLLITES A PROXIMITE DES SURFACES DE SCHISTOSITE (fig.39c)

En lame mince, on observe une accumulation de minéraux opaques et de chlorites le long des surfaces de schistosité S_2. Une forte densité d'inclusions opaques caractérise les grains isolés correspondants, dont les contours sont souvent lobés. Au microscope électronique à balayage les surfaces de schistosité montrent également une multitude de petits grains aux contours lobés bien délimités. Il est difficile d'obtenir des analyses cohérentes à la microsonde électronique sur les phyllites de ces zones. Les résultats se caractérisent par des compositions intermédiaires entre celles des phengites et celles des chlorites, ce qui laisse supposer l'existence d'un empilement de feuillets des deux types. Par comparaison avec les analyses réalisées sur d'autres types de micas, des analyses semi quantitatives et des traversées obtenues avec le microscope électronique à balayage couplé à des spectromètres de masse semblent toutefois indiquer que les substitutions phengitiques sont assez faibles.

Les phengites des zones en serrage proches des surfaces de schistosité S_3 semblent indiquer également une légère diminution des substitutions par rapport aux phengites préservées de la foliation S_1.

D - MICAS DES MICROLITHONS (fig.39d)

La schistosité de crénulation S_2 entraîne une légère différenciation entre les micas riches en inclusions, en serrage dans les flancs des microplis P_2, et les micas plus limpides des microcharnières : dans les microlithons les aiguilles de rutile sont en effet plus espacées. La raréfaction des inclusions dans ces sites en extension pourrait traduire une tendance à la néoformation. Les analyses chimiques de ces zones sont délicates, mais elles semblent indiquer des substitutions intermédiaires entre les faibles valeurs des micas de la foliation et les valeurs plus élevées des micas néoformés dans les zones d'ouverture. Les microlithons 3 souvent moins bien marqués montrent des tendances identiques. Quand les micas sont recristallisés en arc polygonal dans l'enveloppe des microplis P_2 par exemple, les inclusions sont repoussées à la périphérie des grains et les substitutions phengitiques peuvent être élevées.

E - AGREGATS DE PETITES PHYLLITES

On observe souvent des agrégats de petits minéraux en bordure de lamelles limpides plus grandes; dans des amandes de cisaillement 2 ou 3. Ces agrégats sont dans chaque cas difficiles à interpréter : ils peuvent provenir de fragments désorientés de micas préexistants ou bien représenter de nouveaux grains recristallisés. Leur analyse chimique est délicate.

III - VARIATION DE LA COMPOSITION DES MICAS EN FONCTION DE LA LITHOLOGIE

Les différents types de micas présentés ci-dessus sont en général observables dans les schistes (métapélites). Bien que la typologie d'ensemble reste analogue, certaines différences apparaissent dans les calcschistes ou les calcaires des mêmes affleurements. La superposition des structures se traduit, dans les faciès pélitiques, par un débit amygdalaire où les différentes familles de schistosités s'individualisent assez nettement par des espacements distincts. Dans les faciès carbonatés les figures d'interférence sont plus rares pour les raisons suivantes.

- La calcite recristallise assez systématiquement à la suite des déformations 2 (et même 3), si bien que la foliation S_1 est en général presque entièrement transposée par la crénulation S_2. Les micas blancs constituent alors la seule memoire de S_1; cette mémoire est, en fait, très ténue car les micas blancs anciens déformés sont pratiquement toujours recristallisés (abondance d'arcs polygonaux).

- Les différences de comportement entre les alignements de phyllites et les lits carbonatés induisent de nombreux microdécollements où se forment de nouvelles phengites.

- De nouveaux micas se développent ou recristallisent le long des surfaces de schistosité S_2.

Tout ceci explique le bon groupement des analyses de phengites dans les faciès carbonatés et le taux de substitution relativement fort dont elles témoignent (fig. 32 et 33).

Quand la paragonite apparaît, elle se localise dans des sites identiques à ceux qu'occupent les phengites recristallisées. Dans la mesure où la paragonite n'a pas été détectée dans les micas de la foliation S_1, il se pourrait que, dans les roches pauvres en potassium, les solutions interstitielles n'aient plus été tamponnées par les minéraux potassiques, ce qui aurait pu faciliter le développement de la paragonite par remplacement ou par néoformation (SALIOT, 1978).

IV - VARIATION DE LA COMPOSITION DES MICAS EN FONCTION DE LEUR SITUATION DANS LE BATI REGIONAL

Lorsque l'on progresse d'W en E, c'est à dire lorsque l'on passe de zones tectoniques plus externes vers des zones tectoniques plus internes, la recristallisation des micas blancs devient de plus en plus importante. Ceci est d'ailleurs vrai quelle que soit la lithologie examinée.

- A l'W, dans la région de la Punta Gardiol (fig. 19) les minéraux anciens qui soulignent la foliation S_1 sont petits et aucune recristallisation liée aux structures ultérieures n'est visible.

- Au centre, vers Sestrière ou vers Meyries (fig. 24 B,C,D,E), les figures de superposition sont nombreuses à l'échelle de la lame mince, car les micas recristallisent peu à la suite des déformations 2.

- A l'E, les échantillons de Valpreveyre ou d'Il Caire (fig. 24 F,G) montrent, au contraire, une prédominance de micas recristallisés à côté des micas néoformés.

L'augmentation de la quantité de micas recristallisés à la suite des déformations 2 va là encore de pair avec un accroissement de la substitution phengitique et avec la présence de la paragonite.

V - RÉCAPITULATION : PHENGITES ET MICROSTRUCTURES DANS LES ÉCHANTILLONS A77 9 ET A77 36

L'étude microstructurale et chimique des deux échantillons retenus pour l'analyse isotopique a été particulièrement détaillée : l'échantillon A77 9 provient du torrent du Villar au N de Ville Vieille (fig. 19) : les phengites y sont peu recristallisées au cours de la déformation 2 ; l'échantillon A77 36 provient d'une douzaine de kilomètres plus à l'E : les phengites y sont beaucoup plus recristallisées. Les caractères des micas blancs qu'on y observe sont récapitulés schématiquement par les fig. 40 et 41 où les types les plus représentatifs sont soulignés.

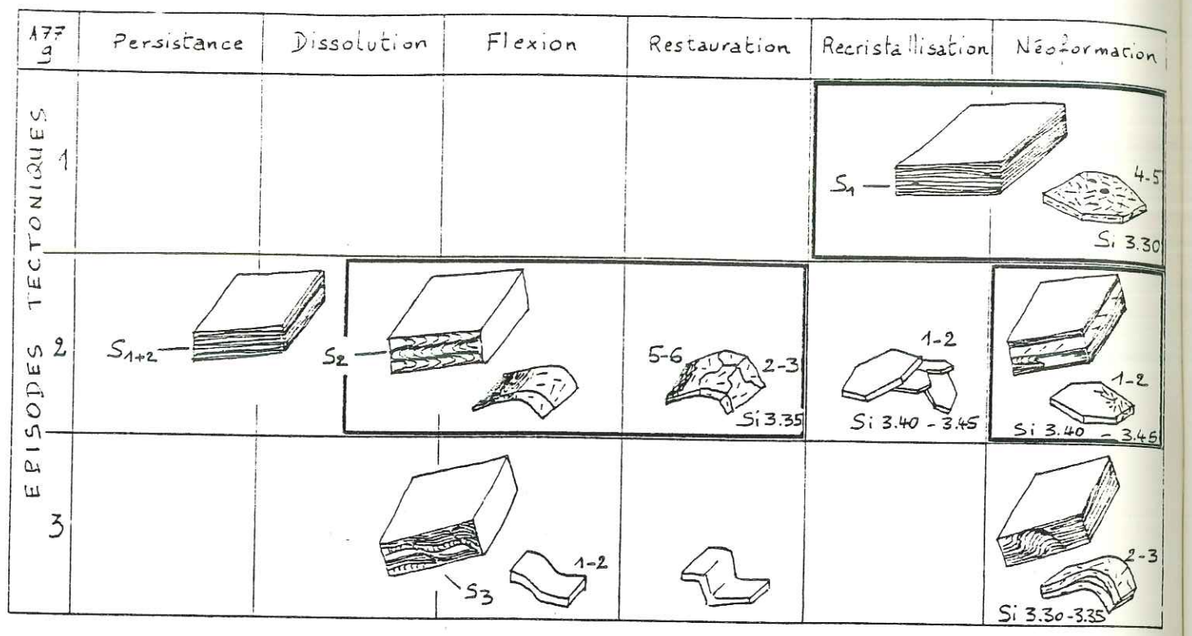


Fig. 40 - Phengites et microstructures de l'échantillon A77 9. Tableau récapitulatif

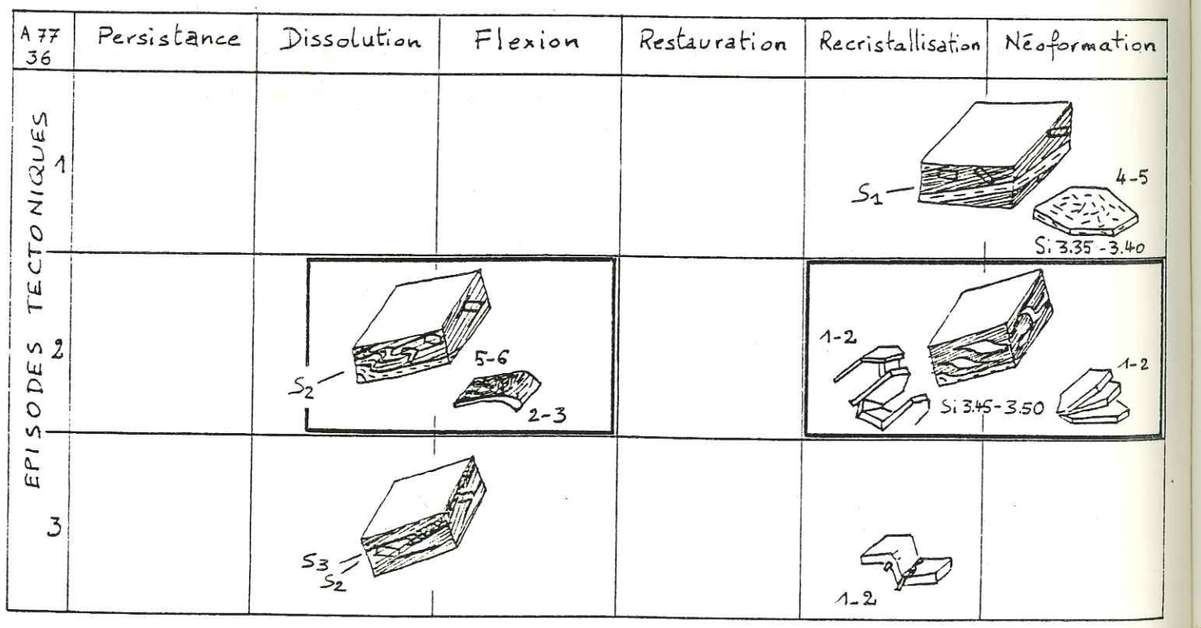


Fig. 41 - Phengites et microstructures de l'échantillon A77 36. Tableau récapitulatif

CHAPITRE VII

REPRÉSENTATIVITÉ DES FRACTIONS

Comme on l'a vu dans le chapitre III, la préparation des échantillons utilisés pour l'étude isotopique a nécessité d'une part un fractionnement granulométrique et d'autre part une séparation magnétique de chaque fraction granulométrique. C'est pourquoi il convient de distinguer ici les fractions granulométriques et les sous-fractions magnétiques.

I - FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

Le fractionnement granulométrique a été entrepris pour étudier la dépendance éventuelle de l'âge par rapport à la taille des grains. Les fractions "naturelles" ont été obtenues après un seul broyage, les fractions "artificielles" ont été obtenues après un deuxième broyage des fractions "naturelles" grossières (> 200 µm). Cette technique du double broyage permet d'étudier des minéraux qui autrement échapperaient à l'analyse car la séparation magnétique n'est efficace ici que pour des tailles inférieures à environ 200 µm. La distinction entre les fractions "naturelles" et leurs homologues "artificielles" soulève d'une manière plus générale le problème de l'influence de la méthode de préparation sur la représentativité du matériel étudié (voir chap. VIII). Il faut noter que lorsque la taille des grains est supérieure à 80 - 100 µm, le contrôle optique des fractions révèle systématiquement la présence de grains "mixtes" : de grandes lamelles au réseau désorienté par les sous-grains et/ou des agrégats de petits grains sont mêlés aux individus de même taille mais dont le réseau est continu. Quand la taille des grains est inférieure à 50 - 63 µm les minéraux semblent optiquement plus homogènes, il n'y a plus de grains "mixtes". Les fractions les plus fines présentent de plus les pics les plus aigus sur les diagrammes de diffraction des rayons X (comparer fig. 43 et fig. 45). Ce caractère effilé pourrait traduire (1) un effet de la taille des grains : pour un volume donné de poudre, plus les particules sont petites, plus elles sont nombreuses et meilleures sont les réflexions ou (2) un effet de la cristallinité des grains : les réflexions sont d'autant meilleures que les particules sont bien cristallisées. Le passage des pics aigus des minéraux fins (< 50 - 63 µm) au pics plus trapus des minéraux plus grands, ainsi que les caractères optiques qui leur sont associés, suggèrent ici, pour les fractions plus grossières, la présence de plusieurs types de micas caractérisés par des cristallinités différentes.

II - SOUS-FRACTIONS MAGNÉTIQUES

Le fractionnement magnétique a permis d'obtenir des mélanges en proportions variables de micas et de chlorites. Ces mélanges ont été caractérisés optiquement, chimiquement et par diffraction des rayons X. Les phengites les plus substituées qui correspondent comme on l'a vu aux formes limpides sans inclusions ou avec quelques grandes inclusions souvent alignées constituent l'essentiel des sous-fractions 1 et 2. Les phengites précoces peu substituées, riches en inclusions diverses composent principalement les sous-fractions 4 et 5. Les minéraux résiduels des zones de schistosité, riches en Fe et en Mg se retrouvent dans les sous-fractions 5 et 6. Les sous-fractions C, nettement différentes, sont faites de chlorites bien cristallisées, limpides et vertes. Bien que ces

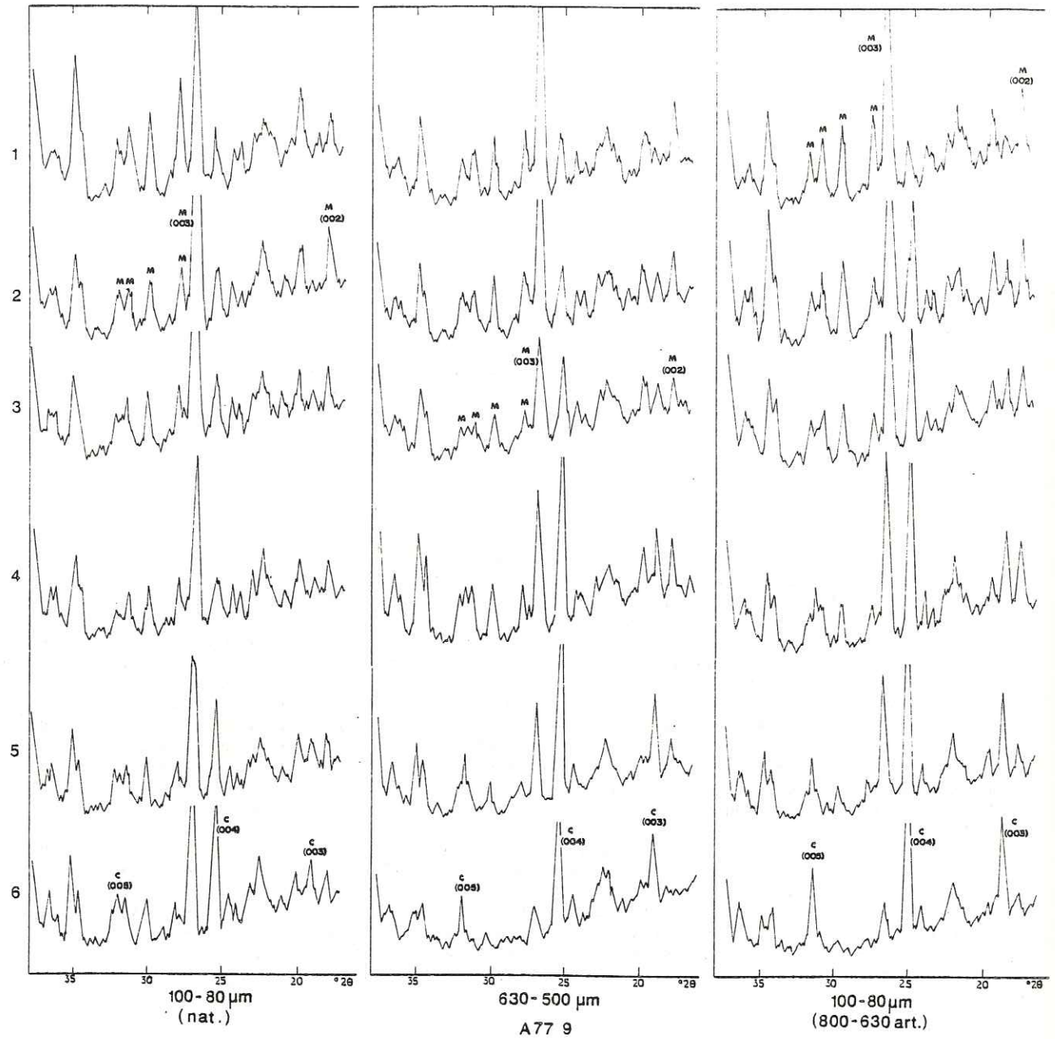


Fig. 42 - Diffractogrammes de rayons X des sous-fractions magnétiques de 100 à 80 µm (naturelle), 630 à 500 µm et 100 à 80 µm (800 à 630 µm artificielle) de l'échantillon A77 9

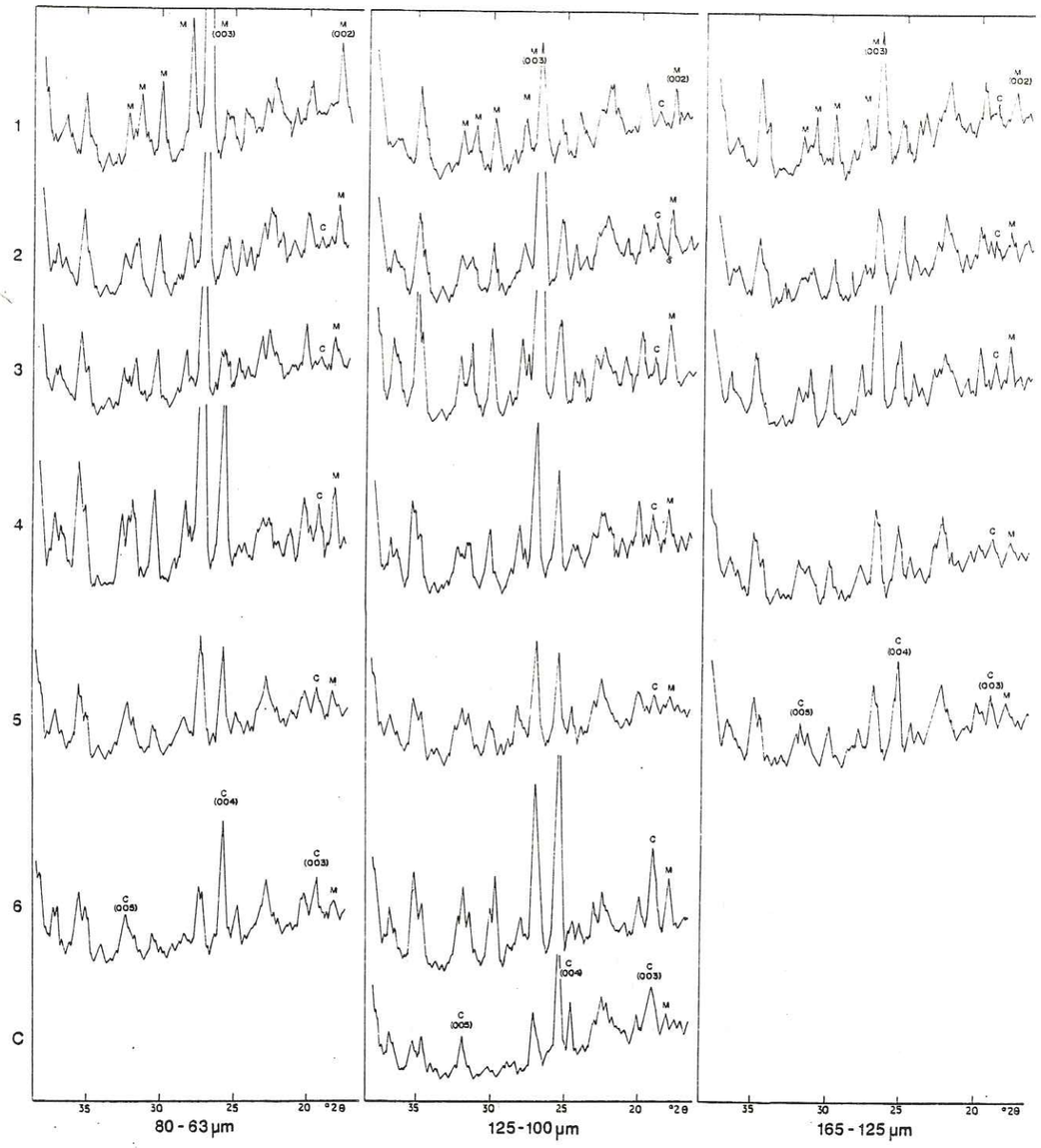


Fig. 43 - Diffractogrammes de rayons X des sous-fractions magnétiques de 80 à 63 µm, 125 à 100 µm et 165 à 125 µm de l'échantillon A77 9

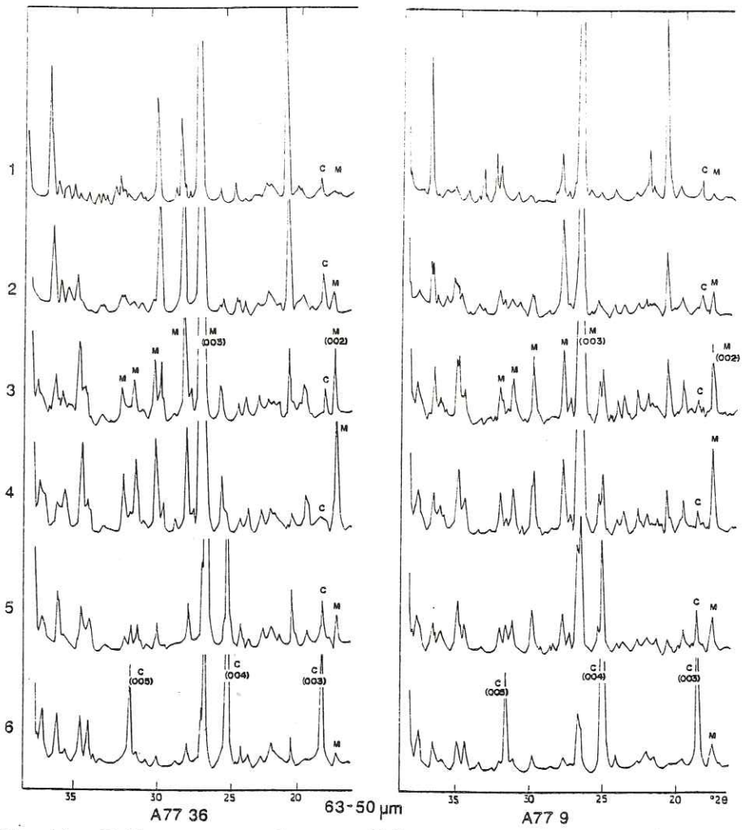


Fig. 44 - Diffractogrammes de rayons X des sous-fractions magnétiques de 63 µm à 50 µm des deux échantillons A77 9 et A77 36

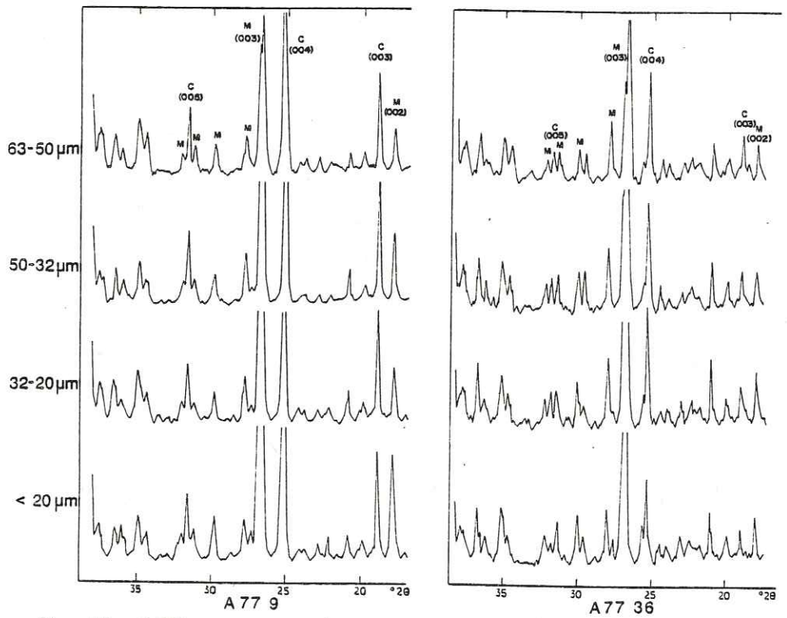


Fig. 45 - Diffractogrammes de rayons X de fractions granulométriques globales inférieures à 63 µm des deux échantillons A77 9 et A77 36

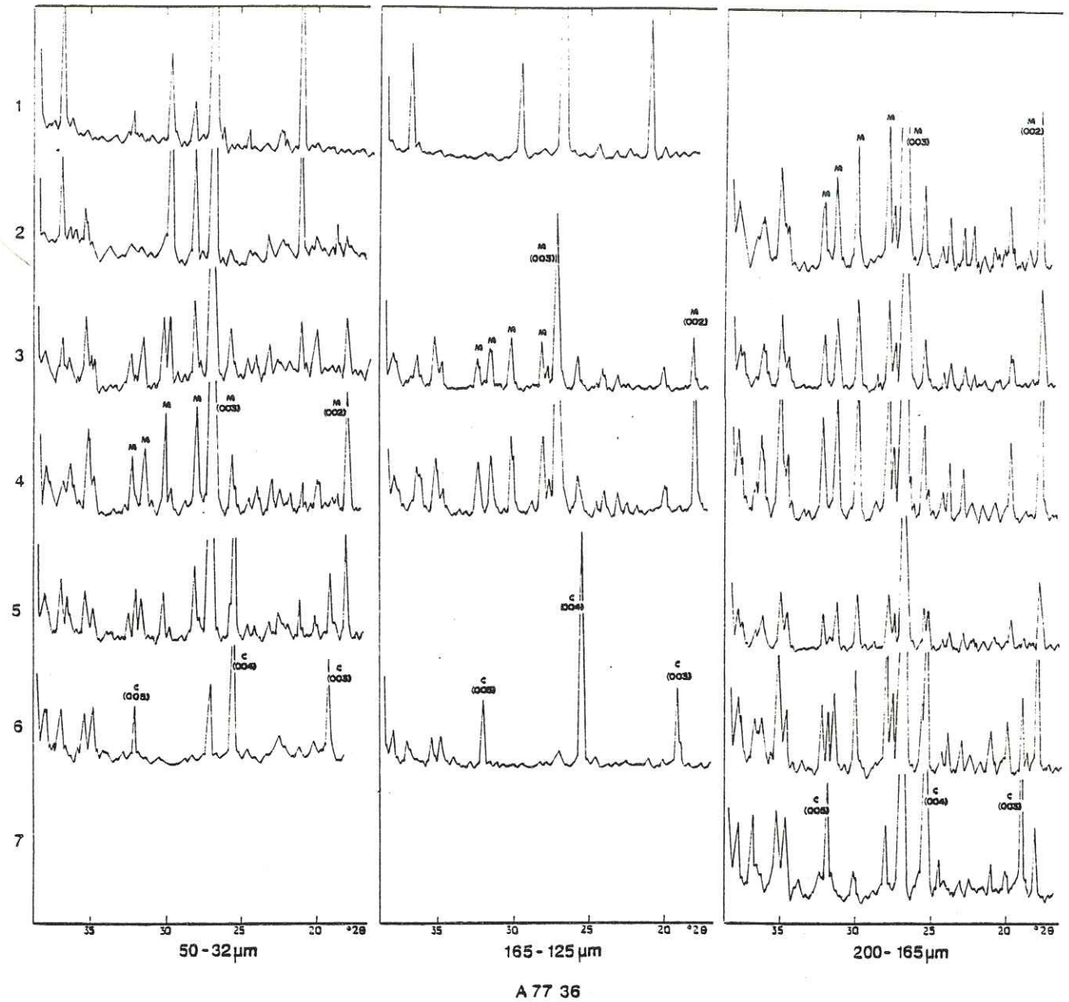


Fig. 46 - Diffractogrammes de rayons X des sous-fractions magnétiques de 50 à 32 µm, 165 à 125 µm et 200 à 165 µm de l'échantillon A77 36

caractéristiques reflètent les variations de composition de l'ensemble des fractions traitées, il faut noter que les sous-fractions de même susceptibilité magnétique mais de taille distincte ne sont pas strictement comparables entre elles. Ceci résulte de la technique même de la séparation électromagnétique utilisée, qui à susceptibilité magnétique équivalente des grains, demande un réglage variable de l'appareil en fonction de leur taille.

En passant des sous-fractions 1 aux sous-fractions 6(fig. 42 à 46) on observe une diminution de l'intensité des pics à 10 Å et de leurs harmoniques caractéristiques des micas. Cette diminution est compensée par une augmentation de l'intensité des pics à 14 Å et de leurs harmoniques caractéristiques des chlorites. Bien que les seules intensités des pics obtenus sur diagrammes de poudre ne puissent habituellement être utilisées pour la détermination des quantités de minéraux présents, les rapports d'intensité mica/chlorite sont bien corrélés ici avec les rapports Al_2O_3 /(Fe_2O_3 + MgO)obtenus à partir des analyses chimiques globales des mêmes sous-fractions (tabl. XII et XIII et XVII en annexe, fig. 47).

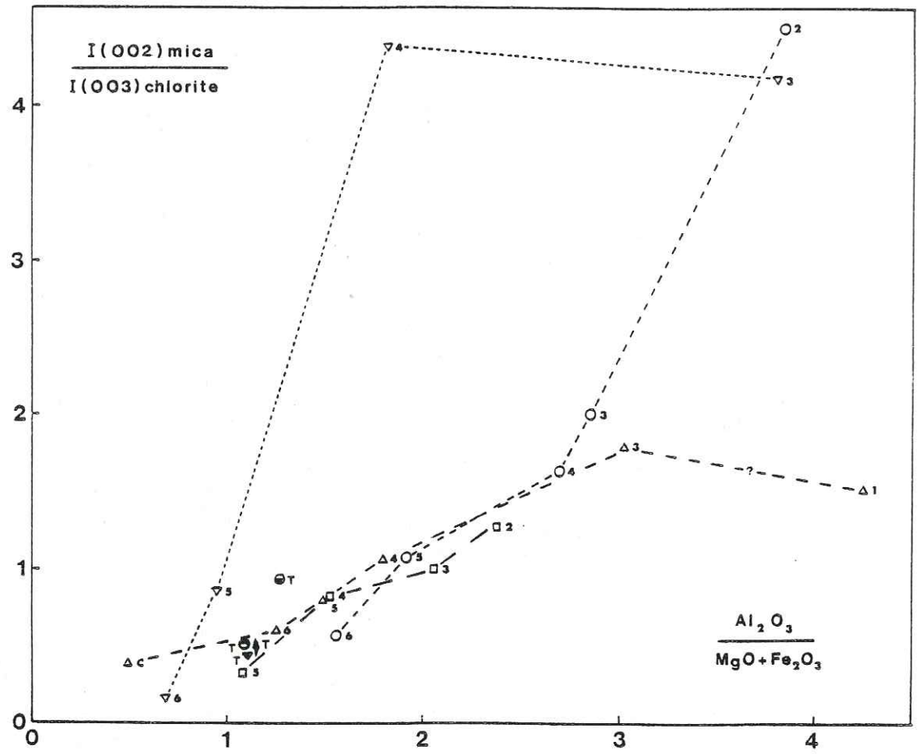


Fig. 47 - Relation entre les rapports d'intensité mica/chlorite obtenus par diffraction des rayons X et les rapports Al_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO) obtenus par analyse chimique

Théoriquement on peut distinguer les chlorites magnésiennes des chlorites ferrifères à partir des diagrammes de poudre : les chlorites magnésiennes ont des intensités moyennes à fortes pour les cinq premiers ordres de réflexions basales, les chlorites ferrifères donnent des réflexions (001), (003) et (005) relativement faibles et de réflexions (002) et (004) fortes (BROWN, 1961). Il est difficile ici d'opter pour le caractère ferrifère ou magnésien des chlorites mêlées aux phengites étant donné l'interférence de différentes réflexions caractéristiques à la fois des micas et des chlorites 42 à 46. Les chlorites des sous-fractions 6 ou C, mêlées à de très faibles quantités de

micas semblent toutefois relativement riches en Fe. Elles se rapprocheraient du groupe des ripidolites (DEER *et al.*, 1966).

III - CONCLUSION

Les proportions variables de différents types de phyllites dans les différentes sous-fractions magnétiques de même taille sont interprétées comme le résultat de deux groupes de mélanges binaires. Les sous-fractions 1 à 4 représentent des mélanges entre les phyllites précoces, prédominantes dans les sous-fractions 4, et les micas plus tardifs formés ultérieurement pendant l'événement 2, prédominants dans les sous-fractions 1-2. Les sous-fractions 4 à 6 représentent un autre système binaire où se mêlent les phengites précoces de la première génération qui constituent les sous-fractions 4 et les phyllites résiduelles (phengites et chlorites) des zones de schistosité S_2 qui constituent les sous-fractions 6. Les chlorites des microveines, différentes des précédentes, constituent les sous-fractions C. Enfin, dans l'échantillon A77 36 la paragonite est présente dans les sous-fractions 2-3 de 63 à 50 µm et de 50 à 32 µm.

CHAPITRE VIII

RÉSULTATS ISOTOPIQUES

Cette partie de l'étude a été entreprise pour essayer de préciser le comportement des systèmes isotopiques des micas blancs lors d'une tectonique polyphasée, associée ici à l'orogenèse alpine, plutôt que pour dater les minéraux. C'est la méthode ^{40}K - ^{40}Ar qui a été retenue pour l'approche préliminaire, car elle est particulièrement adaptée aux micas dont la richesse en K facilite la datation d'événements récents. De plus, il s'agit d'une technique couramment utilisée à Strasbourg qui, mis à part la séparation et le nettoyage des minéraux, représente un investissement en temps et en matériel inférieur à celui qu'exigent les méthodes ^{87}Rb - ^{87}Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar par exemple. Les résultats obtenus sur les deux échantillons traités (A77 9 et A77 36 ; fig.48 à 54) sont présentés dans les tableaux XIV et XV en annexe. La distinction des âges apparents est tout d'abord discutée en fonction de la taille et de la composition des fractions (§ I A). L'application de la méthode des isochrones permet ensuite d'engager une discussion sur les mécanismes responsables de l'homogénéisation, totale ou partielle, du système ^{40}K - ^{40}Ar des micas (6 I B). Quelques précisions supplémentaires sont également apportées par la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr (§ II). D'autres informations sont attendues de la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar : des échantillons sélectionnés en fonction des résultats ^{40}K - ^{40}Ar sont en cours de traitement.

I - RÉSULTATS ^{40}K - ^{40}Ar

A - METHODE CONVENTIONNELLE

Les âges apparents ^{40}K - ^{40}Ar obtenus pour les différentes fractions granulométriques et sous-fractions magnétiques étudiées s'étalent entre 38 et 65 M.a. pour l'échantillon le plus occidental (fig. 48 et tabl. XIV), entre 38 et 56 M.a; pour l'échantillon le plus oriental (fig.52 et tabl. XV). La variation de ces âges apparents semble liée aux caractères des sous-fractions et à la taille des grains.

1. DISTRIBUTION DES AGES APPARENTS DANS UNE MEME FRACTION GRANULOMETRIQUE (ECHANTILLON A77 9)

Dans le cas des phyllosilicates de l'échantillon A77 9, dont la taille est par exemple comprise entre 125 et 100 µm, la variation des âges apparents entre les sous-fractions 1 et 6 se traduit par une allure en "chapeau chinois" sur le diagramme (fig.48 et tabl.XIV). La valeur des âges apparents augmente de 50 M.a. pour la sous-fraction 1 à 65 M.a. pour la sous-fraction 5 puis s'abaisse à 58 M.a. pour la sous-fraction 6 ; l'âge apparent de la sous-fraction C est encore plus faible : environ 38 M.a.

Cette variation peut s'expliquer si l'on tient compte des différents types de micas présents

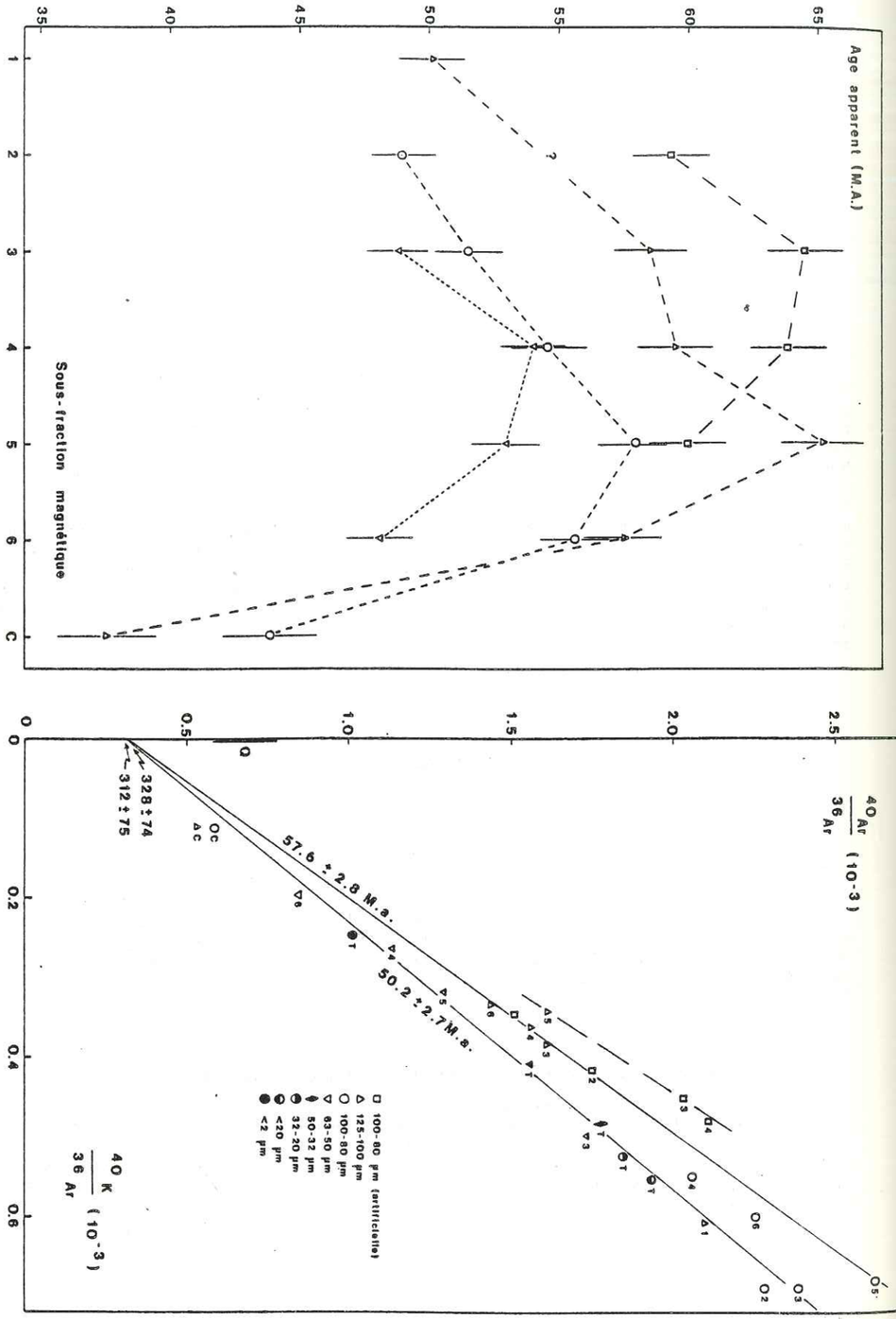


Fig. 48 - Âges apparents $^{40}K - ^{40}Ar$ des différentes fractions et sous-fractions de l'échantillon A77 9 (mêmes symboles que fig. 49)

Fig. 49 - Echantillon A77 9. Diagramme [$^{40}Ar/^{36}Ar$; $^{40}K/^{36}Ar$]

dans ces sous-fractions et de leur répartition en deux groupes de mélanges binaires (cf.chap.VII).En effet, d'après les critères structuraux et minéralogiques, les micas anciens préservés dans la foliation S_1 caractérisent les sous-fractions 4-5 ; vers les sous-fractions 1-2 ils sont mélangés avec des quantités croissantes de micas blancs néoformés pendant le ou les épisodes de déformation ultérieurs (surtout l'épisode 2), et vers la sous-fraction 6 ils sont mélangés avec des quantités croissantes de minéraux provenant essentiellement des zones de schistosité S_2. Ainsi, le rajeunissement apparent qui caractérise le passage des sous-fractions 4-5 à 1-2 d'une part, 4-5 à 5-6 d'autre part, correspondrait à deux comportements différents des phyllites vis à vis du système $^{40}K - ^{40}Ar$. Pour les sous-fractions 1-2, où les micas néoformés prédominent, l'homogénéité du système $^{40}K - ^{40}Ar$ serait due au mécanisme de la néoformation, ce qui se traduit par un équilibre isotopique entre les minéraux néoformés et le milieu ambiant caractéristique de l'épisode de déformation 2. Pour les sous-fractions 5-6, où les micas anciens déformés prédominent, l'homogénéisation du système $^{40}K - ^{40}Ar$ serait due à la déformation, liée ici à des mécanismes de dissolution - cristallisation. Les âges apparents nettement plus faibles des sous-fractions C semblent confirmer le fait que les chlorites qui les constituent sont différentes de celles des autres sous-fractions.

2. COMPARAISON DES DIFFERENTES FRACTIONS DU MÊME ECHANTILLON (A77 9)

- Toutes les fractions présentent une distribution graphique des âges apparents en "chapeau chinois", qualitativement analogue à celle qui vient d'être décrite, à condition toutefois de ne pas comparer strictement entre elles les sous-fractions de même numéro. Pour chaque fraction granulométrique le passage des sous-fractions 1 à 6 ne traduit en effet qu'une augmentation relative de la susceptibilité magnétique des minéraux et non un rapport micas/chlorites bien déterminé (cf. chap. VII). Les sous-fractions de même numéro mais de taille distincte ne sont donc pas rigoureusement identiques.

- Les "chapeaux chinois" obtenus pour chaque fraction granulométrique sont caractérisés par une diminution des âges apparents en fonction de la taille des grains (fig. 48) : les âges apparents des grains de 100 à 80 µm dans l'ensemble (taille "artificielle" de la fraction 800 - 630 µm) sont plus élevés que ceux des grains de 125 à 100 µm, eux mêmes plus élevés que ceux des grains de 100 à 80 µm (fraction "naturelle") ou de 63 à 50 µm. Cette variation est délicate à interpréter. Il est difficile de l'attribuer au seul effet du broyage, car à taille équivalente les fractions "artificielles" de 100 à 80 µm n'ont pas les mêmes âges apparents que leurs homologues naturels. Elle pourrait dépendre plutôt d'une augmentation de la sensibilité du système $^{40}K - ^{40}Ar$ par rapport à la déformation, comme on le verra plus loin.

3. COMPARAISON DES DEUX ECHANTILLONS A77 9 ET A77 36

Les résultats obtenus pour l'échantillon A77 36 sont qualitativement analogues à ceux de l'échantillon A77 9 plus occidental (fig. 52 et tabl. XV). Pour chaque taille, les âges apparents des différentes sous-fractions se répartissent également, dans un diagramme, selon un "chapeau chinois". Ils diminuent aussi à sous-fraction équivalente avec la taille des grains. Les valeurs les plus élevées ne sont toutefois que de l'ordre de 55 M.a., si l'on fait abstraction de l'âge anormalement élevé de la sous-fraction à paragonite. Ainsi, si pour les deux échantillons considérés l'on s'en tient à l'interprétation classique des âges apparents K - Ar, tout se passe comme si les micas anciens des sous-fractions 4-5 étaient des reliques plus ou moins évoluées de la foliation S_1 qui auraient été inégalement homogénéisées (sous-fractions 5-6) et/ou inégalement mélangées avec des micas néoformés (sous-fractions 1 à 4) au cours d'événements ultérieurs (phase 2 probable).

B - METHODE DES ISOCHRONES

Les résultats $^{40}K - ^{40}Ar$ peuvent aussi être reportés dans des diagrammes [$^{40}K / ^{36}Ar$; $^{40}Ar / ^{36}Ar$] (HARPER, 1970). Ils peuvent alors être interprétés selon la méthode des isochrones, proposée par NICOLAYSEN (1961) pour la datation $^{87}Rb - ^{87}Sr$ (cf. chap. III). Il faut toutefois que la variation des teneurs en argon radiogénique ne soit pas due à une contamination au moment de la préparation du matériel ou lors de l'analyse (cf. l'interprétation des diagrammes [% K - ^{40}Ar], fig. 22.

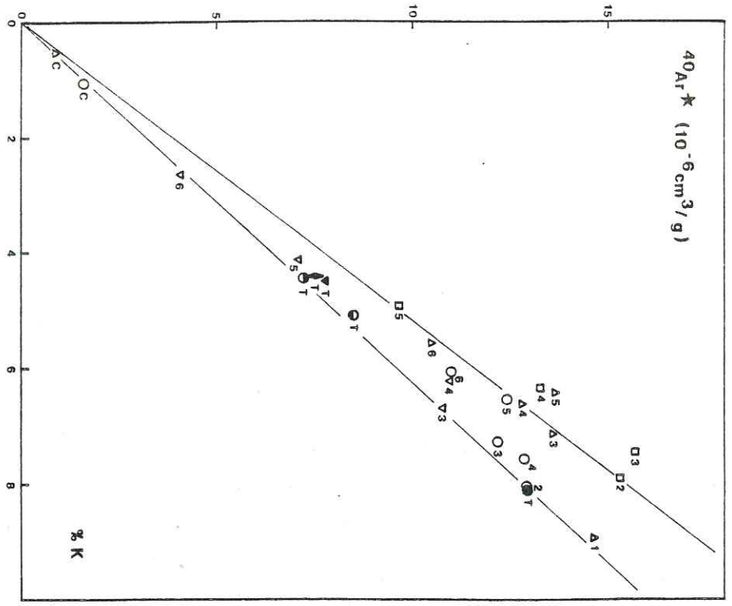


Fig. 50 - Echantillon A77 9. Diagramme [^{40}Ar rad. ; % K]
(mêmes symboles que fig. 49)

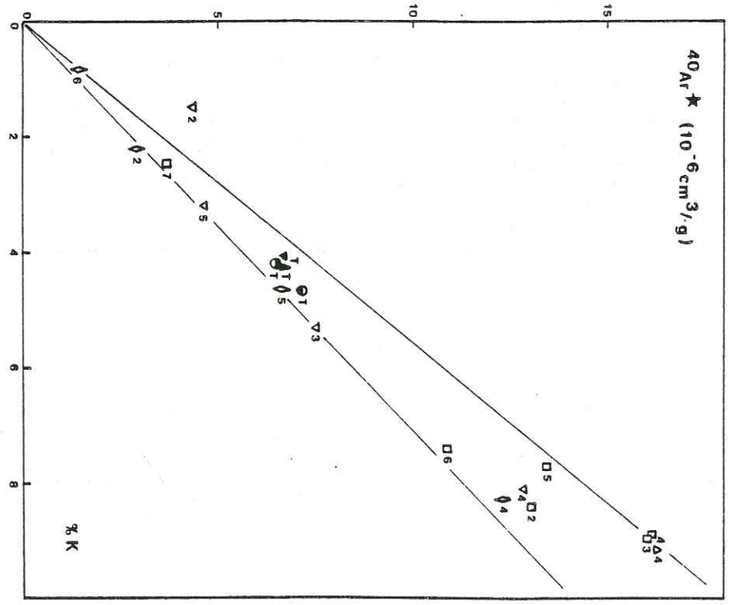


Fig. 51 - Echantillon A77 36. Diagramme [^{40}Ar rad. ; % K]
(même symboles que fig. 53)

1. ECHANTILLON A77 9

L'application de la méthode des isochrones montre que les points représentatifs des différentes fractions et sous-fractions ne sont pas répartis de manière aléatoire (fig.49). On est ainsi amené à considérer les groupements suivants .

- Une droite inférieure bien déterminée dont l'ordonnée à l'origine, de 312 ± 75 (2σ), est compatible avec le rapport ^{40}Ar / ^{36}Ar atmosphérique fixé à 295,5 (NIER, 1950) et dont l'interprétation en tant qu'isochrone semble tout à fait justifiée. Sa pente donne un âge de 50,2 ± 2,7 M.a.

- Un ensemble de points situés au-dessus de cette droite inférieure, dont l'interprétation est beaucoup plus délicate.

- Les points représentatifs des sous-fractions C.

a) La droite à 50 M.a.

Cette droite passe par les points représentatifs des sous-fractions de grande taille riches en micas néoformés, et par les sous-fractions et fractions totales de petite taille (fig. 49 Etant donné que les points correspondant à des grains de taille variable s'alignent selon une même droite, il est peu vraisemblable que la diminution des âges apparents avec la taille des grains notée précédemment soit due uniquement à une perte d'^{40}Ar radiogénique par diffusion. Ceci renforce l'hypothèse selon laquelle cette droite peut être interprétée comme une isochrone. Par ailleurs, cette droite est construite en partie avec des fractions où dominent les micas nouvellement apparus pendant la phase 2. Sa pente indique donc très probablement l'âge de cette phase 2, ou au moins celui d'un stade de déformation qui lui est associé (50,2±2,7M.a.). Mais cette droite passe également par les points représentatifs de fractions et de sous-fractions de petite taille qui, si l'on se fie aux seuls critères microstructuraux et minéralogiques, regroupent des phyllites de différents types et de différentes générations. Les systèmes ^{40}K - ^{40}Ar de ces petites phyllites cristallisées avant la phase tectonique 2 ont par conséquent dû être totalement réhomogénéisés lors de cet épisode 2 (cf. chap. IX).

b) Les points situés au-dessus de la droite à 50 M.a.

La répartition des points situés au-dessus de la droite à 50 M.a. est beaucoup plus délicate à interpréter. La discussion reste théorique car les alignements sont plus difficile à définir. Plusieurs hypothèses peuvent être proposées.

* Un nuage de points

Tous les points situés au-dessus de la droite à 50 M.a. restent dispersés et caractérisent des minéraux anciens plus ou moins complètement dégazés pendant l'épisode de déformation 2 ; l'ouverture du système ^{40}K - ^{40}Ar a été partielle. Les points situés à la limite supérieure du nuage, correspondraient aux micas dont le système ^{40}K - ^{40}Ar auraient été le moins affecté pendant l'épisode 2 et pourraient permettre d'estimer par défaut l'âge de l'épisode 1.

* Un alignement à 57 M.a.

On peut faire passer une droite par les points représentatifs de différentes sous-fractions de taille supérieure à 100 µm. L'ordonnée à l'origine de cette droite à 328 ± 74 (2σ) est encore compatible avec le rapport ^{40}Ar / ^{36}Ar atmosphérique. Si l'alignement n'est pas fortuit, plusieurs interprétations sont possibles.

(1) La valeur de 57,6±2,8M.a. pourrait correspondre à un événement géologique plus ancien que l'épisode de déformation 2. Ceci parait peu probable compte tenu des données des chapitres précédents, car les phengites de certaines au moins des sous-fractions qui permettent de construire la droite à 57 M.a. ont été modifiées structuralement et chimiquement lors de la phase 2, et qu'il est difficile d'admettre actuellement que des modifications chimiques ne soient pas accompagnées d'une réhomogénéisation du système ^{40}K - ^{40}Ar.

(2) L'épisode tectométamorphique 2 étant composite, l'aspect mécanique (déformation par dissolution - cristallisation) et l'aspect thermique (recristallisation) pourraient ne pas être synchrones. L'existence des deux alignements pourrait alors refléter des sensibilités différentes du système ^{40}K - ^{40}Ar vis à vis des processus de déformation et de recristallisation en fonction de la taille et de la position microstructurale des micas. Au début de l'épisode 2, la déformation provoquerait l'homogénéisation des systèmes ^{40}K - ^{40}Ar de tous les micas, anciens et nouveaux en cours de cristallisation. Ces systèmes isotopiques se fermeraient vers 57 M.a. pour les micas de grande taille, mais seraient maintenus ouverts jusque vers 50 M.a., peut-être sous l'effet de la seule température, pour les micas anciens de petite taille en cours de recristallisation et pour

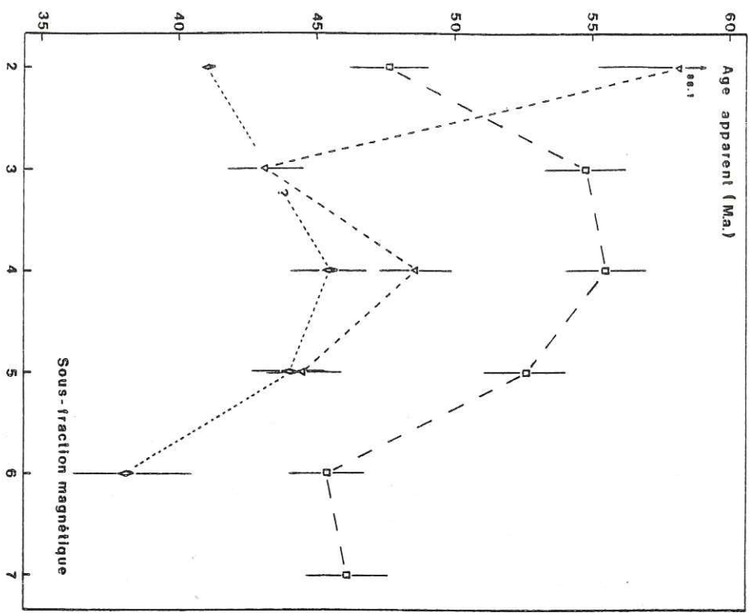


Fig. 52 - Ages apparents $^{40}K - ^{40}Ar$ des différentes fractions et sous-fractions de l'échantillon A77 36 (mêmes symboles que fig. 53)

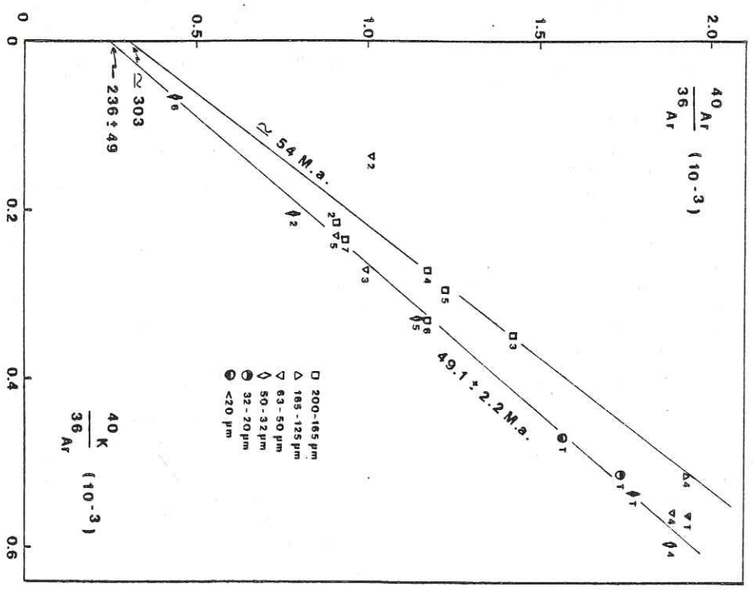


Fig. 53 - Echantillon A77 36. Diagramme [$^{40}Ar/^{36}Ar$; $^{40}K/^{36}Ar$]

les petits micas nouveaux en cours de cristallisation. Dans ce cas l'intervalle entre les deux âges serait lié, d'une manière qu'il faudrait préciser, à la durée de l'épisode tectonométamorphique.

(3) L'argon contenu dans le réseau des micas pourrait être localisé dans des sites distincts et nécessiterait des énergies d'activation différentes pour être mobilisé. Les deux droites à 57,6 ± 2,8 M.a. et à 50,2 ± 2,7 M.a; traduiraient alors une homogénéisation par palier du système $^{40}K - ^{40}Ar$ des phengites, en réponse à la déformation au cours du même épisode 2. Dans certains micas, la remobilisation n'affecterait que l'un des sites et serait partielle ; dans d'autres micas, différents des premiers par la taille ou par la position microstructurale, l'homogénéisation au cours de la phase 2 affecterait les deux sites et serait totale.

* Des points situés au-dessus de la droite à 57 M.a.

Les trois sous-fractions situées au-dessus de la droite à 57 M.a., si on admet que celle-ci existe, sont caractérisées par des minéraux de grande taille et de susceptibilité magnétique moyenne (3-4-5). Elles contiennent surtout des phengites préservées dans la foliation S_1. Ici aussi l'interprétation est délicate et plusieurs hypothèses sont possibles :

(1) L'alignement est fortuit et les points rejoignent le nuage de points sans signification réelle décrit plus haut. Dans ce cas le système $^{40}K - ^{40}Ar$ des phyllites a été ouvert partiellement.

(2) L'alignement des trois points n'est pas fortuit mais la pente de la droite reste imprécise. Si l'ordonnée à l'origine était compatible avec le rapport $^{40}Ar - ^{36}Ar$ atmosphérique la droite permettrait d'estimer l'âge de l'épisode 1 par défaut. Les minéraux qui la définissent et qui correspondent d'ailleurs aux minéraux de la phase 1 les mieux préservés, seraient alors les moins affectés par l'épisode 2. Si, par contre, l'ordonnée à l'origine de l'alignement est supérieure au rapport $^{40}Ar - ^{36}Ar$ atmosphérique, on peut envisager (a) une surpression d'Ar ou (b) une perte de K dans les trois sous-fractions. Dans les deux cas, les points s'alignent sur un segment de droite subparallèle à la droite à 57 M.a. Le rapport $^{40}Ar - ^{36}Ar$ des inclusions contenues dans les grains de quartz de 125 à 80 µm a été mesuré pour argumenter l'une ou l'autre de ces deux possibilités car il peut rendre compte de la composition isotopique de l'Ar du milieu ambiant lors de la cristallisation du quartz. Le rapport élevé, 682 ± 108 (2), est plutôt en faveur d'une surpression d'^{40}Ar radiogénique, à condition toutefois qu'aucune impureté contenant du K n'ait fait varier le rapport $^{40}Ar - ^{36}Ar$ initial en fonction du temps. Cependant, la cristallisation du quartz semble être assez tardive par rapport à celle des phengites d'après les critères microstructuraux. La surpression d'^{40}Ar radiogénique dans ces inclusions pourrait alors être plutôt caractéristique d'un stade d'évolution postérieur à la déformation 2.

c) Les chlorites

Les points représentatifs des sous-fractions C sont placés sous la droite à 50 M.a. ce qui implique un déficit de ^{40}Ar radiogénique, ou un peu probable excès de ^{40}K. Les chlorites des autres sous-fractions ne semblent pas introduire un tel déficit, puisque les points restent sur la droite à 50 M.a. Ces répartitions différentes confirment une fois de plus les caractères distincts des deux types de chlorites reconnus (cf. chap. VII). Leurs systèmes isotopiques se seraient fermés tardivement par rapport à la phase 2, ce sur quoi l'on reviendra à propos des mesures $^{87}Rb - ^{87}Sr$.

2 - ECHANTILLON A77 36

Les points représentatifs des sous-fractions et fractions de l'échantillon plus oriental A77 36 se répartissent d'une manière analogue à ceux de l'échantillon précédent (fig.53). La dispersion des points est cependant moins grande, ce qui a déjà été mentionné pour les âges apparents. Schématiquement on est amené à considérer deux cas, en plus du problème spécifique posé par la paragonite.

a) Une droite à 50 M.a.

La droite 49,1±2,2M.a. a une ordonnée à l'origine de 236 ± 49 un peu faible par comparaison au rapport $^{40}Ar - ^{36}Ar$ atmosphérique. Comme dans le cas précédent, elle passe par des sous-fractions et fractions variées : sous-fractions de grande taille enrichies en micas néoformés (2) ou fortement déformés (6), sous-fractions diverses et fractions totales de petite taille.

Sa pente, comparable à celle de l'exemple précédent, indique très probablement l'âge de la phase 2 ou au moins celui d'un stade de déformation qui lui est associé.

b) Les points au-dessus de la droite à 50 M.a. (compte non tenu de la sous-fraction à 88 M.a.

Là encore plusieurs hypothèses sont possibles.

* Un nuage de points

Tous les points situés au-dessus de la droite à 50 M.a. seraient dispersés comme précédemment et correspondraient à des minéraux anciens plus ou moins complètement homogénéisés.

* Un alignement à 54 M.a.

On peut cependant faire passer une droite par différentes sous-fractions de taille supérieure à 125 µm (fig. 53). Si elle est significative, on peut envisager plusieurs interprétations comme pour la droite à 57 M.a. de l'exemple précédent.

(1) La valeur de 54 M.a. date un événement géologique plus ancien que l'épisode de déformation 2 à 50 M.a. Ici aussi, ce cas est peu probable.

(2) Les deux droites reflètent des sensibilités différentes du système ^{40}K - ^{40}Ar vis à vis des processus de déformation et de recristallisation du même épisode tectonométamorphique.

(3) Les deux droites à 50 et 54 M.a. traduisent une homogénéisation par palier du système ^{40}K - ^{40}Ar des phengites, en réponse à la déformation au cours du même épisode de déformation 2.

c) L'influence de la paragonite

L'âge anormalement élevé de la sous-fraction à paragonite (63-50 µm, 2) rend compte d'une trop grande quantité de ^{40}Ar radiogénique ou d'une faible quantité de K (fig. 51). Ceci pourrait être lié à la cristallisation précoce de la paragonite lors d'un événement métamorphique antérieur à l'épisode 2, si on admet un excès d'^{40}Ar radiogénique. Ce pourrait aussi être dû à un remplacement de K par Na dans des phengites précoces au cours d'une recristallisation tardive ; ce remplacement provoquerait une diminution du rapport ^{40}K - ^{36}Ar sans modification du rapport ^{40}Ar - ^{36}Ar, c'est à dire un vieillissement apparent du mica. Etant donné leur position microstructurale les paragonites ont plutôt cristallisé au cours de l'épisode de déformation 2,ce qui rend la seconde hypothèse plus plausible.

3 - COMPARAISON DES DEUX ECHANTILLONS

L'application de la méthode des isochrones aux deux échantillons étudiés ici, montre que la répartition des résultats analytiques n'est pas aléatoire dans un diagramme [^{40}Ar / ^{36}Ar ; ^{40}K / ^{36}Ar] :

- une droite inférieure à valeur d'isochrone avec une pente équivalente pour les deux échantillons et donnant un âge d'environ 50 M.a. pourrait dater l'épisode de déformation 2 ;

- des points situés au-dessus de ces droites à 50 M.a. pourraient correspondre à des minéraux précoces dont l'homogénéisation au cours de l'épisode 2 aurait été plus ou moins complète.

Il est remarquable que pour les deux échantillons on retrouve un alignement supérieur qui pourrait ne pas être fortuit. La répétition d'une telle disposition permet d'envisager une sensibilité variable du système ^{40}K - ^{40}Ar des phengites en fonction des mécanismes d'ouverture associés aux événements tectonométamorphiques. Deux interprétations sont alors possibles.

- Une homogénéisation isotopique par palier si l'Ar contenu dans les phengites est localisé dans des sites distincts : pour les minéraux dont les points sont situés sur la droite supérieure, une partie seulement des sites de l'Ar serait affectée, alors que pour les autres, c'est la totalité de l'Ar qui serait mobilisé.

- Une homogénéisation isotopique composite suivant que l'Ar contenu dans les phengites est mobilisé par effet mécanique et / ou thermique : la droite supérieure rendrait compte surtout de l'aspect mécanique de l'épisode 2, la droite inférieure rendrait compte plutôt de l'aspect thermique ce ce même épisode 2.

Les pentes des deux droites ne sont pas rigoureusement équivalentes : 54 M.a. environ pour l'échantillon oriental,57 M.a.environ pour l'échantillon occidental. Le système ^{40}K - ^{40}Ar des micas précoces de l'échantillon oriental a été maintenu ouvert plus longtemps que celui de l'échantillon occidental. Ceci est compatible avec l'observation microstructurale qui montre une recristallisation plus intense à l'E qu'à l'W.

II - RÉSULTATS ^{87}Rb - ^{87}Sr

Des analyses ^{87}Rb - ^{87}Sr ont également été effectuées pour, si possible, compléter les résultats ^{40}K - ^{40}Ar. Seules les différentes sous-fractions magnétiques de la fraction 100 - 125 µm de l'échantillon occidental (A77 9) ont été traitées pour le moment, ainsi que la solution de lavage de la roche totale (notée S). Cette solution contient théoriquement les cations adsorbés à la surface des minéraux à la fin de leur cristallisation ; le rapport ^{87}Sr / ^{86}Sr qui la caractérise devrait être représentatif du milieu environnant (CLAUER, 1976).

A - RESULTATS PRELIMINAIRES

Comme pour la méthode ^{40}K - ^{40}Ar, il est possible dans le cas de la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr de calculer des âges apparents pour les différentes sous-fractions en prenant la composition isotopique de la solution de lavage comme référence. Les âges apparents calculés ainsi ni montrent pas de variation cohérente en fonction de la composition des sous-fractions à l'inverse de ce qui apparait avec la méthode ^{40}K - ^{40}Ar (tabl. XVIII).

Si on reporte les points représentatifs de la solution et des sous-fractions analysées,dans un diagramme [^{87}Sr / ^{86}Sr ; ^{87}Rb / ^{86}Sr], leur répartition assez dispersée suggère deux interprétations :

(1) Les phengites ne sont pas en équilibre avec le milieu environnant représenté, par convention, par la solution de lavage S. Dans ce cas l'alignement approximatif qui relie les points représentatifs des sous-fractions phengitiques ne passe pas par le point représentatif de la sous-fraction (c) et donne une valeur d'environ 12 M.a. pour une ordonnée à l'origine de 0,720 (fig.54 Il resterait alors à comprendre la signification de la solution de lavage.

(2) Dans le cas d'un équilibre entre les phengites et le milieu environnant, on peut joindre les points représentatifs de la solution de lavage et des différentes sous-fractions. On n'obtient alors plus une seule droite, mais un éventail de droites à pentes variables entre deux valeurs extrêmes (fig. 54). L'absence apparente de relations entre la composition des différentes sous-fractions et les "âges" extrêmes obtenus pourrait traduire une évolution continue du système isotopique ^{87}Rb - ^{87}Sr des phengites et des chlorites entre 43 ± 4 et 31 ± 3 M.a.

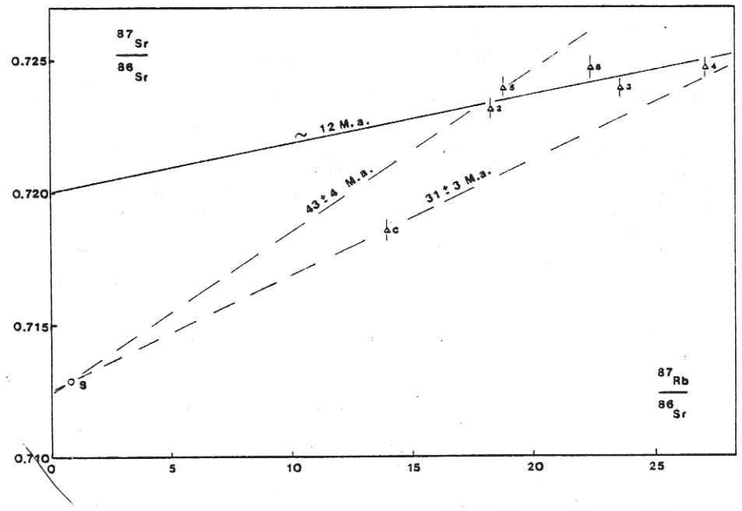


Fig. 54 - Echantillon A77 9. Diagramme [$^{87}Sr/^{86}Sr$; ^{87}Rb / ^{86}Sr]

B - COMPARAISON ENTRE LES RESULTATS ^{87}Rb - ^{87}Sr et ^{40}K - ^{40}Ar

Les "âges" obtenus par la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr sont systématiquement plus récents que les âges ^{40}K - ^{40}Ar. Les échanges isotopiques du système ^{87}Rb - ^{87}Sr des phengites avec leur environnement se maintiennent plus longtemps ou se réalisent plus tardivement, ce qui peut correspondre soit à des stades tardifs de l'épisode tectonométamorphique 2, soit à l'influence de l'épisode 3. On peut d'ailleurs rappeler que,sur la base de l'étude régionale seule, CARON (1977) a proposé que la coupure entre les épisodes 2 et 3 ne soit pas très nette, et que ceux-ci s'enchainent dans une même évolution. De toute façon les deux systèmes isotopiques étudiés ont des sensibilités différentes par rapport à l'histoire tectonométamorphique des Schistes lustrés : le système ^{87}Rb - ^{87}Sr est sensible à des facteurs (liés à la phase 3 ?) dont l'influence est trop ténue pour être enregistrée par le système ^{40}K - ^{40}Ar. De manière caricaturale le comportement du système ^{87}Rb - ^{87}Sr lors des épisodes 2 et 3 serait comparable à celui du système ^{40}K - ^{40}Ar lors des épisodes 1 et 2, et donc décalé dans le temps. Enfin, quel que soit le système isotopique considéré, la fermeture des chlorites des sous-fractions (c) est toujours plus tardive que celle des autres phyllites.

III - CONCLUSION

L'étude isotopique des différentes sous-fractions analysées montre que le comportement des phyllosilicates au cours de l'évolution alpine n'est pas identique vis à vis du système ^{40}K - ^{40}Ar et ^{87}Rb - ^{87}Sr. L'importance variable des échanges isotopiques témoigne ainsi de différents événements géologiques et de différences de comportements à l'échelle des minéraux, ce que l'on peut résumer de la façon suivante en partant des phénomènes les plus récents.

- Le système ^{87}Rb - ^{87}Sr des phyllosilicates étudiés est resté ouvert, au moins en partie, jusqu'à un stade tardif de l'évolution tectono-métamorphique. Au vu des résultats préliminaires obtenus son comportement ne dépendrait pas de la position microstructurale des phengites. On remarque qu'aucune trace de remobilisation tardive n'a été décelée par les analyses ^{40}K - ^{40}Ar, si ce n'est peut-être pour les chlorites des sous-fractions (c). Cette différence de comportement pourrait être due à une sensibilité plus grande du système ^{87}Rb - ^{87}Sr qui pourrait enregistrer un épisode tardif, peut-être l'épisode 3, trop ténue pour être enregistré par le système ^{40}K - ^{40}Ar.

- L'événement d'âge voisin de 50 M.a. enregistré par le système ^{40}K - ^{40}Ar des phyllosilicates correspond très probablement à l'épisode de déformation 2, qui d'une part permet la néoformation de phengites dans des sites en extension, et qui d'autre part provoque la réouverture totale des phyllosilicates de petite taille.

- Les rapports isotopiques d'un certain nombre de sous-fractions de grande taille montrent que la réhomogénéisation du système ^{40}K - ^{40}Ar de celles-ci n'est pas complète lors de l'événement à 50 M.a. Il s'agit de fractions riches en phyllites qui proviennent de la foliation S_1 plus ou moins déformée. L'étalement des âges obtenus doit être discuté, semble-t-il, plutôt en termes de mécanismes de déformation - recristallisation qu'en termes d'événements tectono - métamorphiques bien déterminés.

- Pour les minéraux antérieurs à l'épisode 2 et dont le système ^{40}K - ^{40}Ar n'a été que partiellement homogénéisé pendant cet épisode 2, il peut subsister une mémoire de l'épisode tectonique 1 responsable de la foliation métamorphique S_1. Il est possible que les fractions actuellement en cours d'analyse par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar permettent de caler cet épisode 1.

Troisième Partie

DISCUSSION GÉNÉRALE - CONCLUSION

CHAPITRE IX

DISCUSSION GÉNÉRALE

Dans la partie précédente, les résultats ont été présentés successivement d'après les techniques mises en oeuvre pour les obtenir : analyse microstructurale d'abord, puis minéralogique et ensuite isotopique. Ces résultats, obtenus indépendamment les uns des autres, mettent en évidence une convergence de comportement aux différentes échelles d'analyse. A partir d'un état initial représenté par les phyllites de la foliation S_1, ils soulignent la différenciation entre les zones de schistosité S_2 et les zones en extension telles que les microfentes d'ouverture. Il faut donc maintenant vérifier la cohérence des différents résultats, ce qui est l'occasion de tenter un bilan qui n'est pour le moment que qualitatif, et non pas quantitatif. Il permet toutefois de faire la part des conclusions qui sont acquises et des problèmes qui restent en suspens. Dans les paragraphes suivants, les différents résultats sont regroupés site par site, et non plus technique par technique. Pour finir, quelques conséquences sont soulignées à l'échelle régionale.

I - LES ZONES D'OUVERTURE

Prenons l'exemple de l'échantillon A77 9. En lame mince (fig.24 B,C,D, chap. IV) des zones où les minéraux sont dépourvus d'inclusions de rutile ou d'opaques se distinguent très

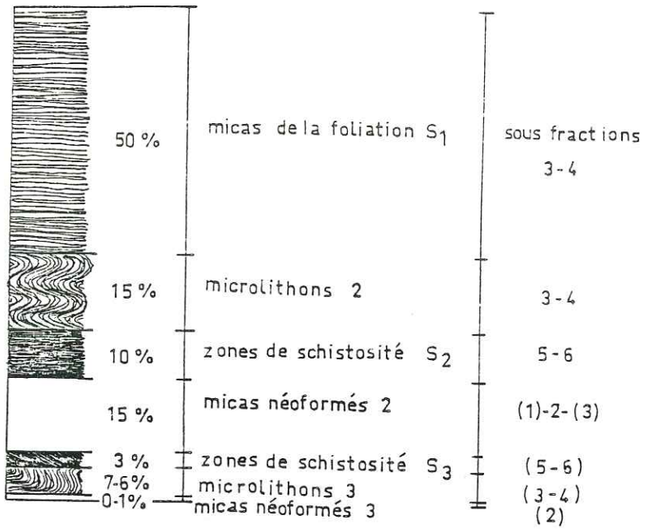


Fig. 55 - Représentation schématique de l'effet des événements tectonométamorphiques 1, 2, 3 sur la roche A77 9

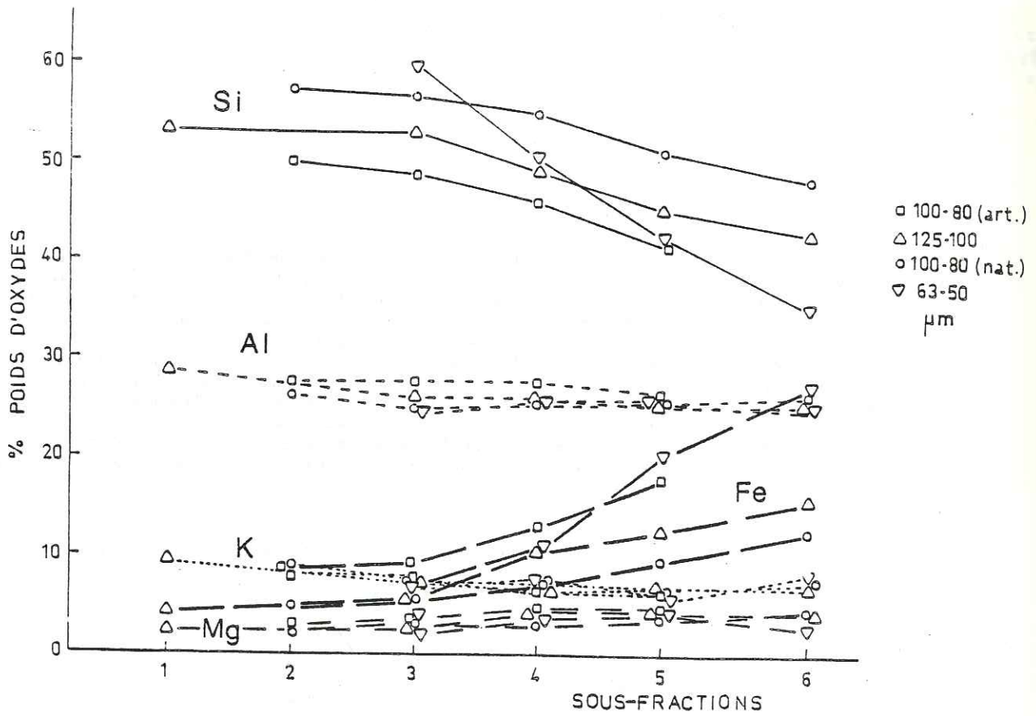


Fig. 56 - Variation de la composition chimique des sous-fractions magnétiques représentatives des différents sites microstructuraux

nettement du fond de la roche où les alignements d'inclusions soulignent les schistosités successives. Dans de nombreux cas, la correspondance entre les deux lèvres de ces zones montre que celles-ci se sont ouvertes dans un milieu qui était initialement continu. Les minéraux limpides qui les remplissent sont pour l'essentiel des micas blancs bien formés, non affectés par les microplis P_2 ou la schistosité S_2, mais déformés très localement par les ondulations P_3 ou la schistosité S_3. Ces micas se forment par conséquent lors de l'ouverture des fentes au cours de l'épisode tectonique 2. Le volume des zones néoformées peut être estimé approximativement à environ 15 % du volume actuel de la roche (fig. 55).

Les zones d'ouverture crées pendant l'épisode tectonique 2 sont remplies par de la matière apportée pendant l'extension. Compte tenu des températures, de l'ordre de 350°C à 400°C (SALIOT, 1978 ; BOCQUET, 1974), auxquelles se font les néoformations, l'apport de matière qu'elles traduisent se fait très probablement par l'intermédiaire de solutions interstitielles. Les minéraux néoformés sont essentiellement des phengites Si 3,40 - Si 3,45, qui reflètent une composition moyenne d'environ 50 % SiO_2, 27 % Al_2O_3, 8 % (Fe_2O_3 + MgO + ...), 10 % K_2O et 5 % H_2O.Les sous-fractions de faible susceptibilité magnétique (1, 2 ou 3 suivant les cas), où les minéraux des zones d'ouverture prédominent, donnent en général des âges apparents ^{40}K - ^{40}Ar faibles (de l'ordre de 50 M.a.). Leurs points représentatifs sont également disposés sur une isochrone à 50,2 ± 2,7 M.a.qui correspond très probablement à l'âge de la cristallisation des micas néoformés (fig. 49 ; chap. VIII) Le système ^{40}K - ^{40}Ar de ces micas n'aurait plus été affecté ensuite contrairement à leur système ^{87}Rb - ^{87}Sr. En effet, quel que soit leur mode de calcul, les âges ^{87}Rb - ^{87}Sr des quelques sous-fractions analysées sont plus récents que 50 M.a. Si l'on se fie à ces résultats préliminaires on est conduit à envisager soit une poursuite des échanges des isotopes du système ^{87}Rb - ^{87}Sr entre les micas et les solutions interstitielles, soit une reprise des échanges lors de l'épisode tectonique 3 ; dans ce dernier cas les effets éventuels de l'épisode 3 sur le système ^{40}K - ^{40}Ar des micas néoformés seraient nuls ou trop ténus pour être décelables.

Finalement, toutes les observations peuvent se résumer de la manière suivante : les zones d'ouverture représentent des zones crées pendant la phase tectonique 2 ; les minéraux qui s'y développent enregistrent les conditions ambiantes lors de ce stade de l'évolution tectono-métamorphique de la roche (CARON, 1977), et l'héritage des caractéristiques microstructurales, minéralogiques et isotopiques de la roche antérieure y est très faible. De plus, dans le cas présent, les modifications ultérieures (épisode 3) sont peu importantes. L'analyse isotopique des minéraux provenant de telles zones néoformées est donc propice à la datation de l'épisode tectono-métamorphique auquel ces minéraux correspondent.

II - LES ZONES DE SCHISTOSITÉ S_2

La déformation que la roche a subie est visualisée par le développement des zones d'ouverture décrites ci-dessus. Si les variations du volume total restent faibles, l'extension dans certaines directions doit s'accompagner d'un raccourcissement dans d'autres. Ce raccourcissement, qui peut s'exprimer par l'apparition d'une schistosité (RAMSAY, 1967; SIDDANS, 1977 ; HOBBS,*et al.*, 1976), est cependant beaucoup plus difficile à chiffrer que l'allongement. En effet, même si les zones de schistosité, bien soulignées par l'alignement et l'accumulation des minéraux opaques, ont un volume actuel estimé à environ 10 % de celui de la roche totale, il faut connaître la valeur moyenne du raccourcissement pour évaluer leur volume initial. Les inclusions de rutile, dont la densité croit au voisinage de ces zones, pourraient être utilisées ici en tant que marqueurs géométriques de la déformation. Tantôt microboudinées, tantôt microplissées, elles pourraient même, par leur distribution dans l'espace, permettre une estimation de l'ellipsoïde de déformation (MITRA, 1976, fig. 31 chap. IV). Malheureusement la diminution de la teneur en titane au coeur des zones de schistosité rend compte très probablement de son départ là où la déformation est très intense. Ainsi, l'utilisation des inclusions de rutile en tant que marqueurs de la déformation pourrait-elle permettre au mieux une estimation par défaut du raccourcissement.

La modification de la géométrie de la roche et l'éventuelle variation de son volume lors de la différenciation entre zones d'ouverture et zones de serrage sont dues en partie à une migration de matière (GRAY, 1977). En effet, des indices de dissolution s'observent fréquemment le long des surfaces de schistosité. En toute rigueur, la comparaison entre la composition des zones affectées par la schistosité de crénulation 2 et celle des zones préservées voisines, devrait

mettre en évidence un ordre de mobilité des éléments. Evaluer la composition chimique des zones de schistosité est toutefois délicat à partir des analyses de minéraux à la microsonde car leur petite taille et l'abondance des inclusions ne permettent pas d'obtenir des analyses significatives, avec les appareils utilisés.

Pourtant, la comparaison qualitative entre zones de schistosité S_2 et zones où la foliation S_1 est localement préservée peut être tentée à l'aide de traversées au microscope électronique à balayage couplé avec des spectromètres de rayons X à énergie dispersive. Une autre possibilité de comparaison est fournie par les analyses chimiques ou les diffractogrammes de rayons X des sous-fractions magnétique constituées par les minéraux représentatifs de ces domaines c'est-à-dire des sous-fractions 5-6 pour les zones de schistosité S_2 et des sous-fractions 3 à 5 pour les zones préservées. Les zones de schistosité sont caractérisées par une augmentation des rapports chlorite/mica, et aussi par une diminution de SiO_2, K_2O et TiO_2, une constance de Al_2O_3, une augmentation de MgO et surtout de Fe_2O_3 (fig.56). Ces variations chimiques traduisent un ordre de mobilité relative des éléments. En raison de la diminution de volume dans ces zones, il est indispensable pour tenter une évaluation quantitative des migrations de matière de trouver un élément de référence. L'aluminium qui semble être l'élément le moins mobile pourrait être choisi, comme cela a été le cas pour l'étude de zones d'altération superficielle (LELONG, 1964, 1967 ; PION, 1979) ou d'autres roches métamorphiques (CARMICHAEL, 1969).

Plusieurs types de réactions pourraient expliquer les migrations de matière induites par le développement des surfaces de schistosité : des modifications continues par échanges ioniques avec les solutions interstitielles, la dissolution de certaines phases (phengites ?), et la cristallisation d'autres phases (chlorites ?). En fait quelles qu'elles soient,les réactions impliquées permettent, qualitativement, un départ sélectif des éléments qui servent à la néoformation dans les zones d'ouverture (cf. ci-dessus). Il est donc probable que les migrations de matière ont lieu aussi bien à l'échelle des minéraux (de l'ordre de la fraction de mm) qu'à celle de la structure (de l'ordre du cm). Seul un bilan chimique quantitatif ou semi- quantitatif entre les zones de schistosité (départ de matière) et les zones d'ouverture (apport de matière) pourrait mettre en évidence des migrations de plus grande ampleur ; il est en effet possible qu'un échantillon représente un système fermé vis-à-vis d'un élément donné alors qu'il fonctionne en système ouvert vis-à-vis d'un autre.

Les âges apparents $^{40}K - ^{40}Ar$ mesurés pour les sous-fractions magnétiques 5 et 6 sont relativement dispersés. Ils sont d'autant plus faibles que les fractions sont plus fines, et tendent alors vers ceux obtenus pour les sous-fractions 1-2 (représentatives des zones d'ouverture). Cette dispersion peut être interprétée comme un héritage variable de matériel préexistant avec une remobilisation plus ou moins complète du système $^{40}K - ^{40}Ar$ pendant l'épisode de déformation 2 (cf. chap. VIII). Partielle pour les minéraux de grande taille, cette remobilisation serait pratiquement complète pour les minéraux de petite taille dont les points représentatifs se disposent sur l'isochrone à 50 M.a. définie à partir des minéraux néoformés.

En résumé, les zones de schistosité S_2 traduisent un raccourcissement lié à un départ de matière. Les migrations d'éléments majeurs, probablement par l'intermédiaire de solutions interstitielles, sont accompagnées d'échanges isotopiques. Ces derniers restent toutefois incomplets pour les minéraux de grande taille, ce qui signifie qu'il y subsiste probablement des fragments ou des domaines hérités et que l'agencement de tous les phyllosilicates parallèlement aux surfaces de schistosité est non seulement acquis par croissance cristalline, mais également par la rotation de minéraux préexistants (SIDDANS, 1977 ; KNIPE, 1980). Enfin, l'identité des âges obtenus d'une part sur les minéraux représentatifs des zones d'ouverture et d'autre part sur certains minéraux des zones de schistosité S_2, souligne le synchronisme des processus de dissolution-cristallisation au cours de la phase tectonique 2 et constitue un argument supplémentaire en faveur de leur complémentarité.

III - LA FOLIATION S_1

L'état de la roche avant la différenciation, liée à l'épisode 2 et commentée ci-dessus, est préservé dans les parties où la foliation S_1 a été épargnée par les crénulation S_2. On peut regrouper ces zones à foliation plane avec les zones à microlithons car globalement les caractères

de ces deux types de domaines sont équivalents. En effet, quand la schistosité de crénulation n'est pas trop accentuée,une légère différenciation entre les flancs et la charnière des microplis P_2 est soulignée par la variation de la densité des inclusions qui respectivement y augmente ou diminue; ces flancs et ces charnières paraissent cependant suffisamment complémentaires pour que les microlithons puissent dans leur ensemble être assimilés à un système fermé. De plus, étant donné que la séparation ne permet pas d'isoler les différentes parties (flancs et charnière) d'un même microlithon, les grains représentatifs de ces domaines ne sont pas fondamentalement différents de ceux qui proviennent des zones préservées. D'ailleurs sur grains isolés comme sur surfaces de cassures, tous les grains issus de ces deux types de domaines sont caractérisés par la fréquence de leurs inclusions de rutile et par l'existence très générale de sous-grains de taille voisine de 20 à 50 µm (cf. chap. IV). Les largeurs cumulées des zones où la foliation S_1 est restée plane représentent environ 50 % de l'épaisseur totale de la roche, celle des microlithons environ 15 %.

La lithologie des échantillons sélectionnés est assez constante ; les minéraux constitutifs étant essentiellement des micas blancs et des chlorites, associés à de faibles quantités de quartz, de feldspaths et parfois de calcite. Une telle composition minéralogique caractérise souvent les sous-fractions 4 de la plupart des fractions granulométriques (sous-fractions 3 à 5 suivant le cas), qui présentent également une composition chimique proche de celle de la roche totale. les sous-fractions 3 à 5 représententeraient donc pour la composition chimique comme pour les microstructures, l'état de la roche avant l'épisode tectono-métamorphique 2, dans la mesure où cette roche aurait fonctionné en système fermé vis-à-vis de la plupart des éléments majeurs.

En ce qui concerne les résultats isotopiques, les sous-fractions 3 à 5 représentatives de la foliation S_1 donnent les âges apparents $^{40}K - ^{40}Ar$ les plus élevés. Ceci signifie que les domaines où la foliation S_1 est encore nette témoignent aussi au niveau des isotopes d'une influence faible de l'épisode 2, et confirme qualitativement la conclusion précédente. La dispersion des points représentatifs des sous-fractions 3 à 5 dans un diagramme (^{40}Ar / ^{36}Ar ; ^{40}K / ^{36}Ar) soulève cependant le problème de la signification de ces résultats qui indiquent que les systèmes $^{40}K - ^{40}Ar$ des phyllosilicates ont été affectés de manière différentielle depuis l'épisode tectonique 1. Il en résulte que la méthode $^{40}K - ^{40}Ar$ conventionnelle n'est pas un outil adéquat pour dater les événements tectono-métamorphiques précoces (phase 1) qui ont affecté les roches étudiées ici. En revanche, la sensibilité de ce système isotopique par rapport aux processus de déformation-recristallisation permet de préciser ces derniers. En effet, les points représentatifs des sous-fractions où la proportion de grains recristallisés est la plus forte tendent à s'aligner sur l'isochrone à50,2 ± 2,7 M.a., définie à partir des grains néoformés. Les points représentatifs d'autres sous-fractions, principalement composées de grains déformés et restaurés, semblent par contre se disposer sur une droite de pente plus forte(57,6 ± 2,8 M.a. pour l'échantillon A77 9). Plusieurs interprétations, qui restent pour le moment conjecturales, sont possibles (chap. VIII). On peut notamment envisager que les mécanismes de déformation - restauration ne provoquent qu'une ouverture partielle du système $^{40}K - ^{40}Ar$ des phyllosilicates, tandis que la recristallisation permet une réhomogénéisation totale ; ces différences de comportement pourraient s'expliquer par l'existence, dans le réseau des phengites, de deux sites de l'Ar inégalement sensibles à la déformation - restauration. Ainsi, les micas blancs des Schistes lustrés seraient, comme cela a été également établi par CHOPIN et MALUSKI (1980), sensibles non seulement à des événements thermiques (JÄGER, 1979), mais aussi à des événements mécaniques.

IV - IMPLICATIONS RÉGIONALES

Les résultats obtenus semblent avoir trois implications principales pour la géologie régionale des Schistes lustrés.

1. SUBSTITUTION PHENGITIQUES ET CONDITIONS DU METAMORPHISME

Les micas blancs des roches étudiées sont essentiellement des phengites caractérisées par des substitutions muscovite - céladonite comprises entre environ Si 3,30 et Si 3,60. Les valeurs obtenues varient non seulement suivant le lieu de prélèvement des échantillons, mais aussi à l'in-

térieur d'un même échantillon. Les résultats obtenus par SALIOT (1978) dans les Schistes lustrés du Queyras et de Vanoise sont ainsi confirmés, avec toutefois la précision supplémentaire suivante : les phengites néoformées pendant la phase tectonique 2 sont systématiquement plus substituées que celles qui proviennent de la foliation S_1 (cf. chap. VI).

D'après les travaux de VELDE (1965, 1967) (chap. III, fig. 16), cette variation dans la composition des phengites traduirait une augmentation de la pression et / ou une diminution de la température entre l'épisode 1 et l'épisode 2. Ceci est cependant en contradiction avec l'évolution des conditions de métamorphisme dont témoignent les assemblages minéralogiques des roches de cette région (BOCQUET, 1974 ; CARON, 1977 ; SALIOT, 1978). Ainsi, il semble plutôt que la substitution phengitique maximale compatible avec les conditions données de pression et de température n'a pas pu se réaliser car les éléments nécessaires n'étaient pas disponibles dans les milieux peralumineux des séquences pélitiques étudiées ici (SALIOT, 1978). Ceci expliquerait en particulier les substitutions limitées des phengites de la foliation S_1. Lors de l'épisode tectono-métamorphique 2, la plus grande mobilité de Si à l'échelle de la microstructure permettrait une différenciation en microdomaines (zones d'ouverture) où la plus grande quantité de Si disponible permettrait des substitutions phengitiques plus importantes.

2. AGE DE L'EPISODE TECTONO-METAMORPHIQUE 2

Parmi les résultats isotopiques obtenus ici, le seul qui caractérise vraiment un événement géologique est l'âge voisin de 50 M.a. (Eocène inférieur) attribué à l'épisode 2. Cet âge est proche de certaines valeurs obtenues précédemment sur des phengites des Schistes lustrés, mais dont la signification géologique n'était pas clairement établie (BOCQUET *et al.*, 1974). En effet, sur la base d'une comparaison entre les résultats $^{40}K - {}^{40}Ar$ et $^{87}Rb - {}^{87}Sr$, ces auteurs n'ont envisagé que l'influence d'un événement de type lépontin (à 35 - 40 M.a.) et ont interprété les valeurs à 50 M.a. en termes de surpression d'Ar.

La datation de l'événement 2 permet de préciser le schéma de l'évolution tectonique des Schistes lustrés (CARON *et al.*, 1973 ; CARON, 1977 ; TRICART *et al.*, 1977 ; TRICART, 1980 ; chap. I fig. 4). Daté ici de 50 M.a. environ au coeur de la zone piémontaise, cet épisode 2 se produirait vers 35 - 40 M.a. (limite Eocène - Oligocène), au bord externe de la zone briançonnaise ; ce décalage souligne bien l'évolution spatiale de la déformation 2 qui gagne progressivement des domaines de plus en plus externes.

3. MECANISMES DE DEFORMATION

La zone piémontaise, dans son ensemble, a été intensément déformée lors de la tectogenèse alpine car elle s'est comportée comme une zone de grande ductilité . Lors de l'épisode 2, cette ductilité peut s'expliquer à l'échelle des microstructures par deux mécanismes principaux de déformation qui paraissent se relayer dans le temps. Le microplissement de la foliation S_1 par flexion et restauration, avec ou sans recristallisation des minéraux, correspond à des processus de déformation intracristallins. La migration de matière qui reflète la différenciation entre les sites en dissolution et les sites en néoformation correspond à des processus intercristallins liés à des stades de déformation plus intenses.

La migration de matière sous l'effet des contraintes se manifeste à différentes échelles. A l'échelle de l'échantillon, elle se traduit par la complémentarité entre les zones de schistosité et les microfentes. La même complémentarité existe très probablement à une échelle plus fine entre les flancs et les charnières des microlithons (cf. KNIPE, 1980). L'existence et le rôle éventuel d'une migration de matière sur des distances plus grandes (affleurement ou même région) restent hypothétiques.

CHAPITRE X

CONCLUSION

Les principaux résultats acquis au cours de ce travail peuvent être résumés de la manière suivante.

1. Dans le domaine alpin étudié, les Schistes lustrés à structures polyphasées contiennent différents types de micas blancs qui peuvent être caractérisés en fonction de leur position par rapport aux microstructures (chap. IV).

2. Les inclusions de rutile des micas sont, par leur répartition et leur densité, les meilleurs marqueurs géométriques des différents réagencements microstructuraux qui ont affecté ces phyllites. (chap. IV).

3. La déformation des micas se fait par des mécanismes intracristallins et intercristallins.

   - Les mécanismes intracristallins sont responsables de la flexion, de la restauration (individualisation de sous-grains), ainsi que d'une partie des recristallisations dans les zones très déformées.
   - Les mécanismes intercristallins de dissolution-précipitation induisent la néoformation de phengites dans les zones d'ouverture (chap. IV).

4. Les principales transformations microstructurales et minéralogiques sont subies par la foliation S_1 lors de l'épisode tectono-métamorphique 2 (chap. IV et VI).

5. Différents types de phengites coexistent dans chaque échantillon. L'intensité de la substitution phengitique dépend de la position microstructurale des minéraux. Les phengites néoformées au cours de l'épisode 2 sont plus substituées que les micas de la foliation S_1 (chap. V et VI).

6. Les contrôles microstructuraux, minéralogiques et chimiques permettent de relier les phyllites obtenues après séparation granulométrique et magnétique, aux différents types de phyllites reconnus en place dans la roche (chap. III et VII).

7. Les mesures $^{40}K - {}^{40}Ar$ mettent en évidence des échanges isotopiques variables en fonction des caractères microstructuraux des phyllites (chap. VIII).

   - Les micas précoces, associés à la foliation S_1, ont subi au cours de l'épisode 2 un réequilibrage isotopique partiel. La réhomogénéisation est d'autant plus importante que les micas présentent des stades de déformation (flexion et restauration) ou de recristallisation plus intenses. Dans ce cas le système ^{40}K / ^{40}Ar ne fournit pas un âge mais peut servir de marqueur des conditions mécaniques et thermiques de la déformation.
   - L'homogénéité isotopique des micas néoformés au cours de l'épisode tectonométamorphiques 2 est telle qu'il est possible de dater leur cristallisation à environ 50 M.a.
   - L'épisode tectonométamorphique 3 n'a pas d'effet sensible sur le système $^{40}K - {}^{40}Ar$ des micas étudiés.

8. La méthode $^{87}Rb - {}^{87}Sr$ fournit des valeurs différentes de celles de la méthode $^{40}K - {}^{40}Ar$. Les deux système isotopiques ne réagissent pas avec la même sensibilité aux événements tectonométamorphiques complexes qui affectent les Schistes lustrés. L'histoire $^{40}K - {}^{40}Ar$ des phengites se termine avant leur histoire $^{87}Rb - {}^{87}Sr$ (chap. VIII).

9 - Des variations régionales entre les différents échantillons sont décelable à la fois par les microstructures, la minéralogie et la chimie isotopique. Ces variations concomitantes traduisent, lors de l'épisode 2, des recristallisations plus importantes à l'E qu'à l'W de la région étudié (chap. IV, VI, VIII).

Ainsi, dans une même roche métamorphique à structure polyphasée l'étude conjugée des caractères morphologiques, chimiques et isotopiques des micas selon leur position microstructurale constitue un outil qui permet de connaître l'histoire de la roche et de préciser les principales étapes de son évolution.

L'approche microstructurale permet de reconnaître les minéraux caractéristiques d'un stade précis de l'évolution tectono-métamorphique et par conséquent d'interprêter les résultats isotopiques obtenus.

En retour, la réhomogénéisation totale ou partielle des systèmes isotopiques des micas représente un marqueur particulièrement sensible des mécanismes de restauration, recristallisation et néoformation de ces minéraux lors de la déformation des roches qui les contiennent.

BIBLIOGRAPHIE

BARONNET A. (1976) - Polytypisme et polymorphisme dans les micas. Contribution à l'étude du rôle de la croissance cristalline. Thèse Sci. Aix-Marseille III, T 1, 256 p., T 2, 130 fig.

BEARTH P. (1962) - Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 42, p. 127-137.

BERNER R.A. (1971) - Principles of Chemical Sedimentology. Mc. Graw-Hill Book Cy, New York, 240 p.

BOCQUET J. (1971) - Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae geol. Helv.* 64, p. 71-103.

BOCQUET J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Sci. Grenoble, 489 p.

BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMENACHER D. (1974) - K - Ar and Rb - Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the western Alps. *Contr. Mineral Petrol.*, 47, p. 7-26.

BONHOMME M., THUIZAT R., PINAULT Y., CLAUER N., WENDLING A. et WINKLER R. (1975) - Méthode de datation potassium-argon. Appareillage et technique. Notes Techn. Inst. Géol., Strasbourg, 3, 53 p.

BOULTER C.A. et RÅHEIM A. (1974) - Variation in Si^{4+} content of phengites through a three stage deformation sequence. *Contr. Mineral. Petrol.* 48, p. 57-71.

BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M. et TRICART P. (1979) - Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes) : nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 180-182.

BRADLEY W.F. et GRIM R.E. (1961) - Mica clay minerals. In : The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. George Brown Ed., Miner. Soc. London, p. 208-241.

BROWN F.H. (1968) - The Si^{4+} content of natural phengites a discussion. *Contr. Mineral. Petrol.*, 17, p. 78-81.

BROWN G. (Ed.) (1961) - The X-ray identification and crystal structures of clay mineral. *Min. Soc.*, London, 544 p.

CARMICHAEL D.M. (1969) - On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz - bearing pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 20, p. 244-267.

CARON J.M. (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 48, 326 p.

CARON J.M. (1979) - Relations entre métamorphisme et déformation dans les Alpes cottiennes. *Eclogae geol. Helv.*, 72, p. 497-507.

CARON J.M. et JEANNETTE D. (1975) - Cisaillements et cristallisations dans les roches métamorphiques : interprétation de quelques microstructures. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17, p. 708-720.

CARON J.M., SCHUMACHER F. et TRICART P. (1973) - Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 26, p. 245-258.

CHATTERJEE N.D. (1971) - Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Maira massif, Western italian Alps. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 114, p. 181-245.

CHATTERJEE N.D. (1972) - The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences. *Contr. Mineral. Petrol.*, 34, p. 288-303.

CHATTERJEE N.D. (1976) - Margarite stability and compatibility relations. *Am. Mineral.*, 61, p. 699-709.

CHERDYNTSEV V.V. et KOLESNIKOW Ye. M. (1965) - Old atmospheric argon in sedimentary rock minerals. *Doklady Akad. Nank SSSR*, 165, p. 196-199.

CHOPIN C. (1979) - De la Vanoise au massif du Grand Paradis. Une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse 3ème cycle, Paris, 145 p.

CHOPIN C. et MALUSKI H. (1978) - Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation ^{39}Ar / ^{40}Ar sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 XX, p. 745-749.

CHOPIN C. et MALUSKI H. (1980) - ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : Evidence against the blocking temperature concept. *Contr. Mineral. Petrol.*, 74, p. 109-122.

CHOUKROUNE P. (1971) - Contributions à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" ("pressure Shadows"). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 13, p. 257-271.

CLAUER N. (1976) - Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 45, 256 p.

COLLECTIF (1978a)- Le point sur les méthodes d'analyse des roches utilisées au laboratoire de spectrométrie. Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface. Notes techn. Inst. Géol., Strasbourg, 9, 37 p.

COLLECTIF (1978b)- Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons X. Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface. Notes techn. Inst. Géol., Strasbourg, 1, 33 p.

COMPAGNONI E., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., GOSSO G., LOMBARDO B. et WILLIAMS P.F. (1975) - The Sesia-Lonzo zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the western italian Alps. Italy - U.S.A. cooperative project on high pressure-low temperature metamorphism in the western Alps. Internal. Report, 2, 54 p.

CROWLEY M.S. et ROY R. (1964) - Crystalline solubility in the muscovite and phlogopite group. *Amer. Mineral.*, 49, p. 348-362.

DAL PIAZ G.V. (1974a) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apennique. (Première partie : considérations paléogéographiques). *Boll. Soc. geol. Ital.*, 93, p. 437-468.

DAL PIAZ G.V. (1974b) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apennique (Deuxième partie) *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 54, p. 399-424.

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G. (1972) - La zona Sesia-Lauzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 11, p. 433-466.

DALRYMPLE G.B. et LANPHERE M.A. (1969) - Potassium-Argon dating. W.H. Freeman and Cy.. San Francisco et Londres, 258 p.

DEBELMAS J. (1974) - Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Géologie de la France, vol. 2, Doin, éd., Paris, 544 p.

DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1970) - The Western Alps : palaeogeography and structure. *Earth. Sci. Rev.*, 6, p 221-256.

DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980) - Les Alpes franco-italiennes. France. Introduction à la géologie du Sud-Est. Livret-Guide G 18-4, 26ème Congrès géol. Intern., Paris, p. 21-58.

DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1966) - An introduction to the rock forming minerals. Longman Ed., 528 p.

DUNOYER DE SEGONZAC G. et ABBAS M. (1976) - Métamorphisme des argiles dans le Rhétien des Alpes sud-occidentales. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 29, p. 3-20.

DURNEY D.W. (1972) - Deformation history of the western Helvetic nappes, Valais, Switzerland. Ph. D. Thesis, London Univ., 327 p.

DURNEY D.W. et RAMSAY J.G. (1973) - Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In : Gravity and Tectonics, Wiley, London, p. 67-96.

ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie). *Mém. expl. Carte géol. d'ét. Fr.*, 561 p.

ELTER G. (1971) - Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèse sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alpine*, 47, p. 147-169.

ERNST W.G. (1973) - Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 2053-2078.

ETHERIDGE M.A., HOBBS B.E. et PATERSON M.S. (1973) - Experimental deformation of single crystals of biotite. *Contr. Miner. Petrol.*, 38, p. 21-36.

ETHERIDGE M. et HOBBS B. (1974) - Chemical and deformational controls on recrystallization of mica. *Contr. Mineral. Petrol.*, 43, p. 111-124.

EUGSTER H.P. et YODER H.S. (1955) - The join muscovite-paragonite. Carnegie Inst. , Washington Year book, 54, p. 124.

EVANS B.W. (1965) - Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Amer. J. Sci.*, 263, p. 647-667.

FAURE G. (1977) - Principles of isotope Geology. J. Wiley and Sons, New York, Santa Barbara, London, Sydney, Toronto, 464 p.

FAURE G. et POWELL J.L. (1972) - Strontium Isotope Geology. Berlin-Heidelberg, New-York : Springer, 188 p.

FRANCHI S. (1898) - Sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 29, p. 173-247 - 325-482.

FRANCHI S. (1911) - L'età e la struttura della sinclinale piemontese dopo la scoperta del Retico nell'alta Valle di Susa. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 42, p. 171-187.

FRANTZ G., HINRICHSEN T. et WANNEMACHER E. (1977) - Determination of the miscibility gap on the solid solution series paragonite-margarite by means of the infrared spectroscopy. *Contr. Mineral. Petrol.*, 59, p. 307-316.

FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JÄGER E. et NIGGLI E. (1974) - Alpine metamorphism of the Alps. A review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, p. 247-290.

FREY M., HUNZIKER J.C., O'NEIL J.R. and SCHWANDER H.W. (1976) - Equilibrium - disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps : petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contr. Mineral. Petrol.*, 55, p. 147-179.

FRITZ B. et DUNOYER G. (1975) - Les phengites. Notes techn. Inst. Géol., Strasbourg, 4, 17 p.

FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. et ROBERT D. (1977) - Les Schistes lustrés à "ophiolites" de Haute-Maurienne sont-ils le reflet d'une étape paléo-tectonique des Alpes occidentales ? C.R.Somm.Soc.géol. Fr., 6, p. 330-332.

GATINEAU L. (1964) - Structure réelle de la muscovite. Répartition des substitutions isomorphes. Thèse Sci. Paris et *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, LXXXVII, p. 321-355.

GAY M. (1972) - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. Evolution structurale. *Arch. Sci. Genève*, 25, p. 5-100 et 165-214.

GOFFE B. (1975) - Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3ème cycle, Orsay, 181 p.

GOSSO G. (1977) - Metamorphic evolution and fold history in the eclogitic micaschists of the upper Gressoney Valley (Sesia-Lanzo zone, western Alps). *C.R. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33 (1), p. 389-407.

GRAY D. (1977) - Differentiation associated with discrete crenulation cleavages. *Lithos*, 10, p. 89-101.

GRAY D. et DURNEY D. (1979) - Crenulation cleavage differentiation : implications of solution - deposition processes. *J. Struct. Geol.*, 1,1, p. 73-80.

GUIDOTTI C.V. (1973) - Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. *Contr. Mineral. Petrol.*, 42, p. 33-42.

HACCARD D. et LEMOINE M. (1970) - Sur la stratigraphie et les analogies des formations sédimentaires associées aux ophiolites dans la zone piémontaise des Alpes ligures (zones de Sestri-Voltaggio et de Montenotte) et des Alpes Cottiennes (zone du Gondran, Queyras, Haute-Ubaye). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 209.

HARPER C.T. (1970) - Graphical solutions to the problem of radiogenic argon 40 loss from metamorphic minerals. *Eclogae Geol. Helv.*, 63, p. 119-140.

HICKEL D. (1972) - Cristallochimie des phengites dans les quartzites micacés métamorphiques du Permo-Trias des Alpes piémontaises. Thèse 3ème cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 56 p.

HOBBS B.E., MEANS W.D. et WILLIAMS P.F. (1976) - An outline of structural geology. Wiley, New York, 571 p.

HÖCK V. (1974) - Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria. *Contr. Mineral. Petrol.*, 43, p. 261-273.

HUNZIKER J.C. (1974) - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. *Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 31, 54 p.

HUNZIKER J.C. (1979) - Potassium Argon Dating. In : Lectures in Isotope Geology, Jäger and Hunziker Ed., Springer Verlag, Berlin,Heidelberg,New York, p. 52-76.

IIYAMA J.T. (1964) - Etude des réactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite - paragonite. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 87, p. 532-541.

JACKSON K.A. et WEST J. (1931) - The crystal structure of muscovite K Al_2 (Al Si_3) O_{10} $(OH)_2$. *Z. Krist.*, 76, p. 211-227.

JACKSON K.A. et WEST J. (1933) - The crystal structure of muscovite K Al_2 (Al Si_3) O_{10} $(OH)_2$. *Z. Krist.*, 85, p. 160-164.

JÄGER E. (1979) - Introduction to Geochronology. *In:* "Lectures in Isotope Geology". E. Jäger et J.C. Hunziker (Ed.), Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 1-12.

JÄGER E., NIGGLI E. et WENK E. (1967) - Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F. 134, 67 p.

JÄGER E. et HUNZIKER J.C. (Ed.) (1979) - Lectures in Isotope Geology. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg,New York, 329 p.

KIENAST J.R. et VELDE B. (1970) - Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. *C.R. Acad. Sci.*, D, p. 637-640.

KLIEGFIELD R., HUNZIKER J.C. et SCHAMEL S. (1977) - K-Ar ages of multiply deformed metasedimentary rocks from the Alpi Aquane, Northern Apennines and their tectonic implications. Abstract European Colloquium of Geochronology, Pisa.

KNIPE R.J. (1980) - The interaction of deformation and metamorphism in slates. Abstr. Intern. Conf. The effect of deformation on rocks. Göttingen, 9-12 avril 1980, p. 141-142.

LELONG F. (1964) - Etude minéralogique d'un profil d'altération sur roche granitique en Guyane Française. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 17, p. 263-286.

LELONG F. (1967) - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française). *Sciences de la Terre*, Nancy, 14, 188 p.

LEMOINE M. (1971) - Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. *Géol. Alpine*, 47, p. 181-201.

LEMOINE M., BOURBON M. et TRICART P. (1978) - Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Tethys : données nouvelles et conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 286, p. 1237-1240.

LEMOINE M., STEEN D. et VUAGNAT M. (1970) - Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat.*, Genève, N.S., 5, p. 44-59.

MICHARD A. (1977) - Charriages et métamorphisme haute pression dans les Alpes cottiennes méridionales : à propos des schistes à jadéite de la bande d'Acceglio. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 4, p. 883-892.

MITRA S. (1976) - A quantitative study of deformation mechanism and finite strain in Quartzites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 59, p. 203-226.

MUSSET A.E. et DALRYMPLE G.B. (1968) - An investigation of the source of air Ar contamination in K-Ar dating. *Earth Plan. Sci. Letters*, 4, 6, p. 422-426.

NICOLAYSEN L.O. (1961) - Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 91, p. 198-206.

PABST A. (1955) - Redescription of the single layer structure of the micas. *Amer. Mineral.*, 40, p. 967-974.

PARFENOFF A., POMEROL C. et TOURENQ J. (1970) - Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination. Masson & Cie, 479 p.

PAULING L. (1930) - The structure of the micas and related minerals. *Proc. nat. Acad. Sci. U.S.*, 16, p. 123-129.

PINAULT Y. (1974) - Datation K - Ar de phénomènes métamorphiques dans les Alpes sud-occidentales. Techniques et appareillage. Application. Dipl. Ing. Géoph., Inst. Phys. Globe, Strasbourg, 85 p.

PION J.C. (1979) - Altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute Volta. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 57, 220 p.

RAGUIN E. (1930) - Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). *Mém. expl. Carte géol. dét. Fr.*, 107 p.

RÅHEIM A. (1977) - Petrology of the strathgordon Area Western Tasmania. Si^{+4} content of phengite mica as monitor of metamorphic grade. *J. Geol. Soc. Aust.*, 24, p. 329-338.

RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill Book Cy, New York, 568 p.

RICOU L.E. (1977) - Réflexions sur la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales à la lumière de l'expérience orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIX, 5, p. 1103-1107.

SALIOT P. (1973) - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C.R. Acad. Sci.*, 276, p. 3081-3084.

SALIOT P. (1978) - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Sci., Paris, 183 p.

SCHUMACHER F. (1972) - Contribution à l'étude structurale du Haut Val Grana (zones internes des Alpes cottiennes, Italie). Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 82 p.

SIDDANS A.W.B. (1977) - The development of slaty cleavage in a part of the french Alps. *Tectonophysics*, 39, p. 533-557.

SMITH J.V. et YODER H.S. (1956) - Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Mineral. Mag.*, 31, p. 209-235.

STEIGER R.H. et JÄGER E. (1977) - Subcommission on Geochronology : Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 36, p. 359-362.

SWEATMAN T.R. et LONG J.V.P. (1969) - Quantitative electron-probe microanalysis of rock-forming minerals. *Petrol.*, 10, (2), p. 332-379.

TAKEDA H. (1971) - Distribution of mica polytypes among space groups. *Amer. Mineral.*, 56, p. 1042-1056.

TAKEDA H. et MOROSIN (1975) - Comparison of observed and predicted structural parameters of mica at high temperature. *Acta Crystallogr.* B 31, p. 2444-2452.

TAKEUCHI Y. (1966) - Structures of brittle micas. Clays and Clay Min. 1-24. Proc.

TRAUTH D., EHRET G., EBERHART J.P. et WEBER F. (1977) - Microscopie électronique et minéraux argileux : résultats obtenus et orientations actuelles. Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface, Note techn. Inst. Géol., Strasbourg, 7, 16 p.

TRICART P. (1973) - Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France). Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 193 p.

TRICART P. (1980) - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Doc. ès Sci., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 407 p.

TRICART P., CARON J.M., GAY M. et VIALON P. (1977) - Relais de schistosité, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 19, p. 873-881.

TRÜMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 71, p. 843-908.

TUREKIAN K.K. (1965) - Some aspects of the geochemistry of marine sediments. *In :* Riley et Skirrow (Ed.); Chemical oceanography, 2, Academic Press, London, p. 81-126.

VELDE B. (1965) - Phengite micas : synthesis, stability and natural occurence. *Amer. J. Sci.*, 263, p. 886-913.

VELDE B. (1967) - Si^{+4} content of natural phengites. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 14, p. 250-258.

VELDE B. (1968) - The Si^{+4} content of natural phengites. A reply. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 17, p. 82-84.

WISE W.S. et EUGSTER H.P. (1964) - Celadonite : systhesis, thermal stability and occurrence. *Amer. Mineral.*, 49, p. 1032-1083.

YODER H.S. et EUGSTER H.P. (1955) - Synthetic and natural muscovites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 8, p. 225-280.

ZEN E. et ALBEE A.L. (1964) - Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schistes. *Amer. Mineral.*, 49, p. 904-925.

A D D E N D U M

NITSCH K.H. (1972) - Das P -T - CO_2 Stabilitätsfeld von Lawsonit. *Contr. Mineral. Petrol.*, 34, p. 116-134.

MARESCH W.V. (1977) - Experimental studies on glaucophane : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, p. 109-125.

LISTE DES FIGURES

Pages

1 - Les Schistes lustrés dans les Alpes occidentales. Localisation des grands ensembles structuraux (d'après CARON *et al.*, 1973) et zonation métamorphique (d'après SALIOT, 1978) 4

2 - Esquisse des principaux types de séries stratigraphiques dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes (d'après BOURBON *et al.*, 1979 5

3 - Coupe schématique au niveau du M. Fraiteve. Interprétation de la disposition relative des principales unités tectoniques et comportement des lawsonites dans les calcschistes pendant l'épisode 2 (d'après CARON, 1977) 6

4 - Chronologie et évolution spatiale de la structuration dans les Alpes cottiennes (d'après CARON, 1979 et TRICART, 1980) 7

5 - Evolution des conditions du métamorphisme de la phase 1 à la phase 2 dans les Alpes cottiennes 8

6 - Vue en perspective de la monocouche "mica" (BARONNET, 1976) 9

7 - Structure d'un mica dioctaédrique (d'après DEER *et al.*, 1966 et BARONNET, 1976)..... 10

8 - Structure réelle du feuillet octaédrique (BARONNET, 1976). (a) - Feuillet octaédrique des micas trioctaédriques. (b) - Feuillet octaédrique de la muscovite d'après GATINEAU (1964) 11

9 - Structure du feuillet tétraédrique (BARONNET, 1976). (a) - Feuillet tétraédrique vu selon C. (b) - Feuillet tétraédrique des micas dioctaédriques d'après TAKEUCHI (1966) 11

10 - Equilibre de phases dans le système muscovite + quartz et courbe de décomposition de la muscovite seule (d'après EVANS, 1965)..... 13

11 - Domaines de stabilité (a) des assemblages paragonite + quartz et margarite + quartz à P_{H2O} variable, (b) de la margarite seule et de l'assemblage margarite + quartz à $P_{H2O} = P_{tot}$.....

12 - Solutions solides entre les pôles muscovite et paragonite. Domaines de stabilité à 1 Kb d'après IIYAMA (1964) et à 2 Kb d'après EUGSTER et YODER (1955) 14

13 - Solvus paragonite - margarite. Données expérimentales (FRANTZ *et al.*, 1977) et naturelles (CHOPIN, 1979) 14

15 - Phengites synthétiques. Limites expérimentales des solutions solides entre les pôles muscovite et céladonite (d'après VELDE, 1965)..... 15

16 - Teneur en Si^{4+} et domaines de stabilité des phengites (d'après VELDE, 1967)..... 16

17 - Structures polytypiques simples et régulières des micas (d'après SMITH et YODER, 1956)... 17

18 - Répartition des polytypes des micas dioctaédriques dans un diagramme pression - température (BARONNET, 1976)..... 17

19 - Les Schistes lustrés des Alpes cottiennes. Localisation des échantillons et détail des techniques appliquées 20

20 - Diffractogrammes de rayons X de muscovites synthétiques (d'après BRADLEY et GRIM, 1961).. 24

21 - Difficultés lors d'analyses chimiques ponctuelles à la microsonde électronique liées au pouvoir de résolution de l'appareil (a) et aux imperfections des surfaces étudiées (b) 24

22 - Relations graphiques entre les quantités d'isotopes radioactifs (Pères) et radiogéniques (Fils) présents à l'instant t .....

23 - Superposition schématique à l'échelle de la lame mince des trois familles principales de surfaces S_1, S_2 et S_3 35

24 - Microstructures superposées 37-36

Pages

25 - Schéma récapitulatif des principaux sites microstructuraux résultant de la superposition des épisodes de déformation 1, 2 et 3 et ellipsoïde de déformation correspondant à l'épisode 2 39

26 - Mécanismes possibles pour l'acquisition de l'orientation préférentielle des minéraux phylliteux 40

27 - Différentes positions de phyllites par rapport aux microstructures 41

28 - Schéma récapitulatif de l'évolution microstructurale des minéraux. Application aux micas blancs 42

29 - Aspect des micas au microscope électronique à balayage (Echantillon A 77 9) 44

30 - Les différents types d'inclusions des micas 46

31 - Schéma récapitulatif de la variation de répartition des inclusions dans les micas 47

32 - Histogrammes de répartition des teneurs en Si^{4+} des micas 50-51

33 - Etalement des substitutions phengitiques en fonction de la lithologie des échantillons et de leur position dans le bâti régional 52

34 - Rapport entre l'Al tétraédrique et l'Al octaédrique des phengites 54

35 - Rapport entre les teneurs en Si et en Mg des phengites 54

36 - Teneur en Si des micas selon leur position microstructurale. Lame A77 9 56

37 - Teneur en Si des micas selon leur position microstructurale. Lame A77 36 56

38 - Teneur en Si des micas selon leur position microstructurale. Lame A77 13 56

39 - Portrait-robot des différents types de phengites 58

40 - Phengites et microstructures de l'échantillon A77 9 - Tableau récapitulatif 62

41 - Phengites et microstructures de l'échantillon A77 36 - Tableau récapitulatif 62

42 - Diffractogrammes de rayons X des sous-fractions magnétiques de 100 à 80 µm (naturelle), 630 à 500 µm et 100 à 80 µm (800-630 µm artificielle) de l'échantillon A77 9 64

43 - Diffractogrammes de rayons X des sous-fractions magnétiques de 80 à 63 µm, 125 à 100 µm et 165 à 125 µm de l'échantillon A77 9 65

44 - Diffractogrammes de rayons X des sous-fractions magnétiques de 63 à 50 µm des deux échantillons A77 9 et A77 36 66

45 - Diffractogrammes de rayons X des fractions granulométriques inférieures à 63 µm des deux échantillons A77 9 et A77 36 66

46 - Diffractogrammes de rayons X des sous-fractions magnétiques de 50 à 32 µm, 165 à 125 µm et 200 à 165 µm de l'échantillon A77 36 67

47 - Relations entre les rapports d'intensité mica/chlorite obtenus par diffraction des rayons X et les rapports $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO)$ obtenus par analyse chimique 68

48 - Ages apparents $^{40}K - ^{40}Ar$ des différentes fractions et sous-fractions de l'échantillon A77 9 72

49 - Echantillon A77 9. Diagramme [$^{40}Ar/^{36}Ar$; $^{40}K/^{36}Ar$]..... 72

50 - Echantillon A77 9. Diagramme [^{40}Ar rad. ; % K]..... 74

51 - Echantillon A77 36. Diagramme[^{40}Ar rad. ; % K] 74

52 - Ages apparents $^{40}K - ^{40}Ar$ des différentes fractions et sous-fractions de l'échantillon A77 36 76

53 - Echantillon A77 36. Diagramme[$^{40}Ar/^{36}Ar$; $^{40}K/^{36}Ar$] 76

54 - Echantillon A77 9. Diagramme[$^{87}Sr/^{86}Sr$; $^{87}Rb/^{86}Sr$] 79

55 - Représentation schématique de l'effet des événements tectono-métamorphiques 1, 2, 3 sur la roche A77 9 82

56 - Variation de la composition chimique des sous-fractions magnétiques représentatives des différents sites microstructuraux 82

LISTE DES TABLEAUX

Pages

1 - Récapitulation des traitements appliqués et des techniques d'analyse utilisées aux différents stades de l'étude 21

2 - Récapitulation des techniques d'analyse appliquées aux différentes populations minérales 22

3 - Récapitulation de la technique analytique ^{40}K - ^{40}Ar 28

4 - Récapitulation de la technique analytique ^{87}Rb - ^{87}Sr 30

TABLE DES MATIÈRES

Pages

INTRODUCTION 1

Première Partie

PRESENTATION

CHAPITRE I - LES SCHISTES LUSTRES DANS LES ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES

I - Le contexte alpin 3
II - Les différentes séries lithostratigraphiques 5
III - La tectonique 6
IV - Le métamorphisme 7
V - Conclusion 8

CHAPITRE II - RAPPELS SUR LES MICAS BLANCS

I - Le réseau des micas 9
A - Monocouche idéale 9
B - Structures réelles 11
II - Les différentes espèces de micas blancs et leur stabilité 12
A - Formule structurale générale 12
B - Minéraux polaires 12
1. Muscovite 12
2. Paragonite 13
3. Margarite 15
C - Solutions solides 15
1. Musvovite - Paragonite - Margarite 15
2. Les phengites 16
III - Le polytypisme des micas blancs 16
A - Empilement régulier des monocouches 16
B - Stabilité des différents polytypes 18
IV - Bilan

CHAPITRE III - TECHNIQUES D'ETUDE

I - Finalité de l'étude et échantillonnage 19
II - Préparation des fractions 21
III - Techniques analytiques 23
A - Diffraction des rayons X 23
B - Microscopie électronique à balayage 25
C - Spectrométrie d'arc et de flamme 25
D - Microanalyse électronique 25
E - Spectrométrie de masse 26
1. Les fondements des méthodes de datation isotopique 26
2. La méthode de datation ^{40}K - ^{40}Ar 26
a) Présentation 26
b) Application 27
c) Conditions analytiques 29
3. La méthode de datation ^{87}Rb - ^{87}Sr 29
a) Présentation 29
b) Application 29
c) Conditions analytiques 31
IV - Conclusion 31

Pages

Deuxième Partie

RESULTATS

CHAPITRE IV - LES MICROSTRUCTURES

I - Les différentes générations de microstructures à l'échelle de la lame mince 35
A - La foliation S_1 38
B - La schistosité S_2 38
C - La schistosité S_3 38
D - Conclusion 38
II - L'évolution microstructurale des micas blancs 39
A - Disposition des micas blancs dans les microstructures 40
1. Disposition des micas par rapport à la foliation S_1 40
2. Disposition des micas par rapport aux microstructures ultérieures 40
a) Le mimétisme 40
b) Le remplacement 41
c) Le remplissage de zones d'ouverture 41
B - Différentes étapes de restructuration 41
III - Les inclusions des micas blancs 43
A - Nature des inclusions 43
1. Pigment diffus 43
2. Granules opaques 45
3. Aiguilles de rutile 45
4. Lamelles de chlorites 45
B - Répartition des inclusions et mécanismes de déformation 45
1. Déformation intracristalline des micas 45
2. Déformation par dissolution - précipitation 47
IV - Conclusion 48

CHAPITRE V - MINERALOGIE DES MICAS BLANCS

I - Composition chimique 49
A - Problèmes analytiques 49
B - Teneur en Si^{IV} 52
C - Substitution K^+ Na^+ 52
D - Substitution Al^{3+} Fe^{3+} 53
II - Polytypes 53
III - Bilan 53

CHAPITRE VI - TYPOLOGIE DES MICAS BLANCS

I - Composition des micas en fonction de leur position dans les microstructures 55
A - Lame A77 9 55
B - Lame A77 36 57
C - Lame A77 13 57
II - Portraits - robots 57
A - Micas de la foliation S_1 59
B - Micas des zones d'ouverture 59
C - Phyllites à proximité des surfaces de schistosité 59
D - Micas des microlithons 60
E - Agrégats de petites phyllites 60
III - Variation de la composition des micas en fonction de la lithologie 60
IV - Variation de la composition des micas en fonction de leur situation dans le bâti régional 61
V - Récapitulation : phengites et miscrostructures dans les échantillons A77 9 et A77 36 .. 61

CHAPITRE VII - REPRESENTATIVITE DES FRACTIONS

I - Fractions granulométriques 63
II - Sous-fractions magnétiques 63
III - Conclusion 68

Pages

CHAPITRE VIII - RESULTATS ISOTOPIQUES

I - Résultats ^{40}K - ^{40}Ar 71
A - Méthode conventionnelle 71
1. Distribution des âges apparents dans une même fraction granulométrique (Echantillon A77 9) 71
2. Comparaison des différentes fractions du même échantillon (A77 9) 73
3. Comparaison des deux échantillons A77 9 et A77 36 73
B - Méthode des isochrones 73
1. Echantillon A77 9 75
a) La droite à 50 M.a. 75
b) Les points situés au-dessus de la droite à 50 M.a. 75
c) Les chlorites 77
2. Echantillon A77 36 77
a) Une droite à 50 M.a. 77
b) Les points au-dessus de la droite à 50 M.a. 78
c) L'influence de la paragonite 78
3. Comparaison des deux échantillons 78
II - Résultats ^{87}Rb - ^{87}Sr 79
A - Résultats préliminaires 79
B - Comparaison entre les résultats ^{87}Rb - ^{87}Sr et ^{40}K - ^{40}Ar 80
III - Conclusion 80

Troisième Partie

DISCUSSION GENERALE - CONCLUSION

CHAPITRE IX - DISCUSSION GENERALE

I - Les zones d'ouverture 81
II - Les zones de schistosité S_2 83
III - La foliation S_1 84
IV - Implications régionales 85
1. Substitution phengitique et conditions du métamorphisme 85
2. Age de l'épisode tectono-métamorphique 2 86
3. Mécanismes de déformation 86

CHAPITRE X - CONCLUSION 87

Bibliographie 89

Liste des figures 94

Liste des tableaux 96

Annexe ..... I à XVIII.

ANNEXE

RESULTATS ANALYTIQUES

Résultats chimiques : analyses ponctuelles à la microsonde ..... TABLEAUX I à XI

Résultats chimiques : spectrométrie d'arc et de flamme ..... TABLEAUX XII et XIII

Résultats isotopiques $^{40}K - ^{40}Ar$ Echantillon A77 9 ..... TABLEAU XIV
Echantillon A77 36 ..... TABLEAU XV

Valeurs pour l'échantillon A77 9 des rapports entre l'intensité des pics M (002) et C (003) et des rapports $Al_2O_3/ (MgO + Fe_2O_3)$ ..... TABLEAU XVI

Résultats isotopiques $^{87}Rb - ^{87}Sr$ ..... TABLEAU XVII

Position microstructurale des micas analysés à la microsonde ..... p XIII à XVIII

	ECHANTILLON A779																	
	1	(2)	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	49.47	44.67	51.97	50.86	47.10	50.18	49.81	50.78	50.57	48.45	50.29	48.72	49.33	50.11	50.41	50.58	50.45	50.37
TiO_2	0.12	0.32	0.14	0.14	0.07	0.02	0.20	0.19	0.02	0.14	0.20	0.19	0.20	0.21	0.23	0.22	0.22	0.14
Al_2O_3	30.39	26.11	27.25	30.01	25.77	24.38	25.80	27.50	27.03	28.56	25.43	27.07	27.68	25.68	27.78	25.58	27.61	25.97
Fe_2O_3	1.05	1.73	1.57	1.75	1.44	1.59	1.86	1.69	1.74	1.50	1.95	1.68	1.50	2.01	1.94	1.89	1.83	1.83
FeO	0.95	1.57	1.42	1.59	1.31	1.44	1.68	1.53	1.58	1.35	1.76	1.52	1.45	1.81	1.75	1.71	1.65	1.65
MgO	1.75	2.50	2.73	2.73	2.47	2.16	2.56	2.59	2.69	2.13	2.74	2.02	2.32	2.64	2.21	2.45	2.29	2.51
CaO	0.02	0.06	-	0.03	0.01	0.03	0.05	0.04	0.06	0.06	0.07	0.05	0.09	0.10	0.05	0.04	0.06	0.07
Na_2O	0.34	0.21	0.17	0.07	0.36	0.13	0.13	0.06	0.04	0.11	-	0.28	0.11	-	0.08	0.04	0.15	-
K_2O	9.14	8.37	8.90	8.97	9.40	9.68	9.79	9.52	9.54	9.51	9.67	9.09	9.61	9.44	9.37	9.68	9.78	10.09
Total	93.21	86.04	94.16	96.15	87.93	90.11	91.88	94.00	93.27	91.81	92.11	90.62	92.39	92.00	93.82	92.29	94.04	92.73
Si	3.33	3.32	3.46	3.33	3.39	3.52	3.44	3.41	3.42	3.33	3.46	3.39	3.38	3.45	3.39	3.47	3.40	3.45
Al^{IV}	0.67	0.68	0.54	0.67	0.61	0.48	0.56	0.59	0.58	0.67	0.54	0.61	0.62	0.55	0.61	0.53	0.60	0.55
Al^{VI}	1.73	1.60	1.60	1.64	1.58	1.57	1.54	1.59	1.58	1.65	1.52	1.62	1.61	1.53	1.60	1.55	1.59	1.54
Fe^{3+}	0.05	0.10	0.08	0.09	0.08	0.08	0.10	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	0.08	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09
Fe^{2+}	0.05	0.10	0.08	0.09	0.08	0.08	0.10	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	0.08	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09
Mg	0.18	0.28	0.27	0.27	0.27	0.23	0.26	0.26	0.27	0.22	0.28	0.21	0.24	0.27	0.22	0.25	0.23	0.27
Ti	0.01	-	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.01	0.01	-	-	-	0.01
Na	0.04	0.03	0.02	0.01	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.04	0.01	-	0.01	0.01	0.02	-
K	0.78	0.79	0.76	0.75	0.86	0.37	0.86	0.32	0.82	0.83	0.85	0.81	0.84	0.83	0.81	0.85	0.84	0.88
Σ cations	6.84	6.90	6.82	6.86	6.92	6.85	6.89	6.87	6.86	6.88	6.87	6.87	6.88	6.85	6.85	6.87	6.87	6.89

	ECHANTILLON A77 9																		
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO_2	50.41	50.26	47.33	48.63	49.93	47.92	49.51	50.08	48.68	47.01	47.65	47.56	49.57	48.34	47.95	50.37	46.52	48.20	50.81
TiO_2	0.17	0.18	-	0.18	0.21	0.16	-	0.22	0.13	0.21	0.23	0.21	0.17	0.15	0.15	0.21	0.15	0.21	0.20
Al_2O_3	24.28	25.35	23.92	28.84	29.43	27.67	24.98	27.05	24.11	24.95	27.94	25.04	24.85	27.76	25.32	25.25	23.58	26.49	33.54
Fe_2O_3	2.07	2.04	1.63	0.85	1.05	1.54	1.67	1.87	1.86	1.16	1.20	1.54	1.40	1.31	1.16	2.33	2.07	1.63	0.49
FeO	1.87	1.85	1.47	0.77	0.95	1.39	1.51	1.69	1.68	1.05	1.09	1.40	1.26	1.19	1.05	2.11	1.87	1.48	0.44
MgO	2.84	2.80	2.04	1.73	1.68	2.05	2.52	2.25	2.44	1.61	1.74	2.17	2.08	2.10	1.83	2.81	2.85	2.18	0.87
CaO	0.04	0.04	0.05	0.07	0.07	0.09	0.05	0.03	0.05	0.06	0.06	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06
Na_2O	0.06	0.04	-	0.26	0.09	0.26	0.13	0.21	-	0.16	0.17	0.13	-	0.39	-	0.04	-	0.26	0.34
K_2O	9.83	9.76	9.80	9.65	9.79	9.87	9.67	10.13	9.88	9.59	9.30	9.72	10.01	9.66	9.65	9.94	9.44	10.11	9.92
Total	91.57	92.32	86.24	90.98	93.20	90.95	90.04	93.53	88.83	85.80	89.38	87.81	89.39	90.96	87.17	93.12	86.55	90.62	96.67
Si	3.50	3.46	3.49	3.36	3.37	3.34	3.48	3.40	3.46	3.46	3.36	3.44	3.51	3.36	3.47	3.45	3.43	3.38	3.28
Al^{IV}	0.50	0.54	0.51	0.64	0.63	0.66	0.52	0.60	0.52	0.54	0.64	0.56	0.49	0.64	0.53	0.55	0.57	0.62	0.72
Al^{VI}	1.48	1.51	1.56	1.71	1.71	1.62	1.55	1.57	1.52	1.63	1.68	1.57	1.58	1.64	1.63	1.48	1.48	1.58	1.84
Fe^{3+}	0.11	0.11	0.09	0.04	0.05	0.08	0.09	0.10	0.10	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.12	0.12	0.09	0.02
Fe^{2+}	0.11	0.11	0.09	0.04	0.05	0.08	0.09	0.10	0.10	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.12	0.11	0.09	0.02
Mg	0.29	0.29	0.22	0.18	0.17	0.21	0.26	0.23	0.26	0.18	0.18	0.23	0.22	0.22	0.20	0.29	0.31	0.23	0.08
Ti	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-
Na	0.01	0.01	-	0.03	0.01	0.04	0.02	0.03	-	0.02	0.02	0.02	-	0.05	-	0.01	-	0.04	0.04
K	0.87	0.86	0.92	0.85	0.84	0.88	0.87	0.88	0.90	0.90	0.84	0.90	0.90	0.86	0.89	0.87	0.89	0.91	0.82
Σ cations	6.88	6.90	6.88	6.87	6.85	6.93	6.88	6.92	6.87	6.86	6.85	6.89	6.85	6.92	6.85	6.90	6.93	6.95	6.83

TABLEAU I

	ECHANTILLON A77 9 (Grains isolés)											
	1	2	(3)	4	5	6	7	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
SiO_2	41.76	41.37	41.15	46.67	48.28	46.27	47.69	46.52	45.92	44.88	44.20	39.67
TiO_2	0.09	0.12	3.59	0.11	0.15	0.16	0.11	0.70	1.71	1.99	2.30	3.45
Al_2O_3	20.38	20.58	22.75	24.40	25.30	24.63	22.83	23.69	25.85	25.34	24.26	22.15
Fe_2O_3	2.04	1.93	1.40	1.87	1.90	1.88	2.15	2.52	1.75	1.24	1.63	1.09
FeO	1.85	1.74	1.27	1.69	1.72	1.70	1.94	2.28	1.59	1.12	1.47	0.99
MgO	2.82	2.50	2.18	2.90	2.98	2.56	3.01	2.94	2.59	1.80	2.33	1.59
CaO	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na_2O	0.05	0.20	0.12	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	7.51	7.27	6.95	8.94	8.96	8.80	8.95	8.37	8.24	8.37	7.50	7.03
Total	76.50	75.71	79.42	86.58	89.29	86.00	86.68	87.02	87.65	84.74	83.69	75.97
Si	3.46	3.46	3.40	3.42	3.42	3.41	3.49	3.43	3.37	3.41	3.41	3.43
Al^{IV}	0.54	0.54	0.60	0.58	0.58	0.59	0.51	0.57	0.63	0.59	0.59	0.57
Al^{VI}	1.46	1.49	1.62	1.52	1.53	1.55	1.47	1.48	1.60	1.67	1.61	1.68
Fe^{3+}	0.13	0.12	0.09	0.10	0.10	0.10	0.12	0.14	0.10	0.07	0.09	0.07
Fe^{2+}	0.13	0.12	0.09	0.10	0.10	0.10	0.12	0.14	0.10	0.07	0.09	0.07
Mg	0.35	0.31	0.27	0.32	0.31	0.28	0.33	0.32	0.28	0.20	0.27	0.20
Ti	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.01	0.03	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0.79	0.78	0.73	0.84	0.81	0.83	0.84	0.79	0.77	0.81	0.74	0.77
Σ cations	6.88	6.86	6.82	6.89	6.86	6.87	6.89	6.87	6.85	6.82	6.80	6.79

TABLEAU II

	ECHANTILLON A77 13 (Nancy)																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	(10)	11	12	13	14	(15)	16	17	18	19	20
SiO_2	51.61	49.33	51.57	50.30	51.34	49.45	47.81	50.33	50.04	44.89	49.85	52.26	52.91	52.59	48.28	49.79	51.08	49.31	52.43	50.05
TiO_2	0.06	0.04	0.01	0.12	0.07	0.03	0.06	-	0.05	8.61	-	0.07	0.14	0.05	0.70	0.29	0.08	0.34	-	-
Al_2O_3	25.86	31.62	29.59	27.90	29.32	30.58	29.23	29.56	30.84	25.49	27.69	24.63	28.29	24.91	29.67	28.60	26.31	29.86	27.48	26.01
Fe_2O_3	1.89	0.62	1.21	1.42	1.19	0.80	1.14	1.24	0.89	1.50	1.34	1.91	2.11	1.70	0.68	1.18	1.72	0.48	1.58	1.69
FeO	1.71	0.56	1.09	1.28	1.07	0.73	1.03	1.12	0.81	1.35	1.21	1.72	1.90	1.54	0.61	1.07	1.55	0.43	1.43	1.53
MgO	2.56	1.68	2.27	2.42	2.12	1.79	1.79	2.09	1.90	2.50	2.55	2.63	2.18	3.00	1.88	2.12	2.89	1.76	2.32	2.27
CaO	0.04	0.03	-	0.01	-	0.13	-	0.01	0.08	0.04	-	0.03	-	-	0.03	0.01	-	-	0.03	0.02
Na_2O	0.16	0.41	0.22	0.29	0.25	0.54	0.58	0.26	0.26	0.12	0.21	0.18	0.19	0.07	0.37	0.14	0.03	0.33	0.17	0.12
K_2O	8.88	8.56	8.83	8.90	8.28	7.47	8.24	8.93	7.90	8.06	8.79	8.55	8.57	8.18	8.21	8.43	7.99	8.05	8.89	8.44
Total	92.97	92.85	94.79	92.64	94.14	91.52	89.88	93.54	92.77	92.56	91.64	91.98	96.29	92.04	90.43	91.63	91.65	90.56	94.33	90.13
Si	3.50	3.31	3.40	3.41	3.40	3.35	3.33	3.37	3.35	3.37	3.41	3.56	3.45	3.57	3.35	3.39	3.48	3.37	3.48	3.48
Al^{IV}	0.50	0.69	0.60	0.59	0.60	0.65	0.67	0.63	0.65	0.63	0.59	0.44	0.55	0.43	0.65	0.61	0.52	0.63	0.52	0.52
Al^{VI}	1.56	1.80	1.69	1.63	1.71	1.78	1.72	1.70	1.77	1.62	1.64	1.54	1.62	1.55	1.77	1.69	1.59	1.78	1.63	1.61
Fe^{3+}	0.10	0.03	0.06	0.07	0.06	0.04	0.06	0.06	0.04	0.08	0.07	0.10	0.10	0.09	0.04	0.06	0.09	0.02	0.08	0.09
Fe^{2+}	0.10	0.03	0.06	0.07	0.06	0.04	0.06	0.06	0.04	0.08	0.07	0.10	0.10	0.09	0.04	0.06	0.09	0.02	0.08	0.09
Mg	0.26	0.17	0.22	0.25	0.21	0.18	0.19	0.21	0.19	0.28	0.26	0.27	0.21	0.31	0.19	0.22	0.30	0.18	0.23	0.24
Ti	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01	-	0.02	-	-
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.02	0.05	0.03	0.04	0.03	0.07	0.08	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.05	0.02	-	0.04	0.02	0.02
K	0.77	0.73	0.74	0.77	0.70	0.65	0.73	0.76	0.67	0.77	0.77	0.74	0.71	0.71	0.73	0.73	0.70	0.70	0.75	0.75
Σcations	6.81	6.81	6.80	6.84	6.77	6.76	6.84	6.82	6.74	6.85	6.84	6.77	6.77	6.76	6.82	6.79	6.77	6.76	6.79	6.80

TABLEAU III

ECHANTILLON A77 13															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	(12)	13	14	15
SiO_2	49.68	45.49	48.39	47.44	46.54	48.96	46.88	50.49	50.20	48.70	47.30	49.50	47.44	47.10	49.04
TiO_2	0.23	0.23	0.17	0.17	0.17	0.20	0.16	0.19	0.20	0.14	0.15	3.92	0.17	0.30	0.14
Al_2O_3	25.72	28.99	30.85	28.59	31.09	28.23	26.54	24.03	23.39	29.20	25.67	25.25	27.02	28.90	26.25
Fe_2O_3	2.01	1.47	1.21	1.23	1.00	1.84	1.89	1.08	1.79	1.44	1.25	1.78	1.51	1.58	1.68
FeO	1.82	1.33	1.09	1.11	0.90	1.66	1.71	0.97	1.62	1.30	1.13	1.61	1.37	1.43	1.52
MgO	2.53	1.58	1.52	2.03	1.23	1.64	1.74	1.94	2.33	2.87	2.01	2.67	1.96	2.17	2.15
CaO	0.13	0.02	0.12	0.12	0.09	0.17	0.45	0.07	0.11	-	-	-	-	-	-
Na_2O	-	0.30	-	0.30	0.36	0.11	-	0.09	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	9.92	9.46	9.52	9.70	9.68	9.73	9.47	10.16	10.19	9.93	9.98	10.49	9.46	9.79	9.66
Total	92.04	88.87	92.87	90.69	91.06	92.54	88.84	89.02	89.83	93.58	87.49	95.22	88.93	91.27	90.44
Si	3.43	3.25	3.28	3.31	3.23	3.35	3.36	3.58	3.55	3.30	3.42	3.45	3.37	3.27	3.43
Al^{IV}	0.57	0.75	0.72	0.69	0.77	0.65	0.64	0.42	0.45	0.70	0.58	0.55	0.63	0.73	0.57
Al^{VI}	1.53	1.69	1.74	1.69	1.77	1.63	1.60	1.58	1.50	1.62	1.62	1.53	1.64	1.64	1.60
Fe^{3+}	0.11	0.08	0.06	0.06	0.05	0.10	0.10	0.06	0.10	0.07	0.07	0.09	0.08	0.08	0.09
Fe^{2+}	0.10	0.08	0.06	0.06	0.05	0.09	0.10	0.06	0.10	0.07	0.07	0.09	0.08	0.08	0.09
Mg	0.26	0.17	0.15	0.21	0.13	0.17	0.19	0.20	0.25	0.29	0.22	0.28	0.21	0.22	0.22
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.02	0.01
Ca	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-
Na	-	0.04	-	0.04	0.05	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-
K	0.87	0.86	0.82	0.86	0.86	0.85	0.87	0.92	0.92	0.86	0.92	0.93	0.86	0.87	0.86
Σ cations	6.89	6.93	6.85	6.94	6.92	6.87	6.90	6.85	6.89	6.92	6.91	6.92	6.88	6.91	6.87

ECHANTILLON A77 13														
	16	17	18	(19)	20	21	(22)	(23)	24	25	26	27	(28)	29
SiO_2	48.92	48.15	46.47	47.40	50.53	47.93	47.71	48.20	48.22	48.09	48.51	48.35	47.36	48.41
TiO_2	0.18	0.03	3.35	1.46	0.15	0.13	1.23	0.82	0.33	0.13	0.19	0.18	1.34	0.16
Al_2O_3	28.32	28.51	24.08	28.66	28.62	27.61	27.04	30.12	29.70	27.15	27.73	28.00	27.42	29.20
Fe_2O_3	1.57	1.18	1.48	1.10	1.77	1.11	1.40	0.96	1.30	1.46	1.35	1.23	1.58	1.36
FeO	1.42	1.07	1.33	1.00	1.60	1.01	1.27	0.87	1.17	1.32	1.22	1.11	1.43	1.23
MgO	2.03	2.05	2.10	1.58	2.46	1.98	2.16	1.77	2.24	1.97	2.18	1.94	2.61	1.96
CaO	-	-	-	-	-	-	0.02	0.08	0.02	0.13	0.04	0.03	0.03	0.01
Na_2O	-	-	-	-	-	0.14	0.48	0.06	0.03	0.31	0.08	0.22	0.08	0.17
K_2O	10.01	10.06	9.40	9.86	10.62	9.93	9.36	9.48	9.71	9.17	9.69	9.79	9.35	9.37
Total	92.45	91.05	88.21	91.06	95.75	89.84	90.67	92.36	92.72	89.73	90.99	90.85	91.20	91.87
Si	3.35	3.34	3.47	3.34	3.35	3.37	3.37	3.31	3.28	3.38	3.37	3.36	3.34	3.32
Al^{IV}	0.65	0.66	0.53	0.66	0.65	0.63	0.63	0.69	0.72	0.62	0.63	0.64	0.66	0.68
Al^{VI}	1.64	1.68	1.59	1.72	1.60	1.66	1.63	1.74	1.67	1.63	1.64	1.66	1.61	1.68
Fe^{3+}	0.08	0.06	0.08	0.06	0.09	0.06	0.07	0.05	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.07
Fe^{2+}	0.08	0.06	0.08	0.06	0.09	0.06	0.07	0.05	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.07
Mg	0.21	0.21	0.23	0.17	0.24	0.21	0.23	0.18	0.23	0.21	0.23	0.20	0.27	0.20
Ti	0.01	-	-	-	0.01	0.01	-	-	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.01
Ca	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.01	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	0.02	0.07	0.01	-	0.04	0.01	0.03	0.01	0.02
K	0.87	0.89	0.90	0.89	0.90	0.89	0.84	0.83	0.84	0.82	0.86	0.87	0.84	0.82
Σ cations	6.79	6.90	6.88	6.90	6.93	6.91	6.91	6.87	6.90	6.88	6.89	6.89	6.89	6.87

TABLEAU IV

ECHANTILLON A77 36																			
	1	2	3	4	(5)	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	53.13	51.66	50.12	45.52	46.37	43.77	43.47	45.65	50.33	47.16	50.06	50.68	49.98	51.62	50.28	49.20	45.75	53.22	47.06
TiO_2	0.20	0.48	0.14	0.20	0.65	0.22	0.16	0.18	0.19	0.13	0.26	0.18	0.24	0.22	0.28	0.22	0.17	0.19	0.08
Al_2O_3	22.26	26.66	28.39	22.22	29.15	23.33	27.87	23.30	26.47	38.74	26.56	25.65	27.20	27.52	27.38	28.35	27.74	24.49	38.64
Fe_2O_3	1.96	1.52	1.57	1.74	0.83	1.50	0.62	1.10	1.63	0.41	1.93	2.09	1.46	2.13	1.60	1.33	1.14	1.76	0.06
FeO	1.78	1.38	1.42	1.57	0.75	1.35	0.56	0.99	1.47	0.37	1.75	1.89	1.32	1.93	1.44	1.66	1.03	1.60	0.05
MgO	3.34	2.61	2.38	2.24	1.46	2.19	1.16	1.36	2.85	0.16	2.57	2.58	2.39	2.75	2.52	2.36	2.10	2.81	0.13
CaO	1.36	1.18	1.31	1.37	1.30	1.24	1.30	1.34	0.07	0.07	0.06	0.04	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06
Na_2O	0.47	0.83	0.08	0.01	0.22	0.17	0.21	0.45	0.17	7.56	0.04	0.10	0.23	-	0.21	0.04	0.18	-	8.60
K_2O	9.60	9.26	9.25	9.16	9.02	8.66	8.94	8.94	9.45	0.98	9.52	9.82	9.58	9.76	9.56	3.67	9.37	9.82	1.18
Total	94.10	95.58	94.66	84.03	89.75	82.43	84.29	83.31	92.63	95.58	92.75	93.03	92.44	95.99	93.31	88.87	87.52	93.95	95.86
Si	3.59	3.42	3.35	3.46	3.28	3.39	3.26	3.48	3.43	3.01	3.42	3.46	3.41	3.41	3.40	3.51	3.30	3.57	3.01
Al^{IV}	0.41	0.58	0.65	0.54	0.72	0.61	0.74	0.52	0.57	0.99	0.58	0.54	0.59	0.59	0.60	0.49	0.70	0.43	0.99
Al^{VI}	1.37	1.51	1.59	1.46	1.72	1.51	1.72	1.57	1.56	1.93	1.56	1.52	1.60	1.55	1.59	1.52	1.67	1.51	1.92
Fe^{3+}	0.10	0.08	0.08	0.10	0.04	0.09	0.03	0.06	0.08	0.02	0.10	0.11	0.08	0.11	0.08	0.10	0.06	0.09	-
Fe^{2+}	0.10	0.08	0.08	0.10	0.04	0.09	0.04	0.06	0.08	0.02	0.10	0.11	0.08	0.11	0.08	0.10	0.06	0.09	-
Mg	0.34	0.26	0.24	0.25	0.15	0.25	0.13	0.15	0.29	0.02	0.26	0.26	0.24	0.27	0.25	0.25	0.23	0.23	0.01
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-
Ca	0.10	0.08	0.09	0.11	-	0.10	0.10	0.11	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.06	0.11	0.01	-	0.03	0.03	0.03	0.07	0.02	0.94	0.01	0.01	0.03	-	0.03	0.01	0.03	-	1.07
K	0.83	0.78	0.79	0.89	0.81	0.85	0.86	0.87	0.82	0.08	0.83	0.86	0.83	0.82	0.83	0.88	0.86	0.84	0.10
Σ Cations	6.91	6.92	6.89	6.92	6.82	6.93	6.92	6.90	6.87	7.02	6.87	6.88	6.87	6.87	6.87	6.87	6.92	6.82	7.10

ECHANTILLON A77 36																		
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	(29)	(30)	(31)	(32)	(33)	(34)	35	36	37
SiO_2	51.78	49.19	50.38	51.10	50.67	50.17	51.75	51.11	51.23	48.85	49.81	50.07	51.05	50.08	49.14	51.95	50.81	49.73
TiO_2	0.21	0.21	0.24	0.22	0.24	0.21	0.24	0.15	0.20	1.42	1.58	0.79	0.54	2.05	1.94	0.29	0.39	0.21
Al_2O_3	22.27	23.35	25.03	26.35	28.58	25.86	25.04	27.09	22.57	25.50	25.58	28.68	27.40	27.41	24.62	25.68	28.89	25.51
Fe_2O_3	2.17	2.14	2.26	2.08	2.22	1.90	1.81	0.93	2.25	2.99	2.44	1.37	1.60	1.71	1.64	2.02	1.53	1.78
FeO	1.97	1.94	2.05	1.88	2.01	1.72	1.64	0.84	2.03	2.71	2.21	1.24	1.44	1.55	1.49	1.83	1.38	1.61
MgO	3.83	3.02	3.26	2.51	2.65	2.52	2.28	2.07	3.39	2.10	1.96	2.21	2.62	2.03	2.31	2.66	2.19	2.52
CaO	0.05	0.04	0.04	0.06	0.03	0.07	-	-	0.03	0.09	0.05	0.02	0.03	0.01	0.06	-	-	-
Na_2O	0.02	0.09	0.10	-	0.06	0.09	0.15	0.26	0.07	0.11	0.39	0.56	0.11	0.29	0.15	-	0.24	-
K_2O	9.86	9.52	9.77	9.49	9.54	9.52	9.61	9.86	9.76	8.68	8.28	9.05	9.27	9.01	8.58	9.27	9.25	9.54
Total	92.16	89.50	93.13	93.69	96.00	92.06	92.52	92.31	91.53	92.45	92.30	93.99	94.06	94.14	89.93	93.70	94.68	90.90
Si	3.57	3.50	3.44	3.45	3.35	3.45	3.53	3.48	3.56	3.42	3.47	3.38	3.43	3.42	3.51	3.50	3.38	3.46
Al^{IV}	0.43	0.50	0.56	0.55	0.65	0.55	0.47	0.52	0.44	0.58	0.53	0.62	0.57	0.58	0.49	0.50	0.62	0.54
Al^{VI}	1.38	1.45	1.46	1.55	1.57	1.55	1.54	1.65	1.41	1.52	1.56	1.66	1.61	1.63	1.58	1.53	1.64	1.55
Fe^{3+}	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.10	0.09	0.05	0.12	0.16	0.13	0.07	0.08	0.09	0.09	0.10	0.08	0.09
Fe^{2+}	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.10	0.09	0.05	0.12	0.16	0.13	0.07	0.08	0.09	0.09	0.10	0.08	0.09
Mg	0.39	0.32	0.33	0.25	0.26	0.26	0.23	0.21	0.35	0.22	0.20	0.22	0.26	0.21	0.25	0.27	0.22	0.26
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	0.01	0.02	0.01
Ca	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.05	0.07	0.01	0.04	0.02	-	0.03	-
K	0.87	0.86	0.85	0.82	0.80	0.84	0.84	0.86	0.87	0.77	0.74	0.78	0.80	0.79	0.78	0.80	0.78	0.85
Σ cations	6.87	6.88	6.90	6.85	6.87	6.88	6.82	6.86	6.89	6.85	6.81	6.87	6.84	6.85	6.81	6.81	6.85	6.85

TABLEAU V

Tableau VI

	ECHANTILLON A77 36 (Nancy)																			
	1	2	3	4	5	(6)	(7)	8	9	10	11	12	13	14	15	16	(17)	18	19	20	(21)
SiO_2	53.91	52.13	53.40	53.56	52.12	50.50	50.83	49.84	51.48	51.86	52.22	52.43	52.28	47.96	50.40	55.03	51.56	51.54	50.77	53.55	50.06
TiO_2	0.07	-	-	0.11	0.12	2.50	0.61	0.03	-	0.14	0.03	0.15	0.07	0.06	0.09	0.15	0.75	0.11	0.22	0.08	0.62
Al_2O_3	24.13	27.95	23.71	22.49	26.14	24.35	24.24	22.26	28.87	27.81	27.75	24.14	27.48	22.39	28.10	24.25	25.45	30.10	26.68	26.74	24.64
Fe_2O_3	1.91	1.65	1.90	2.13	1.41	1.78	1.75	1.92	1.55	1.50	1.63	1.98	1.54	1.59	1.59	1.95	1.50	1.30	1.84	2.05	1.91
FeO	1.73	1.49	1.72	1.92	1.27	1.60	1.58	1.73	1.40	1.36	1.47	1.78	1.39	1.43	1.43	1.76	1.35	1.18	1.66	1.85	1.72
MgO	3.49	2.54	3.73	3.82	3.12	2.79	2.92	2.75	2.39	2.56	2.78	3.00	2.74	2.78	2.36	3.43	2.89	2.10	2.69	2.90	3.06
CaO	0.10	-	-	0.04	0.02	0.07	0.06	0.20	0.02	0.02	-	0.06	0.09	0.14	-	0.03	-	-	-	-	-
Na_2O	-	0.32	0.01	0.05	0.08	0.15	0.09	0.05	0.31	0.29	0.14	0.09	0.29	0.02	0.21	-	0.08	0.30	0.15	0.03	0.02
K_2O	8.94	7.89	9.00	9.21	8.90	8.67	8.75	8.32	8.85	8.76	8.08	9.21	9.01	7.90	8.85	7.91	8.75	7.74	8.92	7.89	8.69
Total	94.28	93.97	93.47	93.33	93.18	92.41	90.83	87.10	94.87	94.30	94.10	92.84	94.95	84.27	93.03	94.51	92.33	94.37	92.93	95.09	90.72
Si	3.59	3.46	3.59	3.62	3.50	3.53	3.54	3.60	3.40	3.45	3.46	3.56	3.46	3.57	3.40	3.63	3.52	3.39	3.44	3.51	3.50
Al^{IV}	0.41	0.54	0.41	0.38	0.50	0.47	0.46	0.40	0.60	0.55	0.54	0.44	0.54	0.43	0.60	0.37	0.48	0.61	0.56	0.49	0.50
Al^{VI}	1.48	1.64	1.47	1.41	1.57	1.54	1.53	1.49	1.65	1.62	1.62	1.49	1.60	1.53	1.64	1.51	1.58	1.72	1.57	1.58	1.53
Fe^{3+}	0.10	0.08	0.10	0.11	0.07	0.09	0.09	0.10	0.08	0.07	0.08	0.10	0.08	0.09	0.08	0.10	0.08	0.06	0.09	0.10	0.10
Fe^{2+}	0.10	0.08	0.10	0.11	0.07	0.09	0.09	0.10	0.08	0.08	0.08	0.10	0.08	0.09	0.08	0.10	0.08	0.06	0.09	0.10	0.10
Mg	0.35	0.25	0.38	0.39	0.31	0.29	0.30	0.30	0.24	0.26	0.28	0.31	0.27	0.31	0.24	0.34	0.29	0.21	0.27	0.29	0.32
Ti	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-	0.01	-	0.01	-	-	-	0.01	-	0.01	0.01	-	-
Ca	0.01	-	-	-	-	0.01	-	0.02	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	0.04	-	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.02	0.01	0.04	-	0.03	-	0.01	0.04	0.02	-	-
K	0.76	0.67	0.77	0.80	0.76	0.77	0.78	0.77	0.75	0.74	0.68	0.80	0.76	0.75	0.76	0.67	0.76	0.65	0.77	0.66	0.77
Σ cations	6.79	6.76	6.82	6.84	6.80	6.81	6.80	6.79	6.84	6.83	6.76	6.82	6.84	6.78	6.83	6.73	6.80	6.75	6.82	6.73	6.82

Tableau VII

	ECHANTILLON A77 4b															
	1	(2)	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO_2	46.61	47.73	43.28	45.73	46.57	48.88	45.70	45.65	46.01	45.33	47.19	44.10	45.68	46.66	47.59	
TiO_2	0.17	1.60	0.19	0.20	0.16	0.17	0.22	0.26	0.19	0.29	0.41	0.15	0.19	-	0.38	
Al_2O_3	24.64	27.59	23.57	23.37	32.50	29.73	25.79	25.96	25.68	24.90	23.70	25.95	26.01	28.71	29.38	
Fe_2O_3	1.31	0.64	0.97	1.35	0.56	0.70	0.41	0.86	0.76	0.72	1.13	0.39	0.49	1.22	0.75	
FeO	1.19	0.58	0.88	1.22	0.51	0.63	0.37	0.78	0.69	0.66	1.02	0.35	0.45	1.11	0.68	
MgO	2.60	2.12	1.49	2.03	2.23	2.03	1.52	2.10	2.27	1.61	2.72	1.46	1.85	1.50	1.54	
CaO	0.11	0.16	0.29	0.12	0.16	0.10	0.12	0.16	0.20	0.13	0.08	0.11	0.06	0.12	0.24	
Na_2O	0.03	0.07	0.08	-	0.65	-	0.49	0.46	0.19	0.17	-	0.76	0.20	0.21	0.12	
K_2O	8.85	8.68	5.93	8.66	8.71	9.03	8.60	8.34	8.89	8.35	8.82	7.68	8.76	8.73	8.43	
Total	85.51	89.17	76.68	82.68	92.05	91.27	83.22	84.57	84.88	82.16	85.07	80.95	83.69	88.26	89.11	
Si	3.44	3.40	3.48	3.49	3.17	3.34	3.43	3.39	3.41	3.45	3.49	3.39	3.44	3.32	3.33	
Al^{IV}	0.56	0.60	0.52	0.51	0.83	0.66	0.57	0.61	0.59	0.55	0.51	0.61	0.56	0.68	0.67	
Al^{VI}	1.58	1.72	1.72	1.59	1.78	1.74	1.72	1.66	1.65	1.68	1.55	1.75	1.70	1.73	1.75	
Fe^{3+}	0.07	0.03	0.06	0.08	0.03	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.06	0.02	0.03	0.07	0.04	
Fe^{2+}	0.07	0.03	0.06	0.08	0.03	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.06	0.02	0.03	0.07	0.04	
Mg	0.29	0.22	0.18	0.23	0.23	0.21	0.17	0.23	0.25	0.18	0.30	0.17	0.20	0.16	0.16	
Ti	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	-	0.02	
Ca	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.02	
Na	-	0.01	0.01	-	0.09	-	0.07	0.07	0.03	0.03	-	0.11	0.03	0.03	0.02	
K	0.83	0.78	0.61	0.84	0.76	0.79	0.82	0.79	0.84	0.81	0.83	0.75	0.82	0.79	0.75	
Σ cations	6.86	6.80	6.68	6.84	6.94	6.84	6.84	6.87	6.88	6.81	6.83	6.84	6.82	6.86	6.80	

Tableau VIII

	ECHANTILLON A77 8						ECHANTILLON A77 17					ECHANTILLON A77 19										
	(1)	2	(3)	4	(5)	6	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	48.21	49.31	49.04	49.26	48.84	51.65	49.15	50.41	48.94	47.94	47.81	46.08	48.67	43.54	47.07	46.72	49.47	49.99	46.14	50.92	46.94	48.01
TiO_2	1.33	0.09	1.11	0.11	0.82	0.13	0.20	0.03	0.22	0.13	0.17	0.08	0.22	0.07	0.09	0.06	0.20	0.19	0.09	0.17	0.08	0.10
Al_2O_3	26.45	28.00	27.95	23.67	28.67	27.02	26.84	24.27	25.70	31.54	24.79	34.98	25.66	30.20	38.87	38.00	29.10	29.96	37.70	24.55	39.40	38.37
Fe_2O_3	1.20	1.32	0.88	1.54	1.58	1.37	1.73	1.91	1.53	1.36	1.73	0.05	1.25	0.10	-	0.06	0.89	0.53	0.22	1.05	0.06	0.05
FeO	1.09	1.19	0.79	1.39	1.43	1.69	1.57	1.73	1.39	1.23	1.57	0.05	1.13	0.09	-	0.05	0.81	0.48	0.20	0.95	0.05	0.05
MgO	1.95	1.87	1.47	2.23	2.31	2.89	2.40	2.58	2.40	1.64	2.37	0.25	2.78	0.29	0.04	0.05	2.45	2.20	0.26	2.80	0.27	0.30
CaO	1.28	1.24	1.31	1.26	1.19	1.39	0.06	0.17	0.11	0.11	0.12	0.22	0.11	0.15	0.25	0.23	0.34	0.14	0.17	0.37	0.14	0.30
Na_2O	0.43	0.39	0.36	0.22	0.37	0.33	0.04	-	-	-	-	8.32	0.35	6.15	7.95	6.98	0.19	2.75	7.13	0.04	7.94	7.37
K_2O	9.31	9.53	9.24	9.34	9.45	9.20	9.71	9.66	9.78	9.54	9.59	1.12	9.29	0.67	0.33	0.38	9.60	8.89	0.78	9.53	0.24	0.67
Total	91.26	92.94	92.15	89.02	94.66	96.17	91.70	90.76	90.07	93.49	88.15	91.15	89.46	81.26	94.60	92.53	93.05	95.13	92.69	90.38	96.44	96.22
Si	3.40	3.36	3.39	3.51	3.31	3.41	3.40	3.52	3.44	3.23	3.44	3.10	3.43	3.24	3.02	3.06	3.34	3.31	3.03	3.54	3.00	3.04
Al^{IV}	0.60	0.64	0.61	0.49	0.69	0.59	0.60	0.48	0.56	0.77	0.56	0.90	0.57	0.76	0.98	0.94	0.66	0.69	0.97	0.46	1.00	0.96
Al^{VI}	1.59	1.61	1.67	1.50	1.60	1.51	1.58	1.52	1.57	1.74	1.55	1.87	1.57	1.89	1.97	1.99	1.66	1.65	1.95	1.55	1.97	1.94
Fe^{3+}	0.06	0.07	0.05	0.08	0.08	0.09	0.09	0.10	0.08	0.07	0.09	-	0.07	0.01	-	-	0.05	0.03	0.01	0.05	-	-
Fe^{2+}	0.06	0.07	0.05	0.08	0.08	0.09	0.09	0.10	0.08	0.07	0.09	-	0.07	0.01	-	-	0.05	0.03	0.01	0.06	-	-
Mg	0.20	0.19	0.15	0.24	0.23	0.28	0.25	0.27	0.25	0.16	0.25	0.03	0.29	0.03	-	-	0.25	0.22	0.03	0.29	0.03	0.03
Ti	-	-	-	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	-	-	-	0.01	0.01	-	0.01	-	-
Ca	1.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	-	0.01	-	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
Na	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.04	0.01	-	-	-	-	1.08	0.05	0.89	0.99	0.89	0.02	0.35	0.91	0.01	0.98	0.97
K	0.84	0.83	0.82	0.85	0.82	0.77	0.86	0.86	0.88	0.82	0.88	0.10	0.84	0.06	0.03	0.03	0.83	0.75	0.07	0.85	0.02	0.05
Σ cations	6.91	6.91	6.89	6.89	6.95	6.89	6.89	6.86	6.88	6.88	6.88	7.10	6.91	6.90	7.01	6.93	6.89	7.05	6.99	6.85	7.01	7.01

Tableau IX

	ECHANTILLON A77 21																					
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	7	8	(9)	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	50.83	49.12	47.43	47.90	48.42	47.86	45.18	44.12	47.74	47.21	48.88	47.20	47.86	48.20	47.72	47.83	46.91	51.24	47.50	49.95	48.04	50.48
TiO_2	1.97	1.65	1.90	2.23	1.43	1.85	-	0.46	2.44	0.09	0.07	0.11	0.13	0.12	0.10	0.11	0.28	0.23	0.11	0.17	0.08	0.16
Al_2O_3	28.19	25.96	24.93	27.91	24.48	24.94	26.76	32.94	24.80	38.45	39.55	38.35	33.13	39.47	38.46	39.03	30.70	27.18	38.85	27.91	38.84	28.07
Fe_2O_3	1.70	1.58	0.72	0.60	1.47	1.57	1.46	0.07	1.45	0.05	0.11	0.20	0.22	0.09	0.02	0.13	0.49	1.73	0.13	0.17	0.16	1.52
FeO	1.54	1.43	0.65	0.55	1.33	1.42	1.32	0.07	1.31	0.05	0.10	0.18	0.20	0.08	0.02	0.12	0.44	1.56	0.12	1.06	0.15	1.37
MgO	2.86	2.45	1.89	2.44	2.85	2.39	2.06	0.28	2.70	0.30	0.12	0.37	0.60	1.08	0.19	0.13	1.65	2.62	0.38	2.64	0.15	2.41
CaO	-	-	-	-	-	-	0.12	-	0.43	0.25	0.12	0.17	0.17	0.15	0.21	0.23	0.24	0.13	0.31	0.32	0.20	0.09
Na_2O	0.04	-	0.15	0.17	0.06	0.06	-	5.01	0.15	7.22	7.59	6.61	2.09	8.03	7.12	7.64	0.20	0.31	7.11	0.32	7.49	0.23
K_2O	9.79	9.58	9.54	9.49	9.45	9.56	9.50	4.80	9.35	0.47	0.58	0.55	4.03	0.61	0.88	0.81	9.40	9.54	0.93	9.51	0.84	9.44
Total	96.92	91.77	87.21	81.63	89.49	89.65	86.40	87.75	90.37	94.09	97.12	93.74	88.03	97.83	94.72	96.15	90.31	94.54	95.44	93.05	95.95	93.77
Si	3.38	3.44	3.49	3.37	3.48	3.45	3.32	3.12	3.44	3.04	3.05	3.05	3.28	3.00	3.06	3.03	3.26	3.42	3.03	3.38	3.05	3.39
Al^{IV}	0.62	0.56	0.51	0.63	0.52	0.55	0.68	0.88	0.56	0.96	0.95	0.95	0.72	1.00	0.94	0.97	0.74	0.58	0.97	0.62	0.95	0.61
Al^{VI}	1.60	1.59	1.66	1.69	1.55	1.57	1.64	1.86	1.55	1.96	1.97	1.97	1.95	1.90	1.96	1.95	1.77	1.57	1.95	1.61	1.95	1.62
Fe^{3+}	0.08	0.08	0.04	0.03	0.08	0.09	0.08	-	0.08	-	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	0.03	0.09	0.01	0.06	0.01	0.08
Fe^{2+}	0.08	0.08	0.04	0.03	0.08	0.09	0.08	-	0.08	-	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	0.03	0.09	0.01	0.06	0.01	0.08
Mg	0.28	0.26	0.21	0.26	0.31	0.26	0.23	0.03	0.29	0.03	0.01	0.04	0.06	0.10	0.02	0.01	0.17	0.26	0.04	0.27	0.01	0.24
Ti	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01
Ca	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Na	0.01	-	0.02	0.02	0.01	0.01	-	0.69	0.02	0.90	0.92	0.83	0.28	0.97	0.88	0.94	0.03	0.04	0.88	0.04	0.92	0.03
K	0.83	0.86	0.90	0.85	0.87	0.88	0.89	0.43	0.86	0.04	0.05	0.05	0.35	0.05	0.07	0.07	0.83	0.81	0.08	0.82	0.07	0.81
Σ Cations	6.88	6.87	6.87	6.88	6.90	6.90	6.93	7.03	6.91	6.95	6.98	6.93	6.68	7.04	6.94	7.02	6.89	6.88	7.00	6.98	6.98	6.88

Tableau X

ECHANTILLON A77 33													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	46.21	49.44	48.35	48.07	46.42	50.70	48.01	52.28	47.42	50.89	49.73	47.05	50.13
TiO_2	0.15	0.13	0.19	0.43	0.19	0.22	0.38	0.22	0.24	0.21	0.23	0.20	0.22
Al_2O_3	29.15	24.80	29.09	22.77	27.33	21.41	23.35	28.87	26.09	23.44	23.41	21.63	22.31
Fe_2O_3	1.06	1.71	1.03	1.52	1.74	1.80	0.89	1.35	2.31	1.98	2.15	1.89	2.35
FeO	0.96	1.54	0.93	1.38	1.58	1.63	0.80	1.22	2.09	1.79	1.95	1.71	2.13
MgO	1.83	2.36	2.07	2.58	2.36	2.68	1.54	2.22	2.86	2.36	2.71	2.24	3.20
CaO	-	0.04	-	-	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.07	0.06	0.06	0.05
Na_2O_3	0.28	0.38	0.22	0.16	0.18	0.18	0.22	0.24	0.04	0.09	0.06	0.13	-
K_2O	9.23	9.54	9.54	9.10	8.94	9.68	9.16	9.64	9.67	9.99	9.83	9.81	9.88
Total	88.87	89.94	91.42	86.01	88.76	88.33	84.38	96.06	90.76	90.82	90.13	84.72	90.27
Si	3.28	3.48	3.33	3.53	3.31	3.64	3.57	3.42	3.34	3.56	3.51	3.54	3.54
Al^{IV}	0.72	0.52	0.67	0.47	0.69	0.36	0.43	0.58	0.66	0.44	0.49	0.46	0.46
Al^{VI}	1.72	1.54	1.69	1.50	1.61	1.45	1.62	1.64	1.51	1.49	1.46	1.47	1.40
Fe^{3+}	0.06	0.09	0.05	0.08	0.09	0.10	0.05	0.07	0.12	0.10	0.11	0.11	0.13
Fe^{2+}	0.06	0.09	0.05	0.08	0.09	0.10	0.05	0.07	0.12	0.10	0.12	0.11	0.13
Mg	0.19	0.25	0.21	0.28	0.25	0.29	0.17	0.22	0.30	0.25	0.29	0.25	0.34
Ti	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-
Na	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	-
K	0.84	0.86	0.84	0.85	0.81	0.89	0.87	0.80	0.87	0.89	0.89	0.94	0.89
Σ cations	6.92	6.89	6.88	6.83	6.88	6.87	6.81	6.84	6.94	6.85	6.89	6.91	6.90

ECHANTILLON A77 33													
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	47.85	50.37	47.54	46.88	47.07	45.02	47.26	49.20	46.90	47.28	46.06	50.45	48.24
TiO_2	0.27	0.21	0.26	0.35	0.24	0.24	0.50	0.29	0.22	0.28	0.28	0.23	0.25
Al_2O_3	30.35	21.76	24.59	27.97	26.22	27.92	23.61	21.89	25.37	22.97	25.07	32.51	25.23
Fe_2O_3	1.26	2.31	1.87	1.15	1.85	1.44	1.69	2.06	2.03	2.20	1.43	0.71	0.98
FeO	1.14	2.09	1.69	1.04	1.67	1.31	1.53	1.87	1.83	1.99	1.29	0.64	0.89
MgO	2.12	3.58	2.69	1.93	2.34	2.41	2.68	2.99	2.87	2.68	1.95	1.56	1.77
CaO	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.08	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
Na_2O	0.08	0.02	0.11	0.20	0.09	0.33	0.07	-	0.43	-	0.36	0.13	0.09
K_2O	9.65	9.98	9.67	9.76	9.53	9.35	9.69	9.65	9.51	9.14	9.05	9.75	9.77
Total	92.77	90.38	88.48	89.34	89.06	88.07	87.11	88.00	89.20	86.58	85.53	96.01	87.26
Si	3.26	3.56	3.42	3.32	3.36	3.25	3.45	3.56	3.36	3.48	3.41	3.29	3.48
Al^{IV}	0.74	0.44	0.58	0.68	0.64	0.75	0.55	0.44	0.64	0.52	0.59	0.71	0.52
Al^{VI}	1.69	1.37	1.51	1.66	1.57	1.62	1.49	1.42	1.50	1.47	1.60	1.79	1.63
Fe^{3+}	0.06	0.12	0.10	0.06	0.10	0.08	0.09	0.11	0.11	0.12	0.08	0.03	0.05
Fe^{2+}	0.06	0.12	0.10	0.06	0.10	0.08	0.09	0.11	0.11	0.12	0.08	0.03	0.05
Mg	0.22	0.38	0.29	0.20	0.25	0.26	0.29	0.32	0.31	0.29	0.22	0.15	0.19
Ti	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Ca	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-
Na	0.01	-	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	-	0.06	-	0.05	0.02	0.01
K	0.84	0.90	0.89	0.88	0.87	0.86	0.90	0.89	0.87	0.86	0.85	0.81	0.90
Σ cations	6.89	6.90	6.92	6.91	6.91	6.96	6.91	6.87	6.97	6.88	6.90	6.84	6.84

Tableau XI

	A77 44	A77 46		A77 59			A77 60	A77 64								A77 75			
	1	1	2	1	2	3	1	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4
SiO_2	46.53	48.91	45.88	46.99	48.86	49.42	51.34	49.67	48.50	41.82	47.60	44.03	44.12	46.81	46.78	49.46	50.21	49.79	49.31
TiO_2	0.10	0.12	0.01	0.15	0.09	0.14	-	0.19	0.20	0.19	0.20	0.18	0.19	0.24	0.27	0.12	0.16	0.10	0.11
Al_2O_3	29.56	30.36	30.14	31.01	26.27	25.33	31.05	21.46	20.72	18.80	20.61	22.54	23.09	20.09	20.16	19.45	18.38	22.98	23.12
Fe_2O_3	0.84	1.19	0.54	0.57	0.92	0.97	0.94	2.45	2.22	3.62	2.01	2.36	1.80	2.09	2.63	1.96	2.55	1.72	1.91
FeO	0.76	1.07	0.48	0.52	0.83	0.87	0.85	2.22	2.02	3.27	1.82	2.13	1.63	1.89	2.38	1.78	2.31	1.55	1.72
MgO	2.11	2.04	1.32	2.40	3.19	3.05	3.12	3.38	3.63	2.54	3.28	3.16	3.02	3.63	3.79	2.74	3.43	2.77	3.09
CaO	-	-	-	0.05	0.03	0.04	0.08	0.08	0.13	0.21	0.06	0.11	0.09	0.09	0.08	-	0.01	-	-
Na_2O	0.08	0.25	0.59	0.31	0.15	0.15	0.10	-	0.07	-	-	-	-	-	-	0.20	0.16	0.20	0.08
K_2O	9.59	9.17	8.20	8.93	9.30	9.16	9.00	10.04	10.15	8.74	9.74	9.52	9.81	9.97	9.88	9.67	9.56	9.38	9.16
Total	89.57	93.11	87.16	90.93	89.64	89.11	96.48	89.49	87.63	79.19	85.32	84.03	83.75	84.81	85.97	85.38	87.27	88.49	88.50
Si	3.27	3.30	3.28	3.24	3.43	3.48	3.32	3.55	3.55	3.44	3.56	3.37	3.38	3.54	3.51	3.68	3.68	3.56	3.53
Al^{IV}	0.73	0.70	0.72	0.76	0.57	0.52	0.68	0.45	0.45	0.56	0.44	0.63	0.62	0.46	0.49	0.32	0.32	0.44	0.47
Al^{VI}	1.72	1.71	1.82	1.75	1.60	0.58	1.69	1.36	1.34	1.27	1.38	1.41	1.46	1.34	1.29	1.39	1.31	1.49	1.48
Fe^{3+}	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05	0.05	0.05	0.13	0.12	0.23	0.11	0.14	0.10	0.12	0.15	0.11	0.14	0.09	0.10
Fe^{2+}	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05	0.05	0.05	0.13	0.12	0.22	0.11	0.14	0.10	0.12	0.15	0.11	0.14	0.09	0.10
Mg	0.22	0.21	0.14	0.25	0.33	0.32	0.30	0.36	0.40	0.31	0.37	0.36	0.34	0.41	0.42	0.30	0.37	0.30	0.33
Ti	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.02	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-
Na	0.01	0.03	0.08	0.04	0.02	0.02	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.03	0.02	0.03	0.01
K	0.86	0.79	0.75	0.78	0.83	0.82	0.74	0.92	0.95	0.92	0.93	0.93	0.96	0.96	0.95	0.92	0.89	0.86	0.84
Σ cations	6.90	6.87	6.85	6.89	6.88	6.85	6.85	6.92	6.96	6.98	6.91	7.00	6.98	6.97	6.99	6.87	6.88	6.87	6.87

Tableau XII

Nature des fractions		SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Fe_2O_3	Mn_3O_4	TiO_2	BaO	SrO	Na_2O	K_2O	Somme
Roche totale		47.0	23.6	4.27	-	12.9	.165	.94	-	-	.42	4.62	99.38*
100-80 µm artificielle (800-630 µm) rebroyé	2	50.0	27.6	3.50	-	8.1	.065	1.61	.11	-	.39	8.37	99.91
	3	48.7	27.5	3.85	-	9.5	.079	1.58	.11	-	.35	7.99	99.75
	4	45.9	27.4	4.86	-	13.1	.108	1.27	.09	-	.29	6.81	99.90
	5	41.4	26.3	6.11	-	18.2	.157	.97	.07	-	.24	5.32	98.96
125-100 µm naturelle	1	53.3	28.5	2.60	-	4.1	.035	1.04	.14	-	.51	9.41	99.83
	3	53.2	25.9	2.93	.4	5.9	.048	1.51	.11	-	.40	7.89	98.21
	4	49.0	26.2	4.15	-	10.5	.092	1.50	.10	-	.34	7.03	99.10
	5	45.4	25.9	4.70	-	12.7	.118	1.36	.10	-	.32	6.80	97.55
	6	42.9	26.1	5.36	-	15.5	.143	1.18	.07	-	.30	5.97	97.56
	C	28.5	22.7	9.71	-	35.8	.321	.13	-	-	.15	.80	98.12
100-80 µm naturelle	2	57.4	26.4	2.47	.3	4.5	.037	.96	.11	-	.57	8.68	101.33
	3	56.6	24.9	2.78	.4	6.0	.053	1.34	.10	-	.54	7.67	100.41
	4	54.9	25.4	2.93	.2	6.7	.057	1.55	.10	-	.49	7.52	99.78
	5	51.3	25.7	3.75	.2	9.8	.089	1.38	.09	.01	.43	7.00	99.91
	6	48.0	26.2	4.60	.3	12.3	.116	1.18	.08	-	.39	6.30	99.50
	C	32.1	23.9	8.92	-	31.2	.281	.18	-	-	.15	1.18	98.08
63-50 µm naturelle	3	59.8	24.3	2.19	-	4.2	.035	1.08	.10	-	.64	7.07	99.62
	4	49.9	25.9	3.89	-	10.3	.088	1.42	.09	-	.50	6.64	98.96
	5	41.9	25.4	6.23	.3	20.4	.189	.91	.06	-	.30	4.44	100.13
	6	35.4	24.8	8.09	-	27.8	.251	.59	.03	-	.39	2.86	100.41
63-50 µm nat. T		45.9	24.0	5.13	.4	16.2	.141	.90	.07	.02	.43	4.78	97.96
50-32 µm nat. T		47.5	24.2	5.07	.4	16.0	.129	.82	.05	-	.45	4.67	99.23
32-20 µm nat. T		47.6	24.1	5.15	.4	16.6	.129	.79	.06	-	.43	4.66	100.84
<20 µm nat. T		47.8	24.4	4.77	.4	14.4	.116	1.13	.08	-	.42	5.51	99.01
<2 µm nat. T		49.8	29.6	2.87	-	5.9	.047	2.79	.13	-	.43	8.58	100.31

Toutes les analyses de fractions sont exprimées en grammes d'oxydes pour 100 grammes d'échantillon calciné à 1000°C.

* L'analyse de la roche totale est exprimée en grammes d'oxydes pour 100 grammes d'échantillon séché à 110°C et tient compte d'une perte à 1000 de 5,32 %.

Tableau XIII

Nature des fractions		SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Fe_2O_3	Mn_3O_4	TiO_2	BaO	SrO	Na_2O	K_2O	Somme
Roche totale		54.6	20.7	3.46	.9	9.0	.088	.91	-	-	.69	4.55	100.15*
200-165 µm naturelle	2	52.6	28.8	2.28	-	3.0	.030	1.88	.12	-	.80	8.80	98.51
	3	52.6	28.3	2.64	-	3.8	.030	2.25	.14	-	.45	9.56	99.71
	4	53.4	28.0	2.82	-	4.4	.029	2.12	.14	-	.63	9.46	100.99
	5	53.0	27.2	3.04	-	6.3	.041	2.08	.11	-	.60	8.33	100.74
	6	49.5	25.3	3.93	.2	9.4	.079	2.09	.10	-	.65	7.88	99.13
	7	38.8	23.4	8.91	-	24.3	.230	.61	.03	-	.49	2.65	99.62
165-125 µm naturelle	4	53.0	27.9	2.87	-	4.4	.035	1.66	.14	-	.43	9.66	100.20
63-50 µm naturelle	2	73.3	11.7	.37	7.5	.6	.021	.33	.014	-	1.55	1.60	98.93
	3	60.7	23.7	1.36	3.6	2.0	.043	.90	.07	.01	1.42	5.63	99.50
	4	54.6	27.8	2.36	.7	3.8	.035	1.02	.12	-	.73	8.69	99.86
	5	56.9	18.4	4.58	.5	13.2	.097	.86	.04	-	.60	3.37	98.50
50-32 µm naturelle	2	68.7	15.7	.63	10.1	1.1	.050	.56	.03	.03	1.85	2.42	101.20
	4	54.8	27.3	2.52	.5	4.3	.038	1.15	.13	-	.63	8.78	100.08
	5	50.0	22.7	5.07	.7	13.5	.116	.77	.07	.01	.56	4.91	98.44
	6	33.4	23.1	10.70	-	32.2	.252	.38	.014	-	.22	1.01	101.41
63-50 µm nat. T		55.7	21.1	4.28	2.3	11.6	.094	.68	.05	-	.67	4.37	100.94
50-32 µm nat. T		57.2	21.1	3.91	2.4	10.5	.085	.64	.06	-	.68	4.51	101.12
32-20 µm nat. T		58.7	19.9	3.53	2.4	9.3	.074	.63	.06	-	.70	4.51	99.89
<20 µm nat. T		58.4	21.3	3.15	2.3	8.0	.064	1.20	.07	-	.67	5.10	100.24

Toutes les analyses de fractions sont exprimées en grammes d'oxydes pour 100 grammes d'échantillon calciné à 1000°C.

* L'analyse de la roche totale est exprimée en grammes d'oxydes pour 100 grammes d'échantillon séché à 110°C et tient compte d'une perte à 1000 de 5,25 %.

Tableau XIV

Nature des fractions		K_2O (%)	Ar rad. (%)	40 Ar rad. ($10^{-6}cm^3$/g. STP)	Age (Ma ± 2σ)	40 K/36 Ar (10^{-3})	40 Ar/36 Ar (10^{-3})
100-80 µm artificielle (800-630 µm) rebroyée	2	7.88	83.18	15.34	59.3 ± 1.5	0.416	1.757
	3	7.43	85.47	15.76	64.5 ± 1.6	0.454	2.034
	4	6.31	86.01	13.25	63.8 ± 1.6	0.480	2.112
	5	4.92	80.50	9.68	59.9 ± 1.6	0.344	1.515
125-100 µm naturelle	1	8.94	85.94	14.71	50.2 ± 1.2	0.608	2.102
	3	7.11	81.69	13.61	58.4 ± 1.5	0.382	1.614
	4	6.56	81.16	12.83	59.5 ± 1.6	0.361	1.568
	5	6.38	81.70	13.67	65.2 ± 1.7	0.341	1.615
	6	5.57	79.42	10.52	57.6 ± 1.5	0.335	1.436
	C	0.745	45.04	0.91	37.6 ± 1.8	0.109	0.538
100-80 µm naturelle	2	8.03	87.11	12.88	49.0 ± 1.2	0.690	2.292
	3	7.23	87.67	12.19	51.5 ± 1.3	0.691	2.397
	4	7.19	85.71	12.37	54.6 ± 1.4	0.549	2.068
	5	6.53	88.77	12.44	58.0 ± 1.4	0.679	2.631
	6	6.04	86.96	11.02	55.6 ± 1.4	0.599	2.266
	C	1.07	49.89	1.53	43.9 ± 1.9	0.114	0.590
63-50 µm naturelle	3	6.74	82.95	10.79	48.9 ± 1.3	0.497	1.733
	4	6.20	73.99	10.99	54.1 ± 1.5	0.263	1.136
	5	4.12	77.11	7.16	53.0 ± 1.5	0.318	1.291
	6	2.63	65.36	4.14	48.1 ± 1.6	0.197	0.853
63-50 µm nat. T		4.52	80.97	7.76	52.4 ± 1.4	0.408	1.553
50-32 µm nat. T		4.41	83.44	7.53	52.1 ± 1.4	0.483	1.784
32-20 µm nat. T		4.39	84.02	7.23	50.3 ± 1.3	0.523	1.849
<20 µm nat. T		5.15	84.80	8.51	50.4 ± 1.3	0.553	1.944
< 2 µm nat. T		8.15	70.87	12.89	48.3 ± 1.4	0.252	1.014
Quartz : 125-80 µm		-	-	∿ 0.6	-	-	682 ± 108

Tableau XV

Nature des fractions		K_2O (%)	Ar rad. (%)	40 Ar rad. ($10^{-6}cm^3$/g. STP)	Age (Ma ± 2σ)	40 K/36 Ar (10^{-3})	40 Ar/36 Ar (10^{-3})
200-165 µm naturelle	2	8.36	67.19	13.03	47.6 ± 1.5	0.215	0.901
	3	8.94	79.25	16.06	54.8 ± 1.4	0.348	1.424
	4	8.88	74.79	16.15	55.5 ± 1.5	0.267	1.172
	5	7.77	75.80	13.45	52.8 ± 1.5	0.296	1.221
	6	7.41	74.93	10.97	45.3 ± 1.3	0.331	1.179
	7	2.45	68.38	3.70	46.1 ± 1.5	0.235	0.934
165-125 µm naturelle	4	9.14	84.74	16.25	54.2 ± 1.4	0.512	1.936
63-50 µm naturelle	2	1.50	70.91	4.37	88.1 ± 2.8	0.137	1.016
	3	5.34	70.28	7.52	43.1 ± 1.3	0.275	0.994
	4	8.06	84.42	12.82	48.6 ± 1.2	0.558	1.897
	5	3.19	67.75	4.65	44.5 ± 1.4	0.236	0.916
50-32 µm naturelle	2	2.21	62.38	2.96	41.0 ± 1.4	0.203	0.786
	4	8.27	84.38	12.31	45.5 ± 1.2	0.595	1.892
	5	4.65	74.38	6.71	44.1 ± 1.3	0.330	1.153
	6	0.92	32.81	1.14	38.1 ± 2.4	0.064	0.440
63-50 µm nat. T		4.09	84.80	6.67	49.8 ± 1.3	0.560	1.944
50-32 µm nat. T		4.24	83.44	6.63	47.8 ± 1.3	0.528	1.784
32-20 µm nat. T		4.20	83.05	6.56	47.7 ± 1.3	0.513	1.743
< 20 µm nat. T		4.70	81.25	7.16	46.6 ± 1.3	0.466	1.576

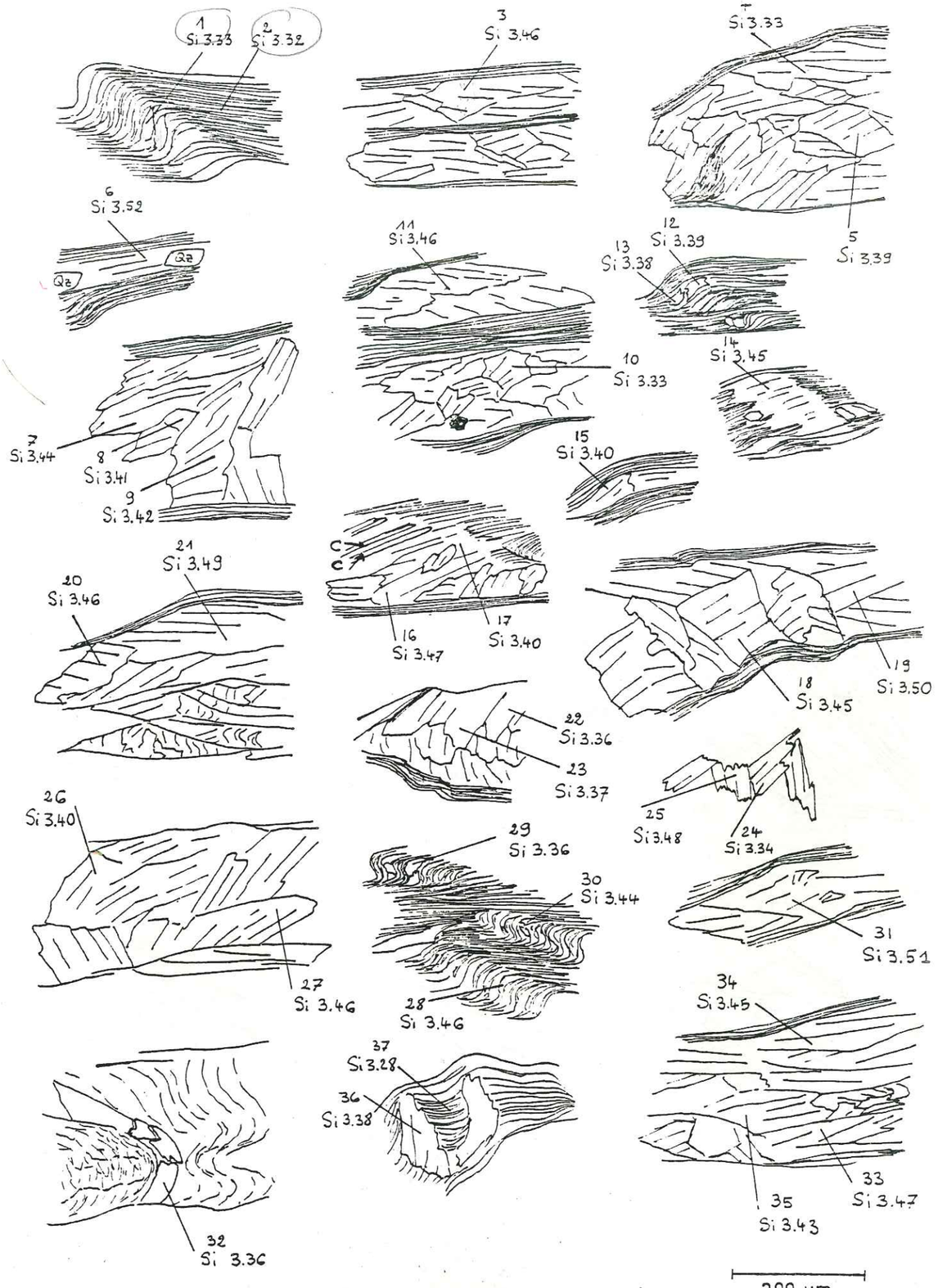
Tableau XVI

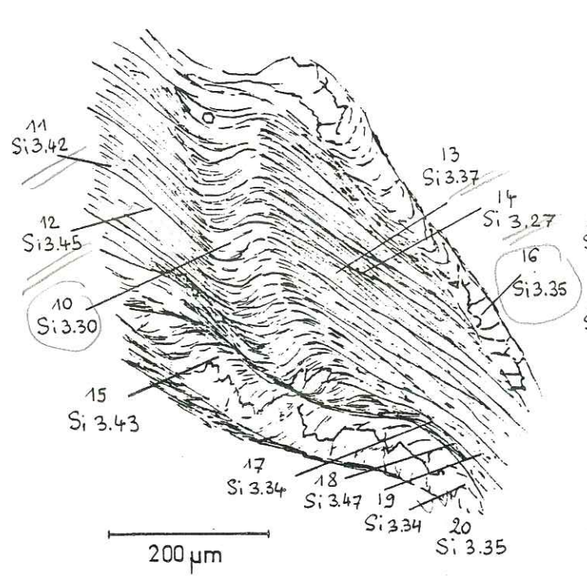
Fractions granulométriques (µm)		$Al_2O_3/MgO+Fe_2O_3$	M(002) / C(003)
100-80 800-630 artificielle	2	2.38	1.28
	3	2.06	1.00
	4	1.53	0.82
	5	1.08	0.33
125-100	1	4.25	1.53
	3	3.03	1.80
	4	1.81	1.06
	5	1.49	0.80
	6	1.26	0.60
	C	0.50	0.39
100-80	2	3.84	4.50
	3	2.85	2.00
	4	2.70	1.62
	5	1.92	1.08
	6	1.56	0.57
	C	-	-
63-50	3	3.80	4.16
	4	1.82	4.38
	5	0.95	0.83
	6	0.69	0.16
63-50	T	1.13	0.44
50-32	T	1.14	0.47
32-20	T	1.11	0.49
<20	T	1.28	0.93
<20	T	-	-

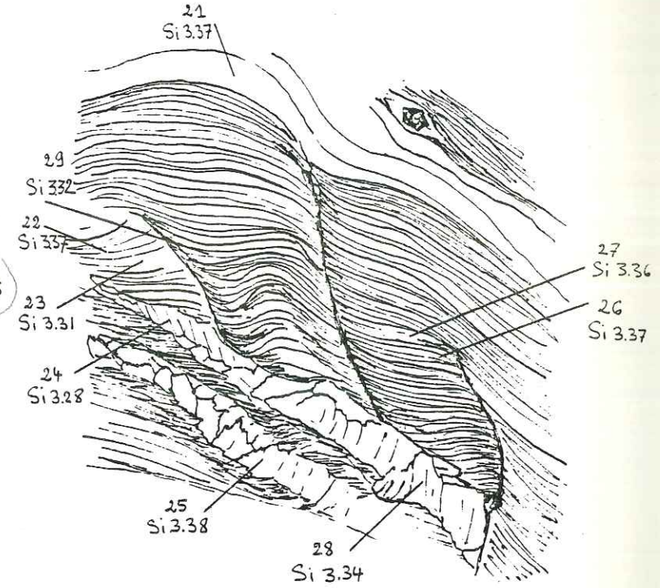
Tableau XVII

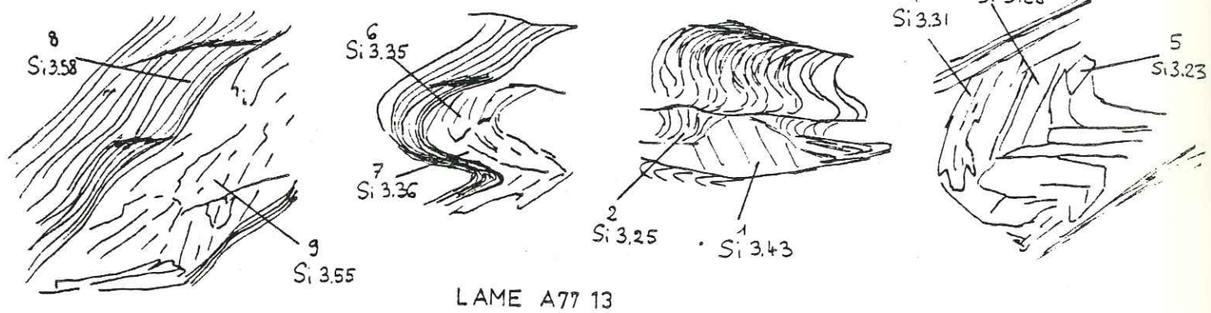
		Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ ($\frac{\pm 2\sigma/\sqrt{N}}{\times 10^{-5}}$)	Ages apparents (MA ± 2σ)
Solution*		41,0	153.0	0.778	0.71289 ± 9	
Sous-fractions de 125-100µm	2	291	46.1	18.28	0.72314 ± 44	41,2 ± 1.5
	3	314	38.4	23.66	0.72391 ± 14	33.9 ± 1.1
	4	364	38.9	27.12	0.72469 ± 24	31.5 ± 1.0
	5	232	35.9	18.74	0.72392 ± 13	43.2 ± 1.4
	6	308	40.3	22.16	0.72469 ± 20	38.8 ± 1.2
	C	32.8	6.82	13.91	0.71862 ± 51	30.7 ± 2.5

Solution de lavage, à Hcl 1N, de la roche totale

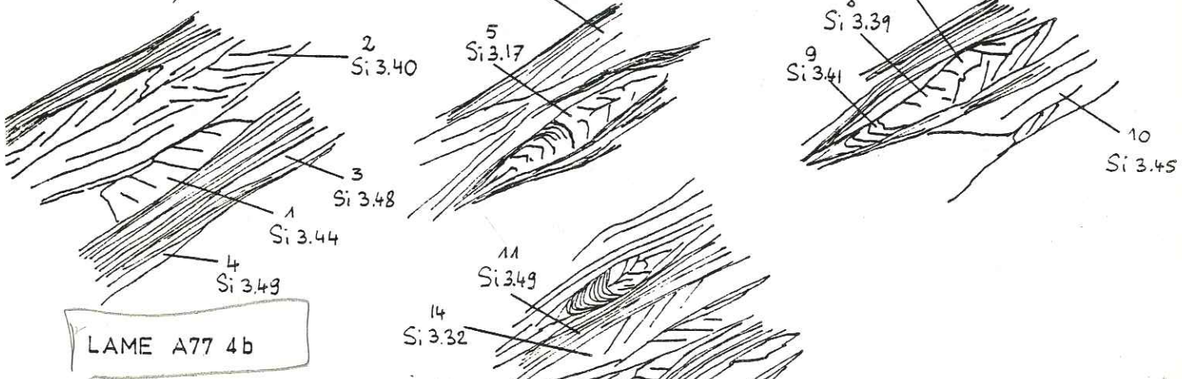




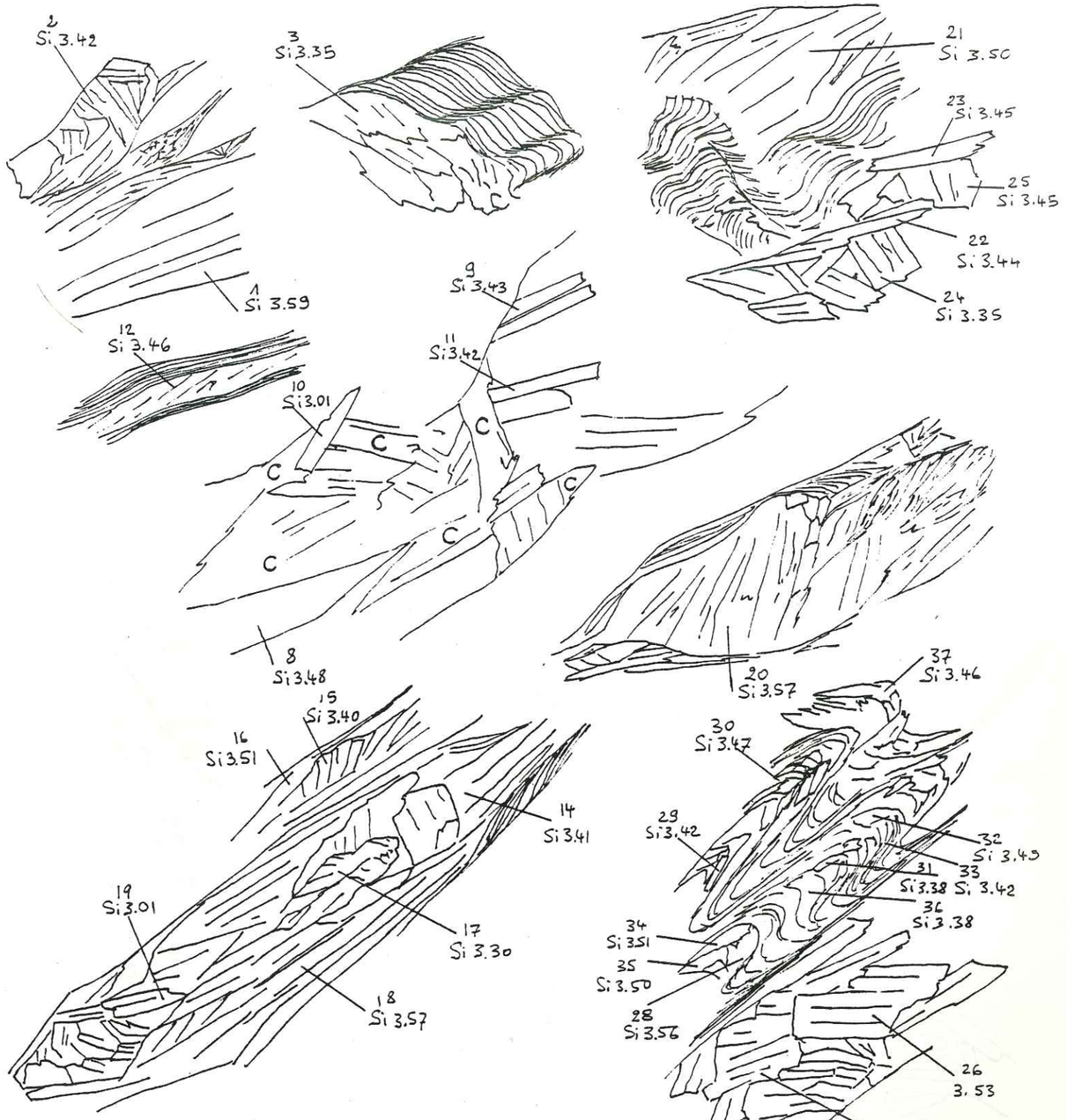




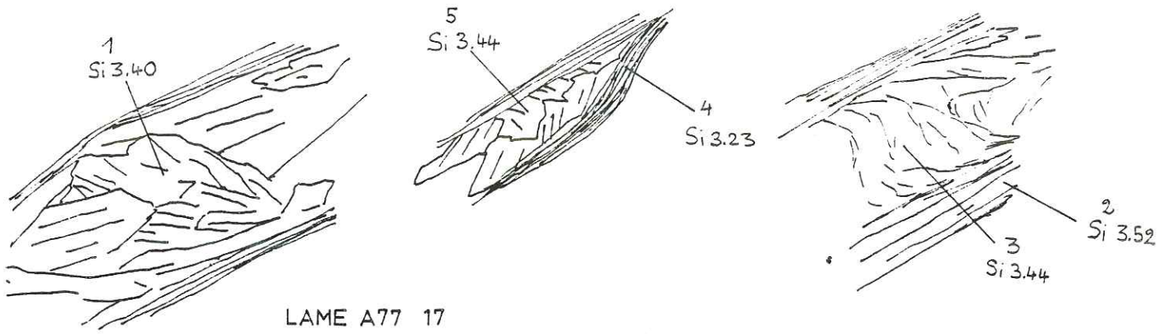
LAME A77 13



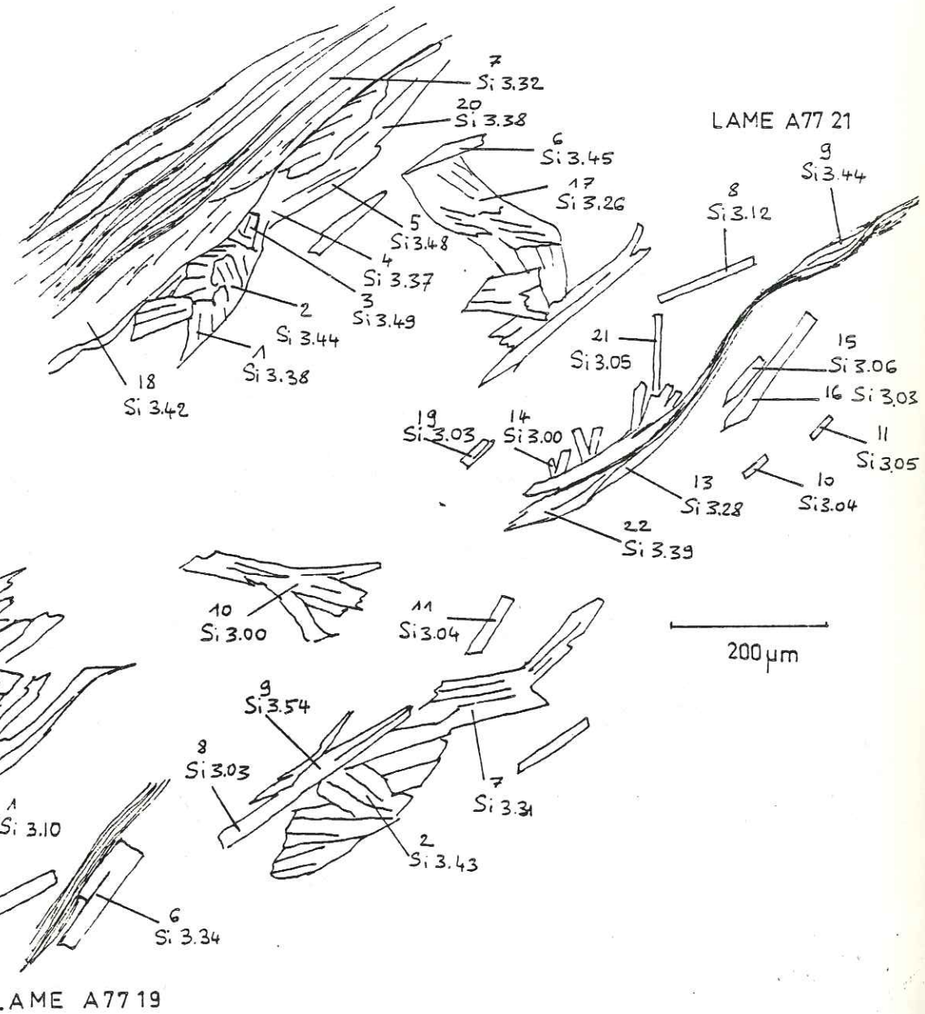
LAME A77 4b



LAME A77 36

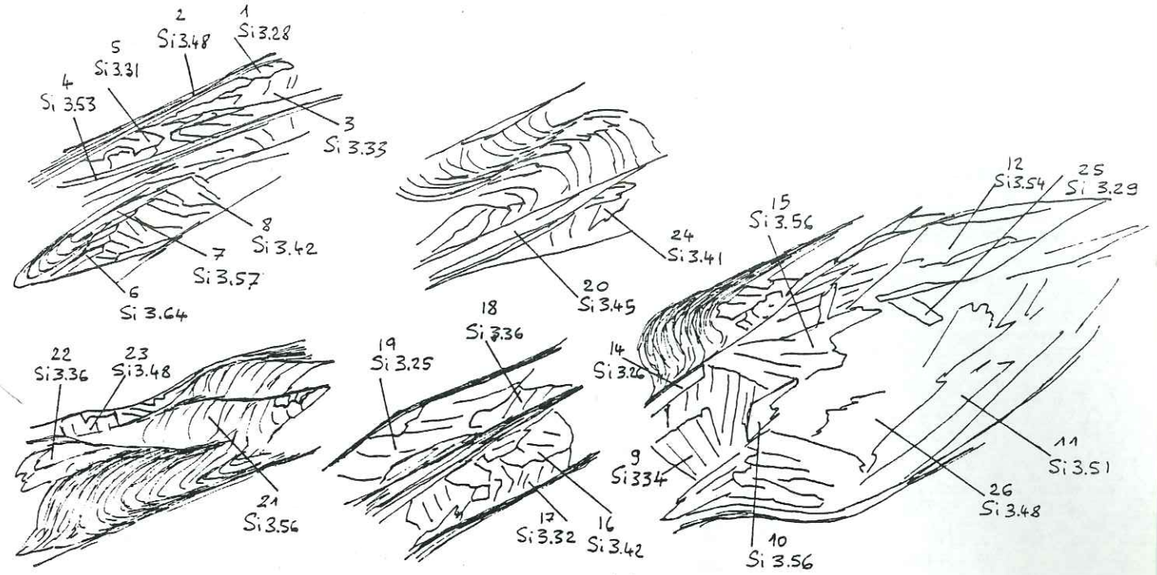


LAME A77 17

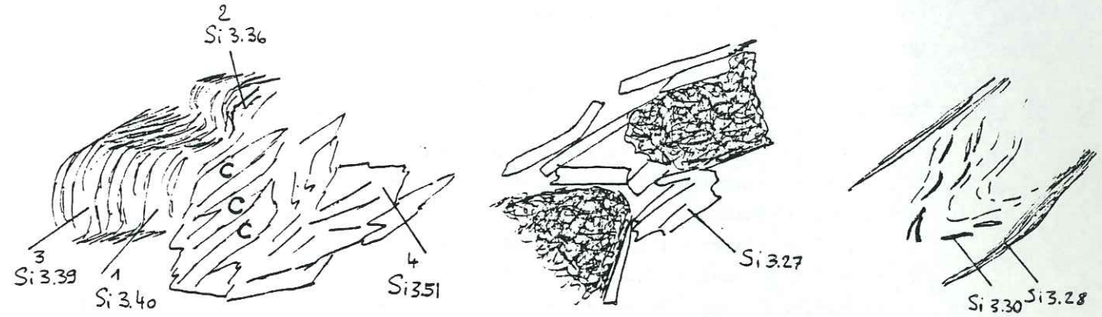


LAME A77 21

LAME A77 19



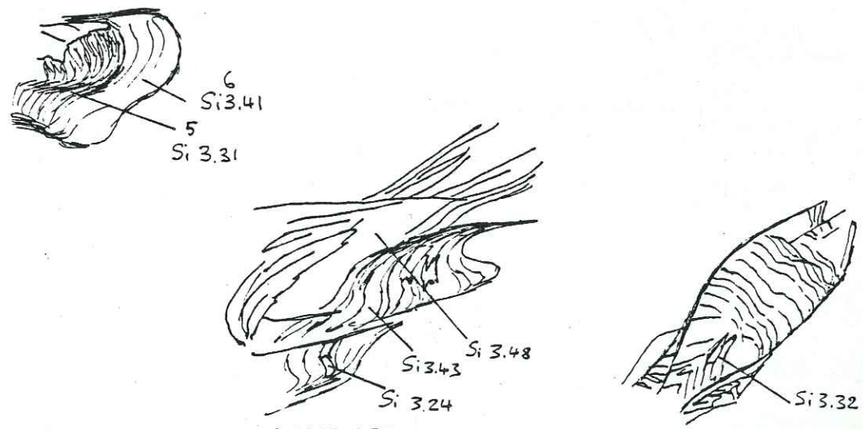
LAME A77 33



LAME A77 8

LAME A77 44

LAME A77 46



LAME A77 59

LAME A77 60

Echantillon A77 9 - Grains isolés (Paris)

100 - 80 µm (artificielle)

1 - Si 3.46 limpide, sans inclusions
2 - Si 3.46 limpide, sans inclusions
(3) - Si 3.40 inclusions abondantes
4 - Si 3.42 limpide, sans inçlusions
5 - Si 3.42 limpide, sans inclusions
6 - Si 3.41 limpide, sans inclusions
7 - Si 3.49 limpide, sans inclusions

125 - 100 µm

(8) - Si 3.43 quelques inclusions peu denses
(9) - Si 3.37 quelques inclusions
(10) - Si 3.41 inclusions assez nombreuses
(11) - Si 3.41 inclusions, fond pigmenté
(12) - Si 3.43 inclusions abondantes

Lame A77 64

1 - Si 3.55 parallèle à la foliation, sans opaques
2 - Si 3.55 parallèle à la foliation, sans opaques
3 - Si 3.44 petite lamelle limpide oblique à la foliation
4 - Si 3.56 lamelle limpide flexurée
5 - Si 3.37 lamelle brisée
6 - Si 3.38 lamelle de la foliation avec opaques
7 - Si 3.54 lamelle parallèle à la foliation sans opaques
8 - Si 3.51 petite lamelle sans opaques

Lame A77 75

1 - Si 3.68]
2 - Si 3.68] grandes lamelles en zones d'ouverture
3 - Si 3.56]
4 - Si 3.53] lamelles flexurées