



Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales) : lithostratigraphie des séries mésozoïques, analyse tectonique et modélisation de la déformation

Bernard Allenbach

► To cite this version:

Bernard Allenbach. Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales) : lithostratigraphie des séries mésozoïques, analyse tectonique et modélisation de la déformation. Tectonique. Université de Strasbourg, 1982. Français. NNT : . tel-00802731

HAL Id: tel-00802731

<https://theses.hal.science/tel-00802731>

Submitted on 20 Mar 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

Bernard ALLENBACH

GÉOLOGIE DE LA BORDURE SW DU MASSIF D'AMBIN
(ALPES OCCIDENTALES)

LITHOSTRATIGRAPHIE DES SÉRIES MÉSOZOIQUES
ANALYSE TECTONIQUE ET MODÉLISATION DE LA DÉFORMATION

Soutenue publiquement le 26 novembre 1982 devant la Commission d'Examen :

MM. A. MICHARD, Président
J.M. CARON
P. CHOUKROUNE
A.W.B. SIDDANS

R É S U M É

A la bordure SW du massif d'Ambin, six séries lithostratigraphiques mésozoïques sont différenciées :

- la couverture autochtone des terrains siliceux antétriasiques (ultrabriançonnaise),
- deux séries paraautochtones riches en brèches chaotiques (affinités ultrabriançonnaises),
- deux séries de Schistes lustrés contenant à la base des brèches dolomitiques, terminées par des olistolites de roches vertes (piémontaises externes),
- des Schistes lustrés ophiolitifères (piémontais internes).

L'individualisation nouvelle des séries paraautochtones précise la transition paléogéographique entre les domaines briançonnais interne et piémontais externe.

L'évolution tectonométamorphique est reconstituée à partir du dénombrement des générations de structures synschisteuses et de la géométrie des contacts anormaux successifs.

Afin de quantifier la déformation de ces séries dépourvues de marqueurs classiques, une modélisation mathématique (sous forme matricielle) de la déformation des linéations autour des plis mineurs, est simulée par ordinateur.

MOTS-CLEFS :

Massif d'Ambin, Ultrabriançonnais, séries bréchiques, olistostromes, Schistes lustrés, tectonique polyphasée, contacts anormaux, plis à axe courbe, linéations, déformation homogène, calcul matriciel, simulation, quantification de la déformation.



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

Bernard ALLENBACH

GÉOLOGIE DE LA BORDURE SW DU MASSIF D'AMBIN

(ALPES OCCIDENTALES)

LITHOSTRATIGRAPHIE DES SÉRIES MÉSOZOIQUES

ANALYSE TECTONIQUE ET MODÉLISATION DE LA DÉFORMATION

Soutenue publiquement le 26 novembre 1982 devant la Commission d'Examen :

MM. A. MICHARD, Président

J.M. CARON

P. CHOUKROUNE

A.W.B. SIDDANS

LISTE DES PROFESSEURS, MAÎTRES DE CONFÉRENCES
DIRECTEURS ET MAÎTRES DE RECHERCHE CNRS ET INSERM

Président	Professeur	F.MARCOUX
Vice-Présidents	Professeur	Ph.ROPARTZ
	Professeur	H.DURANTON
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 - F.FISCH.

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

Professeurs :

M.ADLOFF	Chirurgie générale	J.GRENIER	Chirurgie générale	J.MEHL	Médecine du Travail
N.APROSIO	Anatomie et Organogenèse	E.GROSSHANS	Clin.Dermatol.et Syphiligraphique	G.METHLIN	Physique biologique
CI.ARON	Histologie	P.HABEREY	Physiologie	B.METZ	Physiologie appliquée
L.ASCH	Rhumatologie	J.HERAN	Med.et Chir.Experim.et Comparée	R.MINCK	Bactériol.Virol.Immunol.gén.
A.BATZENSCHLAGER	Anatomie Pathologique	L.HOLLENDER	Chir.Digestive et Générale	G.MORAND	Chirurgie thoracique
P.BEYER	Clin.de Pédiatrie et Puericulture	J.LIMBS	Pharmacologie	E.PHILIPPE (dét.)	Anatomie pathologique
P.BLOCH	Radiologie	F.ISCH	Reéducation fonctionnelle	R.RENAUD	Gynécologie et Obstétrique
R.BLOCH	Pharmacologie	L.ISRAEL	Psychiatrie d'Adultes	P.REVILLE	Endocrinol.Metabol.et Nutrit.
R.ROCKEL	Hépatologie, Gastro-entérologie	H.JAHN	Néphrologie	Ph.REYS	Chir.Gen.-Hôp.L.Pasteur Colmar
CI.BOLLACK	Urologie	J.JUIF	Pédiatrie et Puericulture	E.ROEGEL	Pneumologie Phtisiologie
A.BRINI	Ophthalmologie	Th.KAMMERER	Clin. Psychiatrique	F.ROHMER	Clin. Neurologique
A.BRONNER	Clin. Ophthalmologique	P.KARLI	Neurophysiologie	J.V.RUCH	Biologie médicale
F.BUCHHEIT	Neurochirurgie	B.KELLER	Clin.Gynécol.et Obstétricale	Y.RUMPLER	Embryol.et Morphol.experim.
P.BUCK	Clin.Chirurgicale des Enfants	F.KEMPF	Radiologie	A.SACREZ	Cardiologie
G.BURGHARD	Clin.et Prophylaxie de la Tuberc.	I.KEMPF	Orthopédie et Traumatologie	G.SCHAFF	Physiologie
P.CHAMBRON	Biochimie	R.KIENY	Pathol.et Clin.Sémiol.Chir.	E.SCHVINGT	Clin.Chir.Orthop.et Trauin.Adul.
J.CHAMBRON	Physique biologique	A.KIRN	Viologie	J.SCHWARTZ	Pharmacol.et Méd. Experim.
M.CHAMPY	Stomatologie	J.G.KORITKE	Anatomie Normale	A.SIBILLY	Clinique Chirurgicale A
A.CHAUMONT	Médecine légale et Méd.Sociale	M.KREMER	Parasitol.et Pathol.tropicale	L.SINGER	Psychiatrie d'Adultes
M.COLLARD	Neurologie	D.KURTZ	Neurologie	F.STEPHAN	Pathol.Gén.et Experimentale
C.CONRAUX	Oto-Rhino-Laryngologie	G.LANG	Orthop.et Traumatologie	D.STORCK	Clinique médicale A
P.DELLENBACH	Gynécol. et Obstétrique	J.LAVILLAUREIX	Hygiène	G.VINCENDON	Biochimie
M.DORNER	Clin. Médicale B	Y.LEGAL	Anatomie pathologique	R.VOEGTLIN	Thérapeutique
R.EBTINGER	Psychiatrie infantile	J.M.LEVY	Pédiatrie, Génétique médicale	A.WACKENHEIM	Radiologie
M.FABRE	Histologie	J.M.MANTZ	Réanimation Médicale	P.WARTER	Radiologie
L.FINCKER	Clin. Médicale B	F.MARCOUX	Médecine du Travail	J.P.WEILL	Gastro-Entérol.et Hydrat.Therap.
R.GANDAR	Clin.Gynécol.et Obstétricale	J.MARESCAUX	Histologie	D.WILLARD	Pédiatrie, Génétique Médicale
P.GAUTHIER-LAFAYE	Anesthésiologie	Ch.MARX	Physiologie	J.P.WITZ	Chirurgie thoracique
		S.MAYER	Hématologie		

Professeur associé : G.VAN ALPHEN - Ophtalmologie.

Professeur conventionné : E.WEIL - Toxicologie industrielle.

Maîtres de Conférences Agrégés :

S.BABIN	Orthopédie et Traumatologie	P.KEHR	Orthopédie et Traumatologie	J.C.OTTENI	Anesthésiologie
P.BAREISS	Médecine interne	R.KEILING	Cancerologie	G.PAULI	Pneumologie Phtisiologie
P.BOURJAT	Radiologie	J.KEMPF	Biochimie	J.RITTER	Gynécol. et Obstétrique
C.BRECHENMACHER	Cardiologie	T.KIEN TRUONG	Parasitologie	M.ROOS	Histologie
J.M.BROGARD	Médecine interne	G.KLOTZ	Oto-Rhino-Laryngologie	P.SAUVAGE	Chirurgie infantile
A.CONSTANTINESCO	Physique biologique	F.KUNTZMANN	Médecine interne	G.SAVA	Chirurgie générale
J.P.DUPEYRON	Anesthésiologie	J.M.LANG	Maladies du sang	J.P.SCHIEBER	Physiologie
B.EISENMANN	Chirurgie cardio-vasculaire	D.MAITROT	Neurochirurgie	G.SCHLAEDER	Gynécologie et Obstétrique
J.FLAMENT	Ophtalmologie	J.L.MANDEL	Biochimie	J.L.SCHLIENGER	Médecine interne
J.GEISERT	Pédiatrie, Génétique médicale	J.MARESCAUX	Chirurgie générale	H.SICK	Anatomie et Organogénèse
J.P.GERHARD	Ophtalmologie	J.MARK	Biochimie	C.STOLL	Pédiatrie, Génétique médicale
P.GERLINGER	Embryologie	J.MESSER	Pédiatrie, Génétique médicale	J.D.TEMPE	Réanimation médicale
E.HEID	Dermato-vénérologie	C.MEYER	Chirurgie générale	J.TONGIO	Radiologie
M.IMLER	Médecine interne	H.MONTEIL	Bactériologie	J.P.WALTER	Radiologie
D.JAECK	Chirurgie générale	F.OBERLING	Hématol. Maladies du sang	J.M.WARTER	Neurologie
A.JAEGER	Réanimation médicale	G.OBERT	Bactériologie Virologie	A.WILK	Stomatologie
M.JESEL	Reéducation fonctionnelle				

Directeur de Recherche : A.PETROVIC* - Physiologie — M.JACOB* - Biochimie

Maîtres de Recherche :

M.GAUTHERIE+	Thermologie biomédicale	G.REBEL+	Neurochimie	N.VIRMAUX-COLIN+Neurochimie
G.GOMBOS+	Neurochimie	R.RECHENMANN+	Biophys.des Rayonnements	J.J.VOGT+ Thermophysiol.
K.HAFEN-STENGER+	Endocrinologie	M.SENSENBRENNER+	Neurochimie	A.WAKSMANN+ Neurochimie
G.LECLERC+	Chimie organique	J.VELLY+	Pharmacologie	

U.E.R. D'ODONTOLOGIE

Directeur Robert FRANK

Professeurs :

M.DOCQ Dentisterie opératoire
R.FRANK Biologie et Matière fondamentale

P.KLEWANSKY Parodontologie
J.LITZLER Prothèse

Professeurs de premier grade :

E.ALLEMAN Dentisterie opératoire
M.BASTIAN Prothèse
C.BOLENDER Orthopédie dento-faciale
A.COMTE Dentisterie opératoire

R.HAAG Pathol.et Therap.dentaires
J.L.LACOSTE Orthopédie dento-faciale
M.LANGER Prothèse
M.LEIZE Prothèse

P.NICOLAS Pathol.et Therap.dentaires
J.J.ROTH Parodontologie
A.SCHLIENGER Prothèse
J.SOMMERMATER Parodontologie

Professeurs de deuxième grade :

W.BACON Orthopédie dento-faciale
P.CAHEN Biologie et Matière fondamentale
J.P.CHARRIER Orthopédie dento-faciale

B.KAESS Pathol.et Therap.dentaires
H.TENENBAUM Parodontologie

U.E.R. DES SCIENCES PHARMACEUTIQUES

Directeur Pierre MÉTAIS

Doyens honoraires : P.DUQUENOIS - N.HASSELNANN - G.DIRHEIMER.

Professeurs honoraires : P.CORDIER - J.P.EBEL - G.GAZET du CHATELIER - P.JAEGER.

Professeurs :

R.ANTON Pharmacognosie
R.CARBIENER Botanique
G.DIRHEIMER Toxicologie
G.FERARD Chimie biologique
A.GAIRARD Physiologie
D.GERARD Physique et Biophysique
M.HASSELNANN Chim.Anal.et Bromatol.
C.HASSELNANN(dét.) Chimie Analytique
L.JUNG Pharmacie chimique

J.C.KOFFEL Pharmacie chimique
H.LAMI Mathématiques
Y.LANDRY Pharmacologie
C.LAPP Chimie générale et minérale
P.LAUGEL Chimie analytique
G.LAUSTRIAT Physique
A.LUGNIER Toxicologie
J.MALGRAS Immunologie
C.MATHIS Pharmacie galénique
P.METAIS Biochimie

B.PESSON Parasitologie
Ph.POINDRON Virologie
J.SCHREIBER Chimie organique
A.STAHL Biochimie pharmaceutique
A.STAMM Pharmacie galénique
J.C.STOCLET Pharmacodynamie
D.VIDON Bactériologie
C.G.WERMUTH Chimie organique

Professeur associé : A.WEINREB - Pharm.biophys.

Professeur conventionné : B.ROTH-SCHUCHTER - 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 :

J.M.AVENARD Géographie
L.LEGRAND Sciences de l'Education
M.LIEURY Psychol. experim.
P.LIMOZIN Géographie

P.MICHEL Géographie
A.MOLES Psychologie sociale
H.NONN Géographie
H.REYMOND Géographie

R.SCHWAB Géographie
A.TABOURET-KELLER Psychologie
M.TARDY Psycho-pédagogie
J.TRICART Géographie

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

U.E.R. DES SCIENCES ÉCONOMIQUES

Directeur X...

Doyens honoraires : P.CHAMLEY - J.P.FITOUSSI - R.DOS SANTOS FERREIRA.

Professeurs :

Ph.ARTZNER Mathématiques
F.BILGER Sciences Economiques
A.CHABERT Sciences Economiques

P.CHAMLEY Sciences Economiques
R.DOS SANTOS FERREIRA Sciences Economiques
J.P.FITOUSSI (dét.) Sciences Economiques

LAGERARD-VARET Sciences Economiques
G.KOENIG Sciences Economiques
J.J.OBRECHT Gestion

Chargés de Conférences : R.ERBES - A.LOSSER

U.E.R. DES SCIENCES EXACTES

Mathématiques

Directeur Gérard SCHIFFMANN

Sciences Physiques et Chimiques

Directeur Henri BENOIT

Sciences de la Matière

Directeur Jean José FRIED

Sciences de la Vie et de la Terre

Directeur Geneviève LEBEURIER

Sciences du Comportement et de l'Environnement

Directeur Bruno WILL

Ecole d'Application des Hauts Polymères

Directeur Morand LAMBLA

Ecole Nationale Supérieure de Chimie

Directeur Marc DAIRE

Observatoire

Directeur Alphonse FLORSCH

Physique du Globe

Directeur Roland SCHLICH

Ecole Nationale Supérieure de Physique

Directeur Gilbert SUTTER

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

Professeurs honoraires : J.BRENET - Mme M.BRINI - J.BYE - H.CARTAN - C.CHABAUTY - A.CHRETIEN - J.DENY - Mlle A.GAGNIEU - Mlle S.GILLET - S.GORODETZKY - R.HOCART - P.JOLY - P.LACROUTE - R.LECOLAZET - G.LEMEE - P.L'HERITIER - A.LICHNEROWICZ - A.MAILLARD - G.MILLOT - 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 conférence honoraire : R.WEIL.

Professeurs :

J.P.ADLOFF Chimie nucléaire
R.ARMBRUSTER Physique
P.ARTZNER Mathématiques
V.AVANISSIAN Analyse supérieure
G.BARBANÇON Mathématiques
F.BECKER Physique mathématique
N.BEFORE Biochimie
G.BELLARD Botanique
C.BENEZRA Dermato-Chimie
H.BENOIT Physicochim.macrochim.
P.BENVENISTE Physiologie végétale
D.BERNARD Méth.math.de la physique
J.C.BERNIER Chimie générale
J.BONNIN Géophysique interne
Y.BOULANGER Biochimie
J.F.BOUTOT Mathématiques
J.BROSSAS Chimie macromoléculaire
R.BROUILLARD Chimie org.et Chimie analyt.
C.BURGGRAF Minéralogie
H.BURNAGE Mécanique des Fluides
M.CARA Géophysique interne
R.CERF Physique générale
P.CHARTIER Chimie
P.CHEVALLIER Physique
A.CLAUSSE Chimie
A.COCHÉ Physique nucléaire
M.DAIRE Chim.phys.inclust.Sc.des Matér.
H.DANAN Phys.Atom.et Phys.du Solide
E.DANIEL Physique expérimentale
M.DAUNE Biophysique
J.DEHAND Chimie générale
A.DELUZARCHE Chimie
J.DEMUYNCK Chimie organique
J.F.DUFOUR Informat.fondam.et appl. (IUT)
G.DUNOYER de Géologie
SEGONZAC Botanique
H.DURANTON Biochimie
J.P.EBEL Minéralogie
J.P.EBERHART Biochimie
B.ERESMANN Physique
V.ERN Physique
J.FARAUT Mathématiques
J.MARTINET Chimie
P.FELTZ Physiologie animale

X.FERNIQUE Mathématiques
M.FINK Acoustique moléculaire
J.G.FISCHER Chimie
D.FOATA Mathématiques
E.FOLLENIUS Zoologie
J.J.FRIED Mécanique des Fluides
D.FROELICH Chim.gén.Chim.physique
A.FUCHS Mécanique rationnelle
J.C.GALL Géologie
A.GALLMANN Physique
F.GAUTIER Physique
R.GERARD Mathématiques
G.GLAESER Mathématiques
C.GODBILLON Optique, phys.atom.et mol.,
A.GOLTZENE phys.du sol et cristallographie
M.GOUNOT Physique
M.GROSS Chimie physique
Y.GUEGUEN Géophysique interne
L.HIRTH Microbiologie
C.JASCHEK Astronomie
J.P.JONARD Virologie
J.P.JOUANOLLOU Mathématiques
F.JUNDT Phys.nucl.et corp.et théor.phys.
T.JUTEAU Minéralogie
C.KEDINGER Biochimie
A.KIENNEMANN Chimie appl.et Génie chim.
R.KIRSCH Zoologie
F.LACROUTE Biologie végétale
J.C.LAFON Informatique appliquée
A.M.LAMBERT Biologie
M.LAMBLA Chimie générale
G.LEBEURIER Microbiologie
J.L.LEBENGUTH Chim.appl.et Chim.des matér.
J.LEITE-LOPES Phys.nucl.et corpusculaire
P.LEMOINE Chimie
M.LEROY Chimie
J.C.LIONS Zoologie et Ecologie
F.LOOR Immunologie
J.LUCAS Géologie
D.MAGNAC Physique
J.MARTINET Mathématiques
P.MIALHE Physiologie animale
A.MICHARD Géologie

M.MIGNOTTE Informatique
P.MIRABEL Chimie
G.MONSONEGO Physique théorique
B.MORIN Mathématiques I
P.NANOPOULOS Probabilités et statistiques
J.OSBORN Chimie
E.OSTERTAG Electr. et Electrotechnique
G.OURISSON (dét.) Chimie
J.M.PAULUS Chimie générale
J.P.RAMIS Mathématiques générales
G.REEB Topologie
Ph.RICHARD Physiologie animale
J.J.RIEHL Chimie
P.RIMMELIN Chimie (IUT)
C.ROBERT Physique
Ph.ROPARTZ Psycho-Physiologie
J.ROUX Botanique
J.P.SAUVAGE Chimie théor.et Chim.phys.(IUT)
F.SCHALLER Biologie générale
G.SCHIFFMANN Mathématiques
A.SCHMITT Physique
P.SCHMITT Psycho-physiol.et physiol.du comp.
J.P.SCHWING Chimie
M.J.SCHWING Chimie physique
J.C.SENS Phys.nucl.et corp.et théorie phys.
M.SIESKIND Physique
G.SOLLADIE Chimie organique
J.SOMMER Chimie appliquée
G.SUTTER Physique électronique
Ch.TANIELIAN Chimie (IUT)
Y.TARDY Géologie
J.TERRISSE Chimie
J.J.THIEBOLD Biologie animale
D.VIAUD Mathématiques
R.VOLTZ Physique théorique
J.H.WEIL Biochimie
G.WEILL Physique
R.WEISS Chimie
P.L.WENDEL Chimie
B.WILL Psycho-Physiologie
C.WINTER Chimie
C.WIPPLER Physicochim.des Hts Polymères
J.WUCHER Physique
B.WURTZ Biochimie

Professeur émérite : G.MILLOT - Géologie Paléontologie.

Professeur adjoint : J.SITTler - Géologie

P.BOUVEROT - Physiologie respiratoire - P.DEJOURS - Physiologie respiratoire.

Professeurs Associés :

M.R.CHURCHILL Chimie
B.J.COLE Chimie
M.E.CONSTANTIN Chimie

E.CROUSE Biochimie
H.DUGAS Chimie
C.PIERPONT Chimie

A.SIDOANS Géologie
R.WEISS Chimie

Professeurs conventionnés : P.BEY - Chimie - P. BOUVEROT - Physiol.respirat. - P.DEJOURS - Physiol.respirat. - F.FARKAS - Phys. - Y.NAKATANI - Chimie.

Astronomes adjoints : A.FLORSCH - A.FRESNEAU

Astronome adjoint associé : M.JASCHEK - Astronomie

Physiciens adjoints (Physique du Globe) : P.HOANG TRONG - Géophysique int. - R.MONTIGNY - Géophysique int. - E.PETERSCHMITT - Géophysique int.

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

P.ALBRECHT Chimie
J.F.BIELLMANN Chimie
P.BOUVEROT Physiologie respiratoire
P.DEJOURS Physiologie respiratoire
M.FRANCK-NEUMANN Chimie organique
A.KNIPPER Phys.nucl.et corpusculaire

A.KOVACS Physicochim.macrochim.
J.MARCHAL Physicochim.macrochim.
P.AMEYER Mathématiques
A.J.PMEYER Physique
A.PORTE Biologie cellulaire
P.REMP Physicochim.macrochim.
R.SCHLICH Géophysique marine

A.SKOULIOS Physicochim.macrochim.
M.VAN REGENMORTEL Virologie
R.VAROQUI Physicochim.macrochim.
A.VELLARD Chimie moléculaire
R.ZANA Physicochim.macrochim.
A.ZUKER Physique théorique

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

J.Ch.ABBE Physicochim.des interactions et des interfaces
E.ASLANIDES Phys.nucl.et corpusculaire
F.BECK Phys.nucl.et corpusculaire
G.BECK Biochimie
J.P.BECK Physiologie
R.BERTINI Physique nucléaire
M.BONHOMME Géologie
H.BRAUN Physique nucléaire
P.BRAUNSTEIN Chimie
M.C.CADEVILLE Physique des Solides
H.CALLOT Chimie
S.CANDAU Physique
M.CHAMPAGNE Biophysique
J.CHEVALLIER Physique nucléaire
J.P.COFFIN Phys.nucl.et corpusculaire
A.CORET Phys.nucl.et corpusculaire
M.CROISSIAUX Phys.nucl.et corpusculaire
D.DISDIER Phys.nucl.et corpusculaire
J.DOUBINGER Géologie
F.DURST Physiologie végétale
S.EL KOMOSS Physique
B.FRANÇOIS Physicochim.macrochim.
E.FRANTA Physicochimie moléculaire
J.M.FRIEDOT Physicochim.des interactions et des interfaces
B.FRITIG Virologie
Y.GALLOT Physicochim.macrochim.
J.P.GERBER Phys.nucl.et corpusculaire
R.GIEGE Biochimie
Ph.GRAMAIN Physicochim.macrochim.
J.B.GRUN Physique

J.HERZ Physicochim.macrochim.
J.HOFFMANN Biologie animale
G.JENNER Chimie
G.KAUFMANN Chimie
G.KEITH Chimie
J.P.KINTZINGER Chimie
B.KOCH Physiologie
E.KOCHANSKI Struct.et dynam.molécul.
chimie de coordination
B.LANG Cristallographie
J.LANG Physicochim.macrochim.
P.LAURENT Physiol.comparée des régul.
A.LEJEUNE Phys.nucléaire théorique
C.LERAY Physiol.comparée des régul.
F.LEYENDECKER Chimie
B.LOTZ Physicochim.macrochim.
B.LUO Chimie organique
G.MAIRE Chimie
A.MALAN Physiologie respiratoire
E.MARCHAL Physicochim.mol.et macromol.
R.MORAND Phys.nucl.et corpusculaire
D.MORAS Chimie
Th.MULLER Phys.nucl.et corpusculaire
G.MUNSCHY Physique
M.NAUCIEL-BLOCH Physique des Solides
A.NICOLAEFF Physique
H.PAQUET Géologie
M.PATY Phys.nucl.et corpusculaire
C.PICOT Physicochim.macrochim.
L.PINOT Biologie cellulaire

P.POIX Chimie
J.POUYET Biophysique
B.REES Chimie
P.REMY Biochimie
J.P.ROTH (s.Dir.) Physique
Inst.de rech.) Physicochim.macrochim.
R.SCHANTZ Physiologie végétale
F.SCHEIBLING Phys.nucl.et corpusculaire
F.SCHUBER Chimie organique
N.SCHULZ Phys.nucl.et corpusculaire
C.SCHWAB Physique
R.SELTZ Phys.nucl.et corpusculaire
P.SIFFERT Phys.nucl.et corpusculaire
C.SITTler Chimie
M.E.STOECKEL Biol.des interactions cellulaires
Ch.STRAZIELLE Physicochim.macrochim.
M.SUFFERT Phys.nucl.et corpusculaire
J.C.THIERRY Chimie
K.TRAORE Physicochim.atom.et ionique
P.WAGNER Phys.nucl.et corpusculaire
G.WALTER Phys.nucl.et corpusculaire
Fr.WEBER Géologie
J.P.WENIGER Zoologie
J.WITZ Biologie cellulaire
R.WOLFF Chimie
J.P.ZIELINGER Physique
L.ZILLIOX Mécanique des Fluides

AVANT-PROPOS

A V A N T - P R O P O S

C'est un devoir bien agréable de rappeler que la réalisation de ce mémoire a été rendue possible grâce au concours de très nombreuses personnes.

Jean-Michel CARON est l'instigateur de ce travail, sans son amitié, son enthousiasme, ses encouragements et son aide constante, ce mémoire n'existerait pas.

Je tiens à remercier Monsieur André MICHARD qui m'a accueilli au Laboratoire de Géologie Structurale de Strasbourg et a accepté de présider le jury de ma thèse, ainsi que Monsieur Pierre CHOUKROUNE qui me fait l'honneur de participer à ce jury.

Andy SIDDANS, mon voisin de bureau depuis un an, m'a fait bénéficier au cours de nombreuses discussions nocturnes de ses conseils et de ses excellents whiskies ; je le remercie de bien vouloir assister au jury.

Sur le terrain les conseils de André MICHARD, Andy SIDDANS, Julian VEARNCOMBE, l'aide de Guy PEQUIGNOT, J.L. POTDEVIN, J.M. CARON, Hubert SCIUS, René COLAS, Philippe GILLET et Michèle ERNEWEIN, et la bonne volonté de Joséphine m'ont beaucoup facilité le travail.

La métamorphose du manuscrit s'est effectuée grâce à Danièle ZILL qui s'est chargée de la traduction et de la frappe des hiéroglyphes initiaux, et à Monsieur J. GRUNER qui a assuré la réduction de toutes les figures avec sa méticulosité habituelle.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans les compétences de A. CLEMENT pour l'informatique, Mme R. ORY et B. KIEFFER à la bibliothèque, G. SCHRAMM pour les lames minces, F. OPPERMANN, J.P. SCHUSTER et A. WENDLING au service général, J.M. BOCK à l'imprimerie ainsi que D. AUNIS et C. BALLOT.

Je souhaite à tous ceux qui termineront un mémoire d'avoir des amis aussi précieux et efficaces que Anne-Marie KARPOFF, Fabien EY, Nicole LIEWIG, André SCHAAF et Hubert SCIUS.

Ces années passées à l'Institut de Géologie ont été l'occasion de nombreuses amitiés et d'excellents moments grâce et avec : Christian HAUBENSACK, Paulo de FRAIPONT, Zizi J.L. ONIMUS, Léon J. COVES, Hubert WHITECHURCH, Philippe DURINGER, Philippe LARQUÉ, David BAUDEMONT, Nounours P. GAUER, Bruno ANCEL, Michel HERR, Anne-Lise MONJANEL, Moha OUAZZANI, René COLAS, Emile WYBRECHT, Daniel TISSERANT, Norbert CLAUER, Thierry JUTEAU, Joëlle DUPLAY, Jean-Claude HORRENBARGER et tous les autres.

Enfin ma reconnaissance s'adresse tout particulièrement à mes parents pour leur soutien inconditionnel et leur confiance tout au long de ces années d'études.

INTRODUCTION

INTRODUCTION

I - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

Le massif d'Ambin est situé sur la frontière franco-italienne dans la partie nord des Alpes cottiennes septentrionales. Il est limité au N par la vallée de l'Arc et le col du Mont Cenis, au S par la vallée de la Doire entre les localités de Bardonnèche à l'W et de Suze à l'E (fig. 1). Sans unité géographique à proprement parlé, le massif d'Ambin tire son nom du Mont d'Ambin (3378 m). Il comprend de part et d'autre de la frontière une dizaine de sommets d'altitudes comparables.

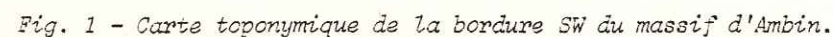
La crête frontière orientée E-W est constituée par la plupart des principaux sommets; elle suit la ligne de partage des eaux entre le bassin de l'Arc au N et celui de la Doire Ripaire au S. Entre la crête frontière et le versant dominant la vallée de la Doire se succèdent trois vallons orientés E-W. La retombée sud du massif est découpée par plusieurs profondes entailles N-S, où coulent les affluents en rive gauche de la Doire entre Bardonnèche et Suze.

La barre de dolomie claire qui arme le M. Pramand et le M. Séguret sépare deux domaines à morphologie contrastée :

- à l'W, les Schistes lustrés sont caractérisés par des reliefs mous aux crêtes instables,
- à l'E, la falaise dolomitique surplombe des pentes abruptes où les barres rocheuses du tégument siliceux et du socle alternent avec des vîres herbeuses.

En raison de la diminution du couvert végétal à étagement alpin typique, la qualité des affleurements s'améliore avec l'altitude.

L'altitude relativement élevée du massif ne permet l'observation qu'à partir du mois de mai pour les bas de pentes. Les mois de juillet à septembre inclus offrent les conditions optimums de travail sur le terrain. La bordure ouest du massif est d'accès facile depuis le versant italien; au S une route militaire est encore praticable jusqu'au M. Pramand (2100 m); au N la route de la station de ski d'été du col du Sommeiller permet d'arriver à 2500, voire 3000 mètres en voiture.



Cartographiquement les principales unités lithologiques et structurales des Alpes occidentales se disposent en bandes longitudinales concentriques, inégalement développées suivant les transversales de l'arc alpin (BOURBON *et al.*, 1975). Trois ensembles structuraux majeurs ont été différenciés ; ce sont d'W en E (des régions externes vers les régions internes) : l'ensemble delphino-helvétique, l'ensemble pennique et l'ensemble austro- et sud-alpin (fig. 2).

L'ensemble pennique auquel appartient le massif d'Ambin est découpé en quatre zones (le terme de zone a un sens structural, réservé aux ensembles actuels définis à la fois par leur succession lithostratigraphique et par leurs caractères tectoniques; le terme de domaine a un sens paléogéographique réservé au lieu de sédimentation parfois hypothétique des séries décrites). Ces quatre zones sont d'W en E (fig. 2) :

- la zone valaisane, bien développée en Suisse, qui disparaît au N de la transversale du massif d'Ambin,
- la zone subbriançonnaise qui succède à la zone valaisane pour s'élargir vers le S,
- la zone briançonnaise (au sens large) qui est continue du Valais à la Méditerranée,
- la zone piémontaise, pays des Schistes lustrés, qui atteint son maximum d'extension transversale à la latitude de Turin.

L'ensemble pennique est constitué d'un empilement de nappes de charriages impliquant à la fois des socles antétriasiques et des séries mésozoïques (bordure de la marge continentale européenne de la Téthys et fragments de l'océan liguro-piémontais). Cet édifice de nappes est replissé et affecté dans sa partie orientale par des rétrocharriages vers l'intérieur de la chaîne, particulièrement visibles sur la transversale de Turin.

Associés aux phases tectoniques, plusieurs épisodes métamorphiques affectent de façon variable dans le temps et dans l'espace, les différentes séries. Les minéraux de métamorphisme tels que jadéite, glaucophane, lawsonite témoignent de conditions de haute pression et de basse température ; ce métamorphisme évolue ultérieurement vers des conditions de plus haute température (faciès Schistes verts) dans la région considérée.

Le massif d'Ambin possède la particularité de présenter au sein de la zone piémontaise, l'affleurement en demi-fenêtres, d'un socle polymétamorphique anté-alpin (analogue à ceux de Dora-Maïra et du Rutor) supportant un tégument siliceux rapporté au Stéphanio-Permien et au Werfénien ; ce dernier constitue la base de la couverture mésozoïque normale du massif. Sur la bordure ouest du massif sont superposées des séries mésozoïques allochtones d'origines variées : ultrabriançonnaise, piémontaise externe et interne.

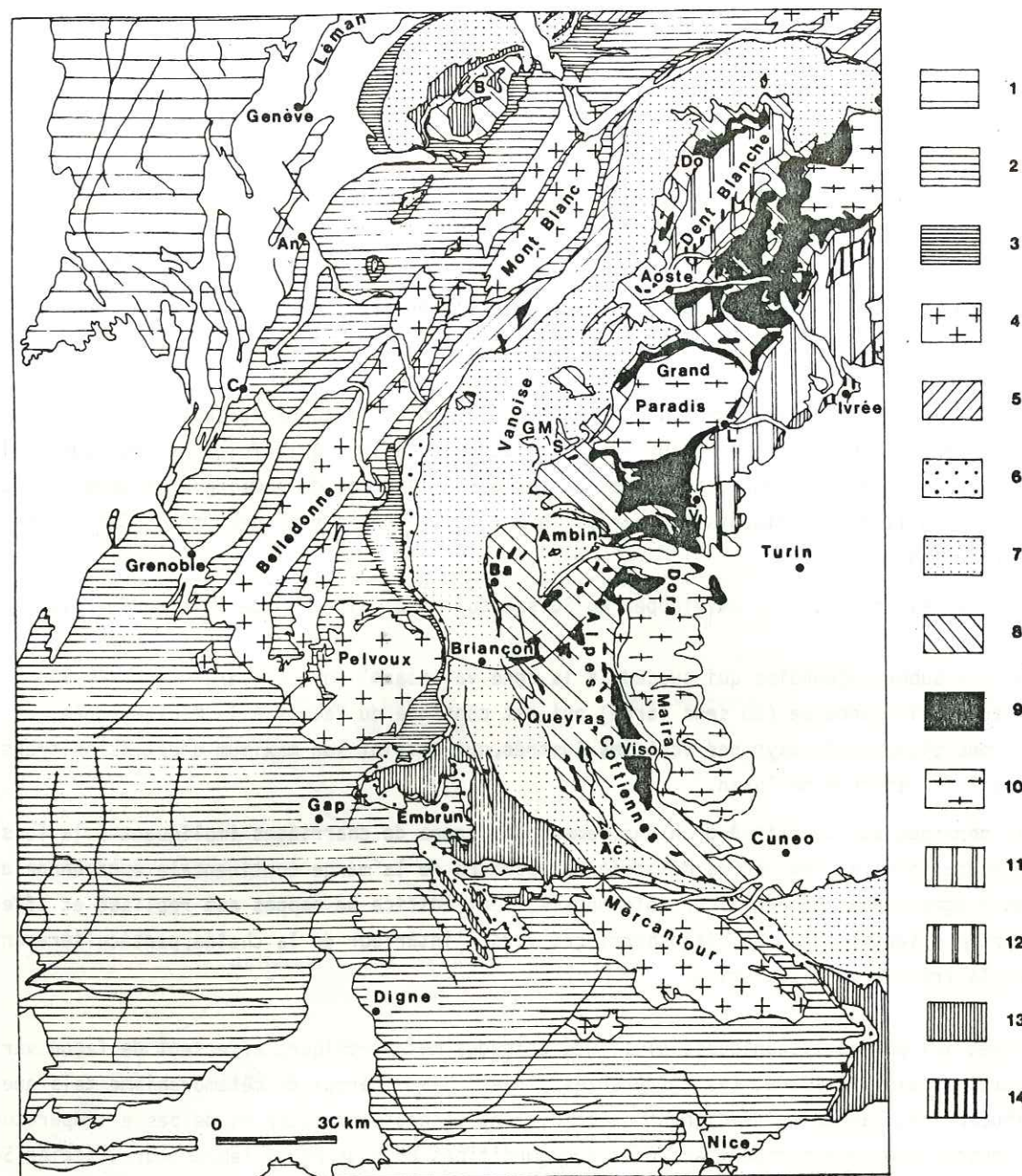


Fig. 2 - Schéma structural des Alpes occidentales (CARON, 1977).

1. Jura et Provence ; 2. couverture dauphinoise (= helvétique) ; 3. zone dauphinoise (= ultra-helvétique) ; 4. massifs cristallins externes ; 5. zone valaisane ; 6. zone subbriançonnaise ; 7. zone briançonnaise s.l. et nappe des Préalpes médianes ; 8. Schistes lustrés piémontais et nappe de la Brèche ; 9. ophiolites ; 10. massifs cristallins internes et nappes du Mont Rose ; 11. zone Sesia ; 12. massif de Lanzo ; 13. zone du Canavese, nappes du Flysch à Helminthoides et nappe de la Simme s.l. ; 14. zone d'Ivrée, deuxième zone diorito-kinzigitique et série de Valpelline.

Ac : Acceglio ; An : Annecy ; B : nappe de la Brèche ; Ba : Bardonnèche ; C : Chambéry ; Do : Mont Dolin ; G.M. : Grande Motte ; L : Locana ; S : Pointe de la Sana ; V : Viù.

III - APERÇU DES TRAVAUX SUR LE MASSIF D'AMBIN

A - LES TRAVAUX ANTERIEURS à 1960

Un historique complet des travaux effectués sur le massif d'Ambin est présenté par LORENZONI (1965) dans son étude du versant italien du massif d'Ambin.

Reflet des grandes controverses de la géologie alpine, l'histoire des travaux géologiques sur le massif d'Ambin débute avec le percement du tunnel de Fréjus et les études de Mortillet (1872).

Le massif d'Ambin est présenté d'abord par GASTALDI et BARETTI (1874) comme une vaste coupole dont la série continue comprend de la base au sommet les termes suivants : des arènes anthracifères, attribuées au Silurien et au Dévonien, surmontées de quartzites, de cargneules, de gypses, de calcaires dolomitiques et de calcschistes (les Schistes lustrés attribués au Précambrien).

Mais dès la fin du siècle dernier BERTRAND, 1889 et TERMIER, 1891 subdivisent cette série en deux ensembles d'origines différentes :

- le socle cristallin, comparé à celui de la Vanoise et attribué au Permo-Carbonifère, est surmonté de sa couverture de quartzites du Trias inférieur, de calcaires que PORTIS (1889) après la découverte de fossiles dans le val de Suze a pu attribuer au Trias moyen et supérieur, de cargneules et de schistes,
- les calcschistes.

L'appartenance des calcschistes aux Schistes lustrés et l'existence d'un grand contact anormal entre le socle cristallin et les Schistes lustrés sont réaffirmés par HERMANN et RAGUIN (1930).

Dans sa note explicative accompagnant la carte géologique au 1/25.000 du Mont-Cenis, IPPOLITO (1949) subdivise également la série stratigraphique en :

- complexe du Grand Paradis - Ambin constitué des gneiss d'Ambin permo-carbonifères et de trois horizons triasiques (les quartzites, les schistes et les calcaires marmoréens),
- complexe des calcschistes piémontais auxquels il rattache toujours les cargneules, les gypses et les calcaires dolomitiques du Trias.

GOGUEL (1955, 1958), GOGUEL et ELLENBERGER (1952), GOGUEL et LAFFITE (1952), exposent les bases récentes de la stratigraphie du massif d'Ambin. Le socle cristallin permo-carbonifère est décrit comme la succession de schistes conglomératiques et de micaschistes à albite sur lesquels, en succession normale, on trouve une série quartzitique et carbonatée perturbée par l'orogénèse alpine et la superposition des calcschistes appartenant aux Schistes lustrés.

La série de la couverture mésozoïque est décrite en détail par ELLENBERGER (1958) à Bellecombe-Carlina, et ses attributions stratigraphiques qui n'ont pas été fondamentalement remises en cause depuis, font état de la succession Trias, Lias, Malm, Crétacé supérieur et Eocène. Les caractéristiques principales de cette série à faciès briançonnais sont pour lui, l'absence de Dogger et la pré-

sence d'un Lias inférieur à faciès prépiémontais ; il conclut "la Vanoise interne nous montre ainsi comment se fait le passage du Briançonnais à des séries plus internes formant un lien entre le faciès briançonnais et piémontais, séries en quelques sortes symétriques du Subbriançonnais. La zone Val d'Isère - Ambin, nous montre l'extrême début du passage latéral".

Enfin, MICHEL (1956, 1957) subdivise le socle cristallin en deux groupes :

- le groupe de la Claréa à la base, constitué essentiellement de gneiss albitiques dans lesquels s'intercalent des lentilles de micaschistes,
- le groupe d'Ambin représenté par des gneiss albitiques à phengite et chlorite.

Il admet que son étude est trop limitée pour pouvoir affirmer que ces groupes forment deux séries polymétamorphiques rétro-morphosées et albitisées lors des phases "préalpines".

B - LES MONOGRAPHIES RECENTES

1. LORENZONI (1965) : "Etude géologique et pétrographique du versant italien du massif d'Ambin"

LORENZONI subdivise les terrains du massif d'Ambin en trois ensembles lithostratigraphiques :

- les formations anté-triasiques,
- la couverture normale du massif d'Ambin,
- la formation des calcschistes.

A la suite de MICHEL (1957), il différencie dans les formations anté-triasiques le groupe de la Claréa (Carbonifère) du groupe d'Ambin (Permien), et le tégument siliceux subdivisé en quartzites permo-éotriasiques et éotriasiques (fig. 3).

Ambin (d'après LORENZONI)	
Quarziti con passaggi a scisti sericitico-fengitici.	Eotrias
Quarziti arenaceo-conglomeratici a fengite e clorite.	Permo-Eotrias
Micascisti feldispatici a clorite passanti verso l'alto ad arenarie arcose epimetamorfiche e verso il basso a micascisti feldispatici conglomeratici. Intercalazioni prasinitiche.	Permiano
Micascisti a gastaldite con intercalazioni anfibolitiche.	Carbonifero (?)

Fig. 3 - Lithostratigraphie des formations prétriasiques du Massif d'Ambin d'après LORENZONI (1965).

L'ensemble des séries antétriasiques constitue pour lui une succession normale. En contradiction avec GOGUEL (1958), il interprète les variations d'épaisseurs des quartzites éotriasiques comme le résultat de phénomènes de dépôts et non comme le résultat d'une érosion différentielle.

Dans son étude de la couverture normale il utilise la série de Bellecombe - Carlina décrite par ELLENBERGER comme coupe de référence. Les lambeaux calcaréo-dolomitiques du versant sud sont interprétés comme des écaillles tectoniques bréchifiées de couverture normale, dont les calcaires et les cargneules sont attribués au Trias et les schistes et brèches calcaréo-dolomitiques au Lias inférieur.

En l'absence de lithologies caractéristiques et de fossiles, il ne propose aucune lithostratigraphie des calcschistes (Schistes lustrés) tout en constatant leur analogie avec ceux de la région du Mont Cenis.

Il souligne le caractère évidemment tectonique du contact des Schistes lustrés sur l'autochtone et remarque dans la base de la nappe des Schistes lustrés la présence d'écaillles et de brèches tectoniques de matériel calcaréo-dolomitique qu'il attribue au parautochtone.

Pour lui, la structuration majeure du massif est le résultat du charriage des Schistes lustrés associé aux phénomènes d'écaillage. Il explique la voûture d'ensemble du massif d'Ambin par un soulèvement tardif affecté par des fractures à rejeu normal associées à une distension terminale.

2. GAY (1971) : Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés

L'étude complète du massif d'Ambin est reprise par GAY qui propose en 1971 un synopsis stratigraphique complet du massif et une carte d'affleurement très détaillée (fig. 4).

Le groupe de la Claréa est interprété comme un socle polymétamorphique représentant les restes de la chaîne hercynienne. Séparés du tégument siliceux anté-triasique par une forte discordance (phase asturienne ou sudète), les produits de son démantèlement alimentent une sédimentation caractérisée par une érosion régulière perturbée par les réajustements saaliens et palatins. Cette sédimentation est contrôlée par la persistance de directions varisques et par l'assèchement progressif du climat imposant peu à peu des conditions éoliennes sur un relief résiduel qui a pu subsister jusqu'au Tertiaire.

D'épaisseur variable (voire absent à Gran Scala) le Trias constitue la base du faisceau carbonaté post-triasique qui représente la couverture carbonatée réduite du massif. GAY attribue la disparition locale du Trias et du Malm à une lacune de sédimentation plutôt qu'à une dénudation ultérieure (LEMOINE, 1963, 1967).

De toute manière, la réduction du Trias et le contact anormal des termes post-triasiques jusque sur le groupe d'Ambin confèrent à ce massif une analogie avec la zone d'Acceglio (DEBELMAS et LEMOINE, 1957) et le massif de la Tsanteleina (ELLENBERGER, 1958).

	Lithologie actuelle	Lithologie initiale	Age proposé
Série des Schistes lustrés	Fond de calcschistes. Micaschistes albitiques. Métabasites, prasinites et glaucophanites. Serpentinites. Contact tectonique	Marnes. Tufs acides. Gabbros, dolérites et laves en coussins. Péridotites et serpentinites.	Tertiaire
Ensemble calcaréo-dolomitique et salifère	Fond d'anhydrite, gypse et cargneules. Métagrès, schistes sériciteux et dolomies. Contact tectonique	Anhydrite. Grès fins, pélites et dolomies.	Keuper
	Calcschistes noirs. Marbres chloriteux. Brèches blanches. Calcaires marmoréens phylliteux et brèches noirs. Calcaires et dolomies massifs. Schistes verts, dolomies gréseuses, calcschistes et brèches noirs.	Marnes. Calcaires marneux. Brèches calcaréo-dolomitiques. Calcaires marneux et brèches calcaréo-dolomitiques. Calcaires et dolomies. Argillites, dolomies gréseuses, calcaires et brèches calcaréo-dolomitiques.	Eocène Crétacé sup. Paléocène Malm Lias Trias moyen Werfénien
Quartzites	Quartzites ayant accidentellement à leur sommet un ciment d'aegyrine. Faible discordance	Grès quartzeux localement cimentés par du sel, à leur sommet.	Werfénien
Groupe d'Etache	Alternance de métaconglomérats et de schistes sériciteux. Faible discordance	Conglomérats fins et pélites micacées.	D. palatine Néopermien
Groupe d'Ambin	Fond de micaschistes albitiques à horizons de métaconglomérats (à la base notamment). Leptynites alcalies. Prasinites et glaucophanites. Forte discordance	Grès et conglomérats grossiers. Tufs rhyolitiques. Tufs ou sills basiques.	D. saalienne Stéphano-permien
Groupe de la Claréa	Fond de micaschistes albitiques, et de gneiss rélictuels. Amphibolites partiellement transformées en glaucophanites et prasinites. (Faciès polymétamorphiques).	Grauwackes. Tufs ou coulées basiques.	D asturienne ou sudète Anténamurien

Fig. 4 - Synopsis stratigraphique d'après GAY, 1971.

En opposition avec la plupart des travaux contemporains, GAY attribue un âge tertiaire aux Schistes lustrés et en fait une série parautochtone.

La structure du massif d'Ambin est décrite par GAY comme un anticlinal d'axe NE-SW déjeté au SE. A l'E, la structure s'ennoie sous les Schistes lustrés.

Le massif d'Ambin est caractérisé par plusieurs niveaux de décollement : entre le groupe de la Claréa et le groupe d'Ambin, dans le groupe d'Etache, à la base de la formation calcaréo-dolomitique et, le plus important, à la base des Schistes lustrés surmontant un "niveau tectonique" de Trias salifère.

Les principales structures mésoscopiques observées sont les plis que la géométrie des profils permet de distinguer. Les plis isoclinaux associés à une schistosité de fracture ou de flux ont une extension générale ; GAY différencie une génération hercynienne et une génération alpine. Des plis

ouverts d'âge alpin sont localement combinés à une schistosité de fracture, ils sont abondants dans le niveau structural moyen (compris entre le mur du groupe d'Ambin et le toit de la formation calcaréo-dolomitique).

Le métamorphisme alpin dans le massif d'Ambin est un "métamorphisme essentiellement topochimique dont les effets sont uniformes dans l'espace considéré mais traduisent une modification progressive dans le temps : l'équilibre tend à s'établir dans les conditions du faciès Schistes verts, après une période initiale caractérisée par la généralité de l'assemblage glaucophane épidote" (sic). Dans le groupe de la Claréa une paragenèse ancienne est conservée, témoignant de conditions pression-température du sommet du faciès Amphibolite. Cette paragenèse est sans doute attribuable à un épisode tectono-métamorphique hercynien.

C - LES POINTS DE COMPARAISONS DANS LES REGIONS PROCHES

La couverture mésozoïque du massif d'Ambin a fait l'objet d'une description plus détaillée (CARON et GAY, 1977), qui sera reprise et discutée dans le chapitre suivant.

Pour ce qui est des Schistes lustrés, à l'exception des roches vertes et de la base triasico-liasique de certaines séries (FRANCHI, 1898, 1911), ils ont été considérés jusqu'à ces dernières années comme monotones et indifférenciés sur la bordure ouest du massif d'Ambin.

Mais dans le même temps, à la suite des travaux de CABY (1964) qui met en évidence des brèches massives dans une série de Schistes lustrés à base triasico-liasique (Grand Argentier - Melezet) puis de LEMOINE (1963) qui distingue des séries à base triasique sur marge continentale et des séries liées aux ophiolites ("série de Chabrière"), la diversité des séries de Schistes lustrés est mise en évidence.

Les modèles de relations paléogéographiques entre ces différentes séries (CARON, 1971, 1977 ; BOURBON et al., 1979) ont permis d'esquisser la transition entre la marge continentale et l'océan liguro-piémontais.

Les relations tectoniques entre ces différentes séries ainsi que l'interprétation des mécanismes de mise en place dans un contexte métamorphique de haute pression-basse température ont fait l'objet de nombreux travaux dans les régions voisines, tels que ceux de SCHUMACHER (1972), LEFEVRE et MICHARD (1976), CARON (1977), TRICART (1980), RAOULT (1980), SIDDANS (1982).

IV - CONCLUSION : BUT DU TRAVAIL

Si la lithostratigraphie des termes siliceux du massif d'Ambin est connue de manière assez précise (LORENZONI, 1965 ; GAY, 1971), en revanche l'étude des Schistes lustrés de sa bordure W n'avait pratiquement pas été abordée. A la lumière des travaux récents sur les Schistes lustrés (CARON, 1977 ; BOURBON *et al.*, 1979 ; LAGABRIELLE, 1982) et sur les séries de transition entre Briançonnais et Piémontais (LEFEVRE, 1982), l'un des objectifs de ce travail était de mettre en évidence les différentes séries mésozoïques (autochtones et allochtones) représentées sur la bordure W du massif d'Ambin, puis d'établir les relations paléogéographiques et tectoniques entre ces différentes séries. Une partie plus thématique est ensuite consacrée à des problèmes de déformation dans le but d'établir une méthode de quantification de la déformation dans de telles séries où les marqueurs classiques sont rares ; pour ce faire un modèle de déformation de linéations est proposé.

Chapitre I

LITHOSTRATIGRAPHIE DES SÉRIES MÉSOZOIQUES DE LA BORDURE SW DU MASSIF D'AMBIN

Chapitre I

LITHOSTRATIGRAPHIE DES SÉRIES MÉSOZOIQUES DE LA BORDURE SW DU MASSIF D'AMBIN

Les séries mésozoïques qui affleurent à la bordure ouest du massif d'Ambin proviennent de deux domaines paléogéographiques.

- Le domaine briançonnais interne (s.l.) comprend les séries suivantes :

- ※ la couverture autochtone,
- ※ la série parautochtone,
- ※ la série à mégabrèches.

- Le domaine piémontais pour lequel deux types de séries ont été distingués :

- ※ les séries à base triasico-liasique connue ou présumée, ou séries piémontaises externes (s.l.),
- ※ les séries à substratum ophiolitique, ou séries piémontaises internes.

Dans ce chapitre sont décrites les coupes qui ont permis l'établissement des séries lithostratigraphiques. Une reconstitution paléogéographique est ensuite proposée, fondée sur les caractéristiques lithologiques des différentes séries actuellement télescopées sur la bordure W du massif d'Ambin.

I - LES SÉRIES BRIANÇONNAISES INTERNES ET ULTRABRIANÇONNAISES : "LES SÉRIES BRÉCHIQUES"

L'étude systématique des témoins de la couverture carbonatée du massif d'Ambin montre que toutes ces séries ont en commun d'être riches en éléments bréchiques et en faciès "reconstitués", et aussi de présenter des extensions latérales peu importantes à l'échelle du massif ou même à l'intérieur d'un groupe d'affleurements. La typologie de ces séries est fondée essentiellement sur trois sortes de critères :

- la suite des lithologies du fond de sédimentation,
- la nature, la taille et le type d'association des éléments bréchiques, et la nature du ciment (fig. 5),
- la position dans l'édifice structural des différentes séries.

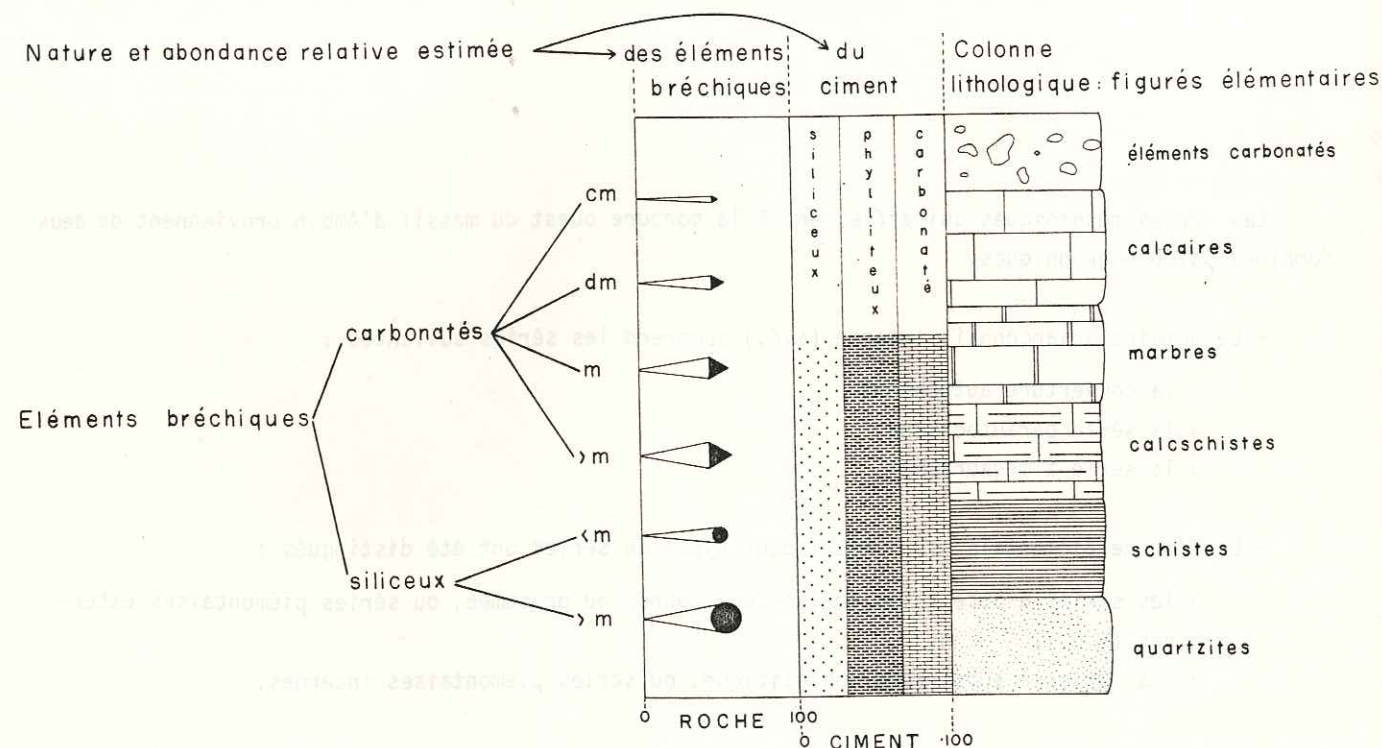


Fig. 5 - Légende des colonnes lithostratigraphiques.

Une nouvelle interprétation lithostratigraphique différencie les séries suivantes :

- la couverture autochtone,
- la série parautochtone,
- l'unité à mégabrèches.

Des comparaisons sont ensuite proposées avec tout d'abord les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises des Alpes cottiennes méridionales étudiées par LEFEVRE (1982), puis, à l'occasion de la reconstitution paléogéographique globale, avec la base des séries piémontaises

externes observées à l'W du massif d'Ambin ; celles-ci présentent de nombreuses analogies avec la base des séries bréchiques recensées.

A - LA COUVERTURE AUTOCHTONE

1. RAPPEL SUR LES SÉRIES MESOZOÏQUES AUTOCHTONES DU POURTOUR DU MASSIF D'AMBIN : LES COUPES DE RÉFÉRENCE

Les trois coupes de référence utilisées sont celles de Bellecombe-Carlina et Gran Scala décrites par GOGUEL (1955, 1958), GOGUEL et ELLENBERGER (1952), GOGUEL et LAFFITE (1952), reprises par CARON et GAY (1977) et du Pont de la Doire signalée également par ces deux derniers auteurs. Ces coupes sont présentées toutes trois d'après les descriptions de CARON et GAY auxquelles aucune modification n'est apportée.

Ces trois séries reposent chacune sur un niveau différent de l'autochtone du massif.

La série de Bellecombe-Carlina (fig. 6) située au NW du massif est la seule connue où, sur les quartzites du Werfénien, est représenté le Trias carbonaté à faciès briançonnais.

BELLECOMBE-CARLINA

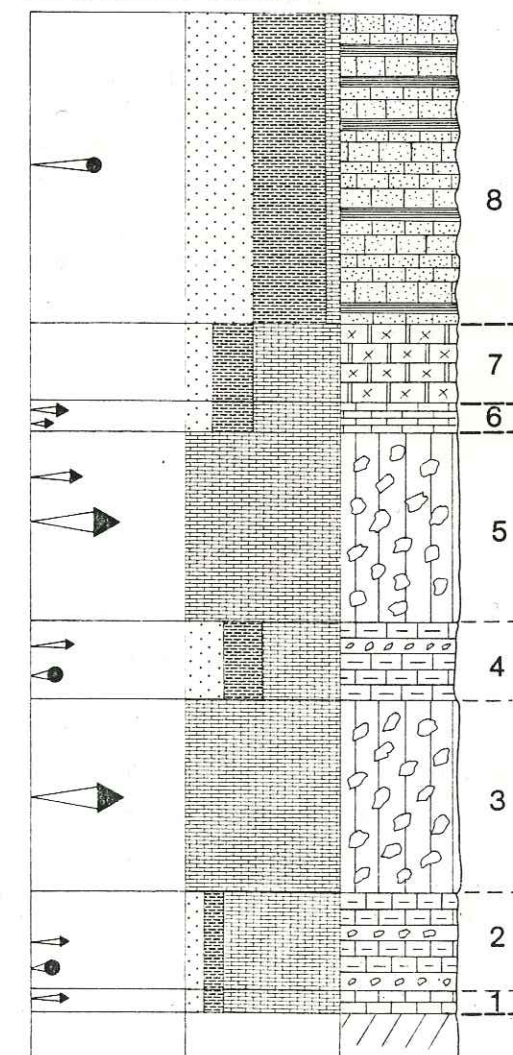


Fig. 6 - Coupe de Bellecombe-Carlina (30 m).

Ensemble carbonaté inférieur (15 m)

1. Brèches laminées à éléments de dolomie jaune ocre (0,60 m)
2. Calcaires cristallins gréseux et phylliteux avec passées de brèches à micro-éléments (2,5 m)
3. Brèche à ciment calcaire ou dolomitique à grain fin enrobant des éléments de dolomies variées (5 m)
4. Calcaires cristallins, gréseux et phylliteux à lentilles de brèches et microbrèches (2 m)
5. Brèche à calcaire fin enrobant des éléments de dolomies variées et de calcaires cristallins noirs.

Ensemble carbonaté intermédiaire (0,80 m)

6. Calcaires en plaquettes à rares galets de dolomies, et à niveaux de microbrèches (2 à 5 cm)

Ensemble carbonaté supérieur

7. Marbres chloriteux lités en dalles épaisses (2 m)

Ensemble schisto-gréseux terminal (8 m)

8. Schistes amygdalaires et grès à grains grossiers légèrement carbonatés.

Le contact entre ces dolomies triasiques massives en bancs métriques et la couverture carbonatée post-triasique se distingue nettement et a toujours été interprété comme concordant.

La série de Gran Scala située quelques kilomètres à l'E (fig. 7) est sans doute la plus typique par ses faciès. Les niveaux post-triasiques y surmontent un mince niveau de quartzites (0,80 m) attribué au Werfénien. Ce niveau est plaqué sur les micaschistes permo-carbonifères, la série calcaireo-dolomitique triasique est absente. (Remarque : Le liseré quartzitique basal pourrait également être interprété comme un "faciès reconstitué" (LEMOINE, 1961, 1967), de tels niveaux étant fréquents dans les autres coupes levées sur le massif).

GRAN SCALA

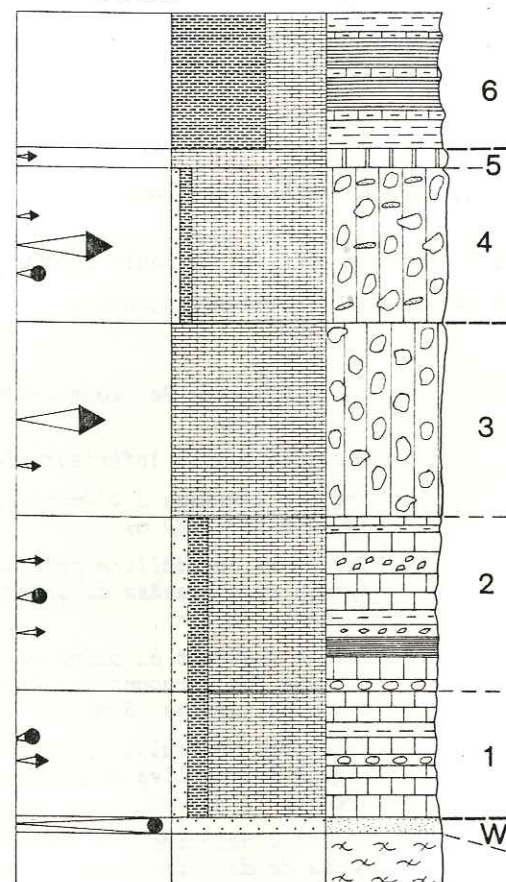


Fig. 7 - Coupe Gran Scala (100 m).

Ensemble carbonaté inférieur (60 m)

1. Calcaires cristallins à litage grossier et pâte de calcite noire, quelques lentilles de brèches à éléments de dolomie grise (15 m)
2. Calcaires cristallins plus ou moins gréseux à phyllites et microbrèches (20 m), litage centimétrique à décimétrique régulier
3. Brèche grise à fond de calcaire cristallin rubané à la base, s'éclaircissant au sommet, éléments bréchiques dolomitiques variés (25 m)

Ensemble carbonaté supérieur (22 m)

4. Brèches blanches succédant en continuité à la brèche grise, ciment clair marmoréen
5. Marbres chloriteux

Ensemble schisto-gréseux terminal (10 à 15 m)

6. Schistes et calcschistes noirs à minces cloisons phylliteuses.

La série du Pont de la Doire (fig. 8) est située en rive droite de la vallée de la Doire Ripaire entre Exilles et Chiomonte, immédiatement en aval du pont sur lequel la route franchit le torrent entre les deux localités mentionnées.

C'est la découverte de deux trainées de galets de dolomie ocre, de taille décimétrique, à l'intérieur d'un ensemble micaschisteux à albite, phengite, chlorite qui a conduit à rattacher cette série à la couverture en adoptant l'hypothèse d'une formation reconstituée. Pour ce groupe d'affleurements, la série post-triasique repose donc en contact direct sur les formations siliceuses autochtones anté-triasiques.

PONT DE LA DOIRE

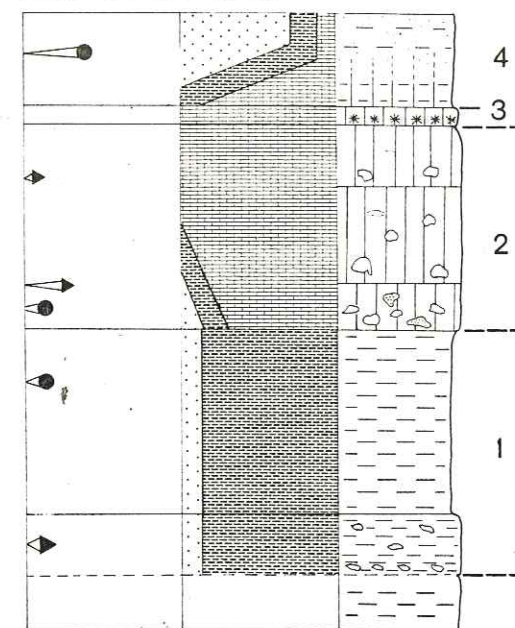


Fig. 8 - Coupe du Pont de la Doire (~ 20 m).

Ensemble siliceux basal

1. Micaschistes à albite, phengite, chlorite, passant vers le haut à des micaschistes phengitiques vert pâle.

Ensemble carbonaté et schisteux inférieur

2. Niveau massif dont le ciment essentiellement calcaire se modifie de bas en haut en s'appauvrissant en phyllites et en quartz, contenant des éléments bréchiques assez petits de dolomies variées et quelques morceaux de quartzites.

Marbres phylliteux

3. Marbres phylliteux beiges

Ensemble calcschisteux terminal

4. Niveau dont les constituants essentiels sont d'une part le carbonate, d'autre part le quartz et les phyllites, avec diminution des carbonates vers le haut.

C'est à partir des deux coupes du N du massif (Bellecombe-Carlina et Gran Scala) qu'une série type a été établie, subdivisée en quatre ensembles.

- L'ensemble carbonaté inférieur ou "Brèche grise" : il est formé de calcaires gréseux et phylliteux noirs souvent bréchiques rapportés au Rhétien et au Lias.

- L'ensemble carbonaté intermédiaire visible uniquement à Bellecombe comprend des calcaires noirs et des lits microbréchiques roux. Compte tenu de sa position il pourrait représenter le Lias supérieur et/ou le Dogger.

- L'ensemble carbonaté supérieur comporte deux termes successifs : des marbres et brèches blanches attribués au Malm par analogie avec le marbre de Guillestre, puis des marbres chloriteux peu épais évoquant le Crétacé supérieur-Paléocène du domaine Briançonnais. La présence de croûtes (hardgrounds) à plusieurs niveaux renforce les analogies proposées (BOURBON, 1980).

- L'ensemble schisto-gréseux terminal est formé d'une association assez confuse de schistes et de calcschistes noirs et de grès plus ou moins carbonatés verts. Il pourrait être analogue aux "Schistes de Pralognan" représentant l'Eocène de Vanoise.

Ces trois coupes montrent bien les caractéristiques de la série carbonatée post-triasique du pourtour du massif d'Ambin (fig. 9). Il s'agit de séries condensées d'épaisseur variable (30 m pour Bellecombe, 100 m pour Gran Scala, 20 m pour le Pont de la Doire), reposant sur différents termes de l'autochtone. Ces séries sont riches en éléments bréchiques siliceux et dolomitiques de taille souvent décimétrique et en faciès reconstitués. Elles sont recouvertes en contact anormal par les Schistes lustrés.

2. DESCRIPTION DES COUPES TYPES DE LA COUVERTURE AUTOCHTONE DU MASSIF D'AMBIN

Toutes les séries en concordance apparente avec les termes anté-triasiques (tégument siliceux) sont regroupées sous le terme de couverture autochtone.

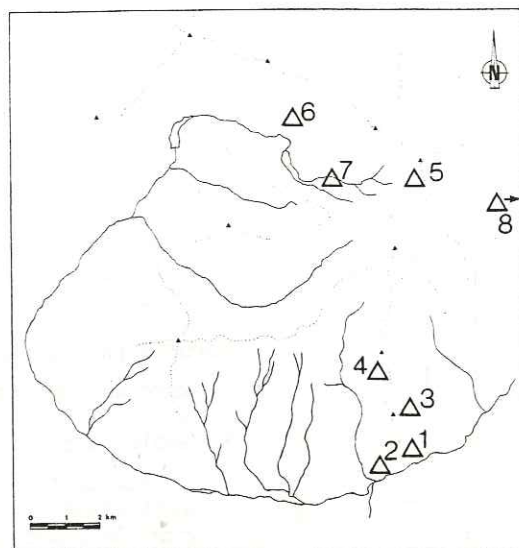


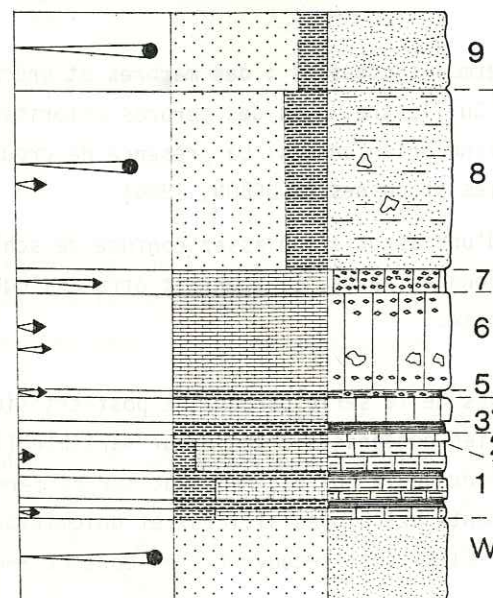
Fig. 9 - Localisation des séries autochtones décrites.

1. La Beaume I ; 2. La Beaume II ; 3. Pramand E ; 4. Seguret S ; 5. Sommeiller S ; 6. Grange d'Etahe ; 7. Torrent de Rio de Fond ; 8. Clopaca.

a. La série de la Beaume I

En face d'Oulx, sur les grandes dalles quartzitiques blanches du Werfénien de la retombée sud du massif, subsistent en plaçages quelques affleurements de la couverture autochtone, déjà signalés par CARON et GAY (1977). Dans cette série réduite (6 m) trois ensembles ont été différenciés à la coupe de la Beaume I (fig. 10).

LA BEAUME I



L'ensemble inférieur est constitué des niveaux suivants :

- (1) des calcschistes très carbonatés associés à quelques passées plus schisteuses (1 m),
- (2) un banc de calcaire massif clair (10 cm),
- (3) des schistes sombres (20 cm),
- (4) un calcaire massif clair (30 cm),
- (5) des schistes à éléments bréchiques de dolomie ocre (10 cm).

L'ensemble supérieur (6) est formé par un banc massif de calcaire sombre en patine et en cassure, parcouru par des lits de granules dolomitiques dont l'abondance augmente vers le sommet. Quelques rares éléments de brèche dolomitique claire (5 à 30 cm) sont également présents. On remarque un éclaircissement du calcaire qui devient plus marmoréen vers le sommet (1,2 m).

L'ensemble terminal comprend :

- (7) un niveau riche en granules siliceux dolomitiques d'aspect rugueux (30 cm),

Fig. 10 - Coupe de la Beaume I.

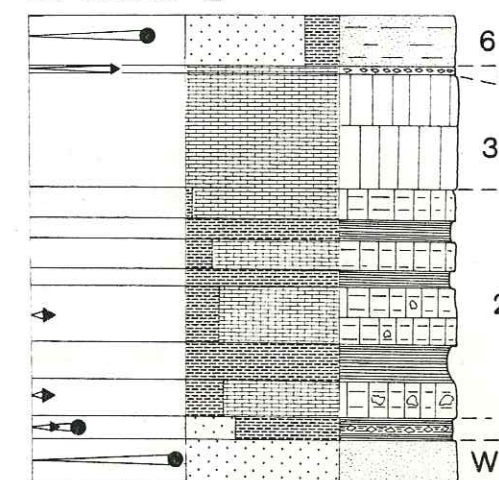
- (8) une épaisse formation siliceuse et micacée dont la transition avec le niveau précédent est rapide mais progressive ; cette formation rappelle les "faciès reconstitués" où l'on trouve encore des éléments dolomitiques,
- (9) des quartzites micacés massifs, à débit amygdalaire, où l'on observe de nombreuses rosettes de chloritoïde, terminent cet ensemble.

Si l'existence des niveaux reconnus dans les coupes de référence paraît très probable, en revanche la position exacte des limites stratigraphiques est problématique. L'attribution au Malm d'une partie au moins de l'ensemble supérieur est néanmoins probable, l'ensemble terminal représentant peut-être le Crétacé supérieur - Paléocène (cf. coupe de la Beaume II).

b. La série de la Beaume II

Elle est située à une centaine de mètres à l'W de la précédente, en rive gauche du ruisseau de la Beaume à la base du versant sud. Cette série, encore plus réduite que la Beaume I, a une épaisseur de l'ordre de 3 mètres (fig. 11). On y distingue trois ensembles :

LA BEAUME II



L'ensemble inférieur repose en concordance apparente sur le Werfénien. Il comprend :

- (1) des quartzites phylliteux à lits de sable dolomitique ocre (0,20 m),
- (2) des calcschistes noirs à rares éléments de brèche dolomitique centimétriques en bancs pluridécimétriques alternant avec des passées schisteuses (1,5 m).

L'ensemble supérieur est formé de :

- (3) deux bancs de calcaires massifs blancs parsemés en surface de paillettes de phyllites argentées (0,80 m),
- (4) une fine pellicule de quelques centimètres de dolomies d'origine sableuse
- (5) lorsqu'il est visible, un banc de marbre blanc chloriteux (0,2 m),
- (6) des micaschistes siliceux à débit amygdalaire (0,5 m).

Fig. 11 - Coupe de la Beaume II.

La série supporte des dolomies cargneulisées à éléments variés interprétées ici comme un faciès d'éboulis de pente consolidé.

Sur un faciès siliceux évoquant les faciès reconstitués (niveau 1), l'alternance de calcschistes et de schistes noirs représente sans doute le Jurassique inférieur et moyen. Il s'agit d'une variation de faciès typique du versant sud du niveau des "brèches grises" de Gran Scala (voir également la série du Pont de la Doire et de la Beaume I). Le niveau (3) représente sans doute le Malm et le niveau (4) les marbres chloriteux du Crétacé supérieur - Paléocène. Le faciès gréseux terminal est problématique : s'agit-il d'un faciès reconstitué ou d'une variation locale de l'ensemble schisto-gréseux terminal ? Il semble que l'on puisse écarter l'hypothèse d'une duplication tectonique

des termes antétriasiques. Il pourrait être attribué au mélange des lithologies interstratifiées avec les marbres chloriteux plus au N au Col de la Bailletta (communication personnelle A.W.B. SIDDANS).

c. La série de Pramand Est

La coupe de Pramand E est localisée sous la barre dolomitique terminale à hauteur du dernier lacet de la route militaire avant le col du Pramand. Sur des quartzites micacés blancs et verts en bancs décimétriques attribués par GAY (1971) au Werfénien, on observe en contact normal la succession suivante (fig. 12) :

PRAMAND EST

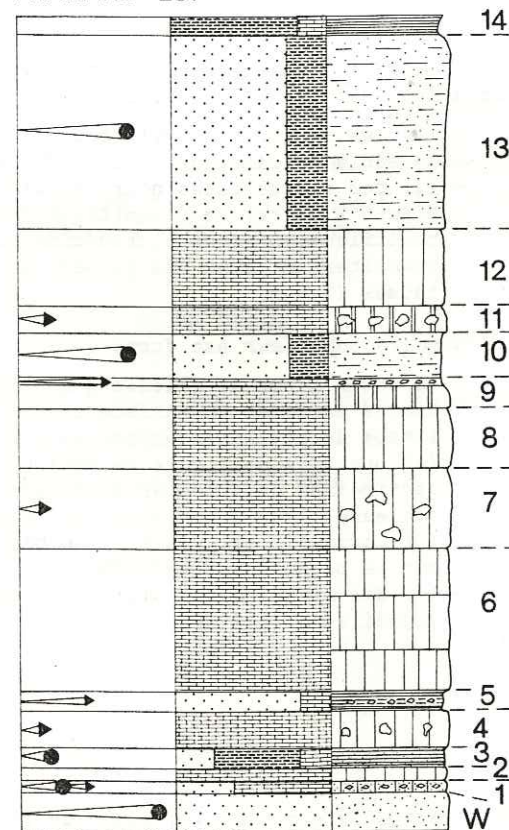


Fig. 12 - Coupe de Pramand E (Autochtone).

- (1) alternance centimétrique de lits carbonatés, de lits de granules siliceux et de quelques lits millimétriques de dolomie ocre (15 cm),
- (2) un banc de calcaire massif, parfois phylliteux, blanc en cassure (15 cm),
- (3) des schistes gréseux carbonatés de couleur variable (bleu, blanc, rouille) (30 cm),
- (4) un banc carbonaté massif contenant quelques "accidents" dolomitiques (40 cm),
- (5) des schistes siliceux à interlits carbonatés à éléments dolomitiques en grains fins (millimétriques) (30 cm),
- (6) plusieurs bancs carbonatés compacts et massifs (1,8 m),
- (7) un banc de calcaire cristallin massif riche en éléments de dolomie grise ou ocre (0,2 à 2 m),
- (8) un banc carbonaté massif sombre (0,8 m),
- (9) un banc de calcaire fluidal massif, blanc, comportant au sommet un lit d'éléments dolomitiques clairs (0,3 m),
- (10) des quartzites micacés blancs interprétés comme un "faciès reconstitué",
- (11) un banc de calcaire fluidal à éléments bréchiques dolomitiques pluricentimétriques (0,3 m),
- (12) un banc carbonaté sombre remplaçant progressivement le niveau précédent (1 m),
- (13) des quartzites micacés clairs à débit amygdalaire; le passage avec le niveau précédent est progressif (2 m),
- (14) des schistes carbonatés gris sombre (0,2 m).

La série est surmontée ici par la masse des dolomies cargneulisées du Pramand; le contact précis passe dans une vire herbeuse de moins de 1 m.

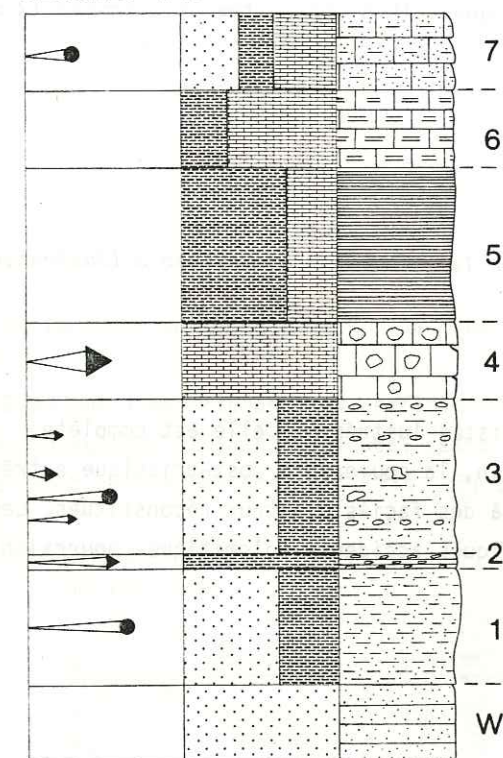
Comme pour les séries précédemment décrites, le ciment de la roche passe successivement d'une dominante siliceuse à une dominante carbonatée pour finir dans une dominante siliceuse. Le passage du Jurassique inférieur et moyen au Malm (brèches blanches) pourrait se trouver entre les niveaux

8 et 9, le niveau 10 constituant alors une récurrence siliceuse dans le Jurassique supérieur. Le calage stratigraphique du niveau siliceux sommital interprété comme un "faciès reconstitué" est problématique; il pourrait être attribué au Crétacé supérieur - Paléocène.

d. La série de Seguret Sud

La coupe de Seguret S a été levée sous la barre dolomitique du M. Seguret à 2250 m d'altitude, juste au-dessus du col du Pramand. Malgré la discontinuité des affleurements la série suivante a pu être établie. Les quartzites werfénien en bancs réguliers d'une vingtaine de centimètres, massifs et peu phylliteux, de couleur blanche à verte, constituent la base de la série qui comprend de bas en haut (fig. 13) :

SEGURET SUD



- (1) des quartzites gris très phylliteux interprétés comme un "faciès reconstitué" (1,5 m),
- (2) des schistes dolomitiques formés d'un mélange de phyllites et de sable dolomitique (0,2 m),
- (3) des quartzites phylliteux à patine jaunâtre, avec quelques passées de sable dolomitique et de rares éléments bréchiques dolomitiques pluricentimétriques (2 m),
- (4) des calcaires fluidaux noirs puis blancs, riches en éléments dolomitiques décimétriques (1 m),
- (5) des micaschistes bleus à vert émeraude, tachetés de globules sombres (2 m),
- (6) des calcschistes sombres qui correspondent à un enrichissement progressif en carbonates du niveau précédent (1 m),
- (7) 3 à 5 bancs de calcaires gréseux à patine rousse et à cassure bleue, riches en sables dolomitiques (1 m).

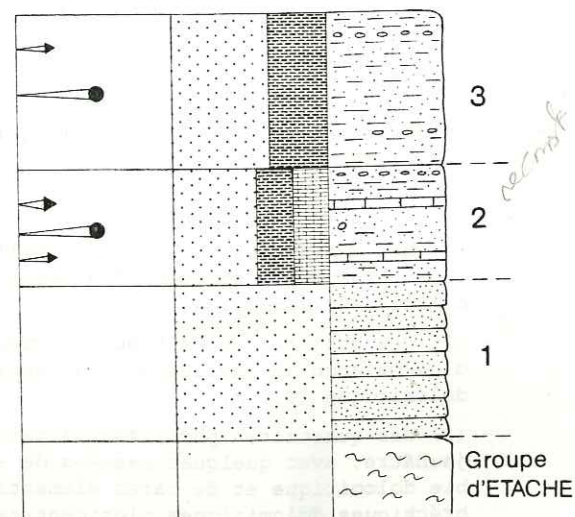
Fig. 13 - Coupe de Seguret S (Autochtone).

Les dolomies plus ou moins cargneulisées de la base du M. Seguret surmontent directement cette série. On observe la même évolution du ciment que dans la série du Pramand S. Les niveaux 1 à 3 représentent probablement le Jurassique inférieur et moyen. L'ensemble schisto-gréseux terminal comportant les niveaux 6 à 7 est ici plus carbonaté; le niveau 4 représenterait alors le Malm.

e. La série du Sommeiller Sud

Cette série est localisée à la base du versant S de la pointe de Sommeiller à 3060 m d'altitude, à l'extrémité nord de la crête qui relie les trois pointes des Fourneaux. Elle comprend (fig. 14) :

SOMMEILLER SUD



- (1) des quartzites bien lités en bancs pluridécimétriques de couleur verte (~ 2 m),
- (2) des quartzites phylliteux dans lesquels on observe des filets pluricentimétriques de calcaire blanc marmoréen ainsi que quelques galets centimétriques de dolomies (1,5 m),
- (3) un faciès mixte argenté et roux à quartzites, phengites et dolomies (2 m).

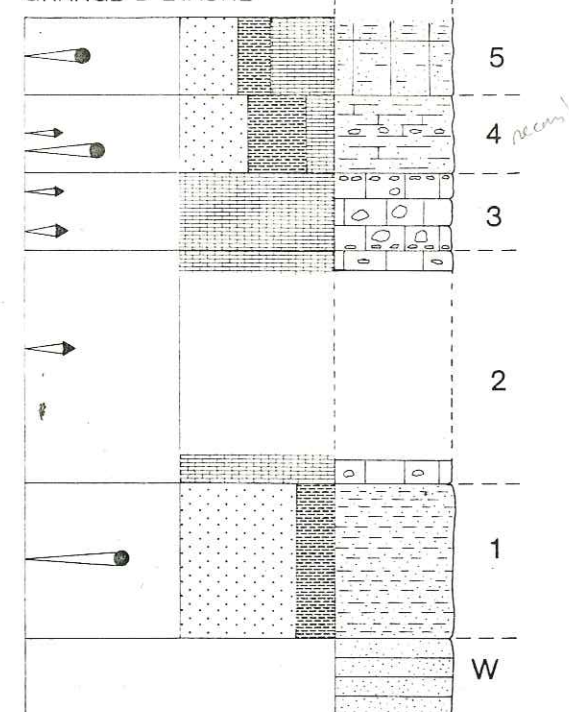
Fig. 14 - Coupe du Sommeiller S (Autochtone).

La série est surmontée, en contact anormal, par les Schistes lustrés. Si elle est complète, cette série montre bien que, localement sur le massif d'Ambin, la couverture post-triasique extrêmement réduite (~ 4 m) peut se résumer presque entièrement à des faciès siliceux reconstitués. Les minces filets de calcaires marmoréens blancs associés à quelques accidents dolomitiques pourraient évoquer le Jurassique supérieur.

f. La série de Grange d'Etache

Le meilleur affleurement est à 2380 m d'altitude dans le lit du torrent qui descend du col d'Etache vers le S, au dos des quartzites formant le pli de la Rognosa d'Etache, sous le contact majeur qui sépare ici le massif d'Ambin des Schistes lustrés. Sur les quartzites vert pâle pentés à l'W rapportés au Werfénien, on observe successivement (fig. 15) :

GRANGE D'ETACHE



- (1) des quartzites très phylliteux de couleur blanche à débit amygdalaire (2 m),
- (2) une brèche tectonique dans laquelle on trouve des morceaux de calcaires spathiques noirs contenant des éléments centimétriques de dolomie ocre (3 m),
- (3) trois bancs carbonatés massifs à ciment clair, à éléments bréchiques de dolomie grise et à lits de granules de dolomie ocre (1 m),
- (4) un mélange confus de micaschistes siliceux à niveaux de granules dolomitiques et de carbonates d'aspect carié, gris-vert à bleu (1 m),
- (5) un niveau plus carbonaté et plus massif (> 1 m).

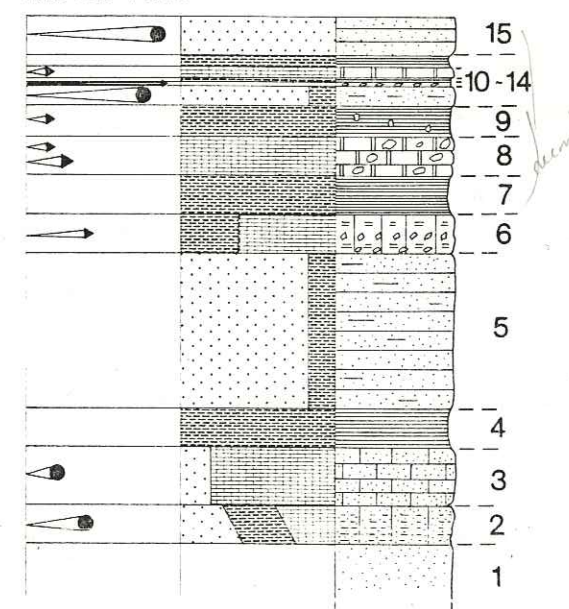
Pour cette série tout-à-fait comparable aux séries précédentes, il subsiste néanmoins un doute quant à la continuité stratigraphique de sa partie supérieure.

Fig. 15 - Coupe de Grange d'Etache (Autochtone).

g. La série du torrent de Rio de Fond

Bien que l'appartenance au Werfénien des quartzites de base ne soit pas certaine, en raison de ses caractères sédimentologiques, cette coupe est rapportée à l'autochtone. Elle comprend de bas en haut les termes suivants (fig. 16) :

TORRENT DE RIO DE FOND



- (1) des quartzites gris clair à vert pâle traversés par de nombreux filonets de quartz (10 m),
- (2) des micaschistes siliceux et carbonatés qui traduisent une évolution progressive des faciès quartziteux vers une dominante plus carbonatée et phylliteuse (1 m),
- (3) des calcaires gréseux massifs en bancs pluridécimétriques sombres contenant des éléments quartzitiques centimétriques et des lits de granules siliceux (1,5 m),
- (4) des micaschistes sombres, bleus ou verts, évoluant localement vers des faciès plus siliceux (1 m),
- (5) des quartzites blancs pauvres en phyllites (4 m),
- (6) dans un fond carbonaté, une alternance de niveaux phylliteux et dolomitiques (1 m),
- (7) des micaschistes vert sombre (1 m),
- (8) plusieurs bancs de calcaires marmoréens rubanés riches en éléments dolomitiques centimétriques à décimétriques (1 m),

Fig. 16 - Coupe du torrent de Rio de Fond.

- (9) des micaschistes sombres à éléments dolomitiques centimétriques (0,8 m),
- (10) des quartzites blancs pauvres en phyllites (50 cm),
- (11) un lit de granules dolomitiques (0,1 m),
- (12) des micaschistes sombres (0,1 m),
- (13) des calcaires marmoréens rubanés (0,3 m),
- (14) des micaschistes sombres (0,3 m),
- (15) des quartzites blancs lités (1 m).

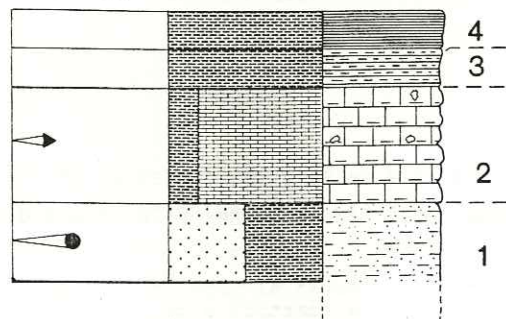
Il faut remarquer qu'en multipliant les coupes sur ce même affleurement il est très difficile de raccorder exactement les différents niveaux. Ceci témoigne de leur faible extension latérale et de leur variation d'épaisseur au sein d'un même affleurement.

Il s'agit là, non pas de variations d'origine tectonique, mais de caractères sédimentologiques initiaux de la série.

h. La série de Clopaca

Au sommet du M. Clopaca, sur les micaschistes du groupe d'Ambin, une bande carbonatée et schisteuse d'une dizaine de mètres d'épaisseur est interprétée comme représentant la couverture autochtone. Elle présente la succession lithologique suivante (fig. 17) :

CLOPACA



- (1) des micaschistes siliceux légèrement ankéritiques d'une épaisseur de quelques mètres reposant sur le groupe d'Ambin, la limite exacte étant difficile à établir,
- (2) des bancs calcaires de couleur claire, à lits micacés noirs et verts, comportant des "accidents" dolomitiques ocre et parfois siliceux (3 m),
- (3) des micaschistes argentés (1 m),
- (4) des schistes noirs (1 m).

Fig. 17 - Coupe de Clopaca (Autochtone).

3. CARACTERISTIQUES DE LA COUVERTURE MESOZOÏQUE DU MASSIF D'AMBIN

La couverture mésozoïque du massif d'Ambin repose en concordance apparente sur des termes variés du substratum siliceux autochtone. Excepté à Bellecombe-Carlina, la couverture mésozoïque ne comporte pas (plus) de Trias calcaréo-dolomitique.

Les termes post-triasiques reposent directement :

- sur le Werfénien à Gran Scala, Grange d'Etache, Sommeiller S, Séguret S, Pramand E, La Beaume,
- sur le Permien à Clopaca et au Pont de la Doire.

Malgré une diversité de faciès, cette couverture présente des caractères lithologiques constants.

- Ce sont des séries condensées d'épaisseur variable, de 3 mètres au S (La Beaume) à 100 mètres au N (Gran Scala).

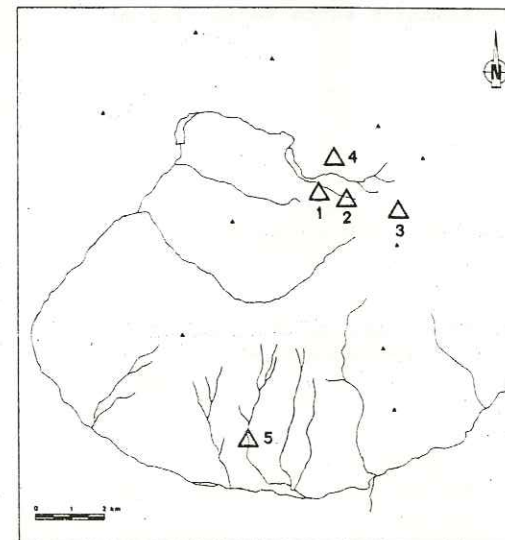
- Toutes les séries sont riches en faciès reconstitués (LEMOINE, 1967) et en éléments bréchiques dolomitiques millimétriques (granules ocre) jusqu'à pluridécimétriques.

- De bas en haut de la série, le ciment des éléments détritiques évolue d'un pôle siliceux et/ou carbonaté vers un pôle franchement carbonaté (brèche grise, brèche blanche, marbre chloriteux) pour passer au sommet à un pôle siliceux et/ou phylliteux.

A la suite des travaux précédents (cf. § 1) on admettra que le sommet de la série à affinités Briançonnaises, comprend le Malm (brèches blanches) et le Crétacé supérieur - Paléocène représenté par le banc sporadique de marbres chloriteux. Par analogie avec les marbres chloriteux du col de la Bailletta et les descriptions de ELLENBERGER (1958), en Vanoise, on attribuera également les niveaux sommitaux quartzitiques et micacés, parfois carbonatés, au Crétacé - Paléocène plutôt qu'à l'Eocène. Celui-ci représenté par des schistes et grès, équivalents des "Schistes de Pralognan", a été reconnu au N du massif d'Ambin (Bellecombe, Gran Scala), mais paraît absent du secteur étudié, et, plus généralement du versant S. Le faisceau carbonaté jurassique et crétacé supérieur repose sur des termes lithologiques variés : ensembles carbonatés inférieur et intermédiaire au N, calcschistes variés et "faciès reconstitués" au S. Au N, à Bellecombe et Gran Scala, CARON et GAY (1977) ont proposé une analogie entre l'ensemble carbonaté inférieur et intermédiaire, soit avec la base de la série du Gondran (LEMOINE, 1971) à caractère piémontais externe, soit avec le Lias à faciès prépiémontais de la série de la Grande-Motte. L'ensemble carbonaté inférieur est ainsi attribué au Rhétien et au Lias, et l'ensemble carbonaté intermédiaire de Bellecombe au Lias supérieur (voire au Dogger ?). Dans les séries décrites plus au S, et notamment ici sur toute la bordure W du massif, les faciès de base souvent siliceux, suivis de calcschistes sombres et de schistes à brèches dolomitiques, représentent sans doute tout ou partie du Jurassique inférieur et moyen.

B - LES SERIES PARAUTOCHTONES

Les séries dont les caractéristiques lithologiques sont très voisines de celles des séries autochtones, sont systématiquement en contact anormal avec d'autres unités : les Schistes lustrés, la couverture autochtone ou la série à mégabrèches.



1. Rio de Fond I
2. Rio de Fond II
3. Glacier des Fourneaux
4. Versant sud de la Rognosa d'Etache
5. Ruisseau de Constans

Fig. 18 - Localisation des séries parautochtones décrites.

1. LES SERIES BRECHTIQUES PARAUTOCHTONES DE RIO DE FOND

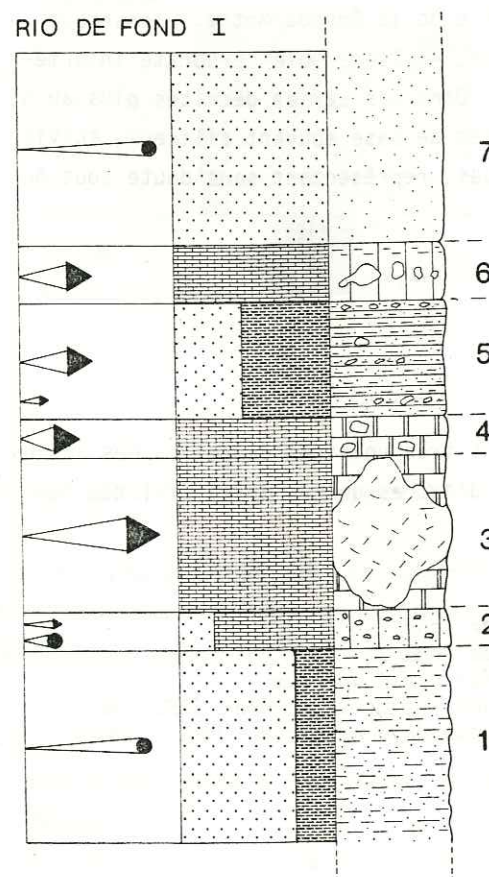
Trois groupes d'affleurements sont décrits (fig. 18) :

- Le premier (§ a) est situé entre 2550 m et 2700 m en rive gauche de Rio de Fond, sur le versant N de la petite crête qui sépare celui-ci du vallon de la Balma.
- Le deuxième affleurement (§ b) est constitué par l'écaille du S du glacier des Fourneaux sous le point coté 3121.
- Le dernier affleurement étudié (§ c) constitue la bande plaquée sur la retombée sud de la Rognosa d'Etache en rive droite de Rio de Fond.

a. Les deux coupes de la rive gauche de Rio de Fond (> 20 m)

Deux coupes ont été levées à partir de trois affleurements.

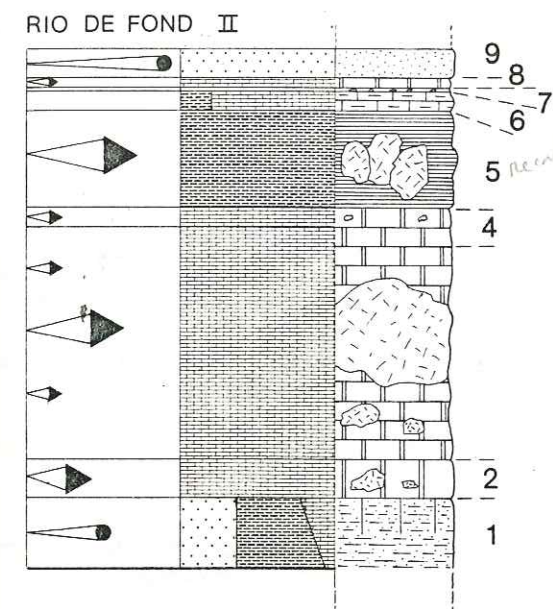
Rio de Fond I. Le contact de base de la série n'est pas connu (pas dégagé par l'érosion) ; celle-ci comprend de bas en haut les termes suivants (fig. 19) :



- (1) des quartzites micacés blancs (5 m),
- (2) un banc carbonaté gréseux massif riche en lits de granules dolomitiques (1 m),
- (3) une importante décharge de blocs dolomitiques, dont les dimensions peuvent atteindre plusieurs mètres, pris dans des marbres rubanés gris et noirs (4 m),
- (4) des calcaires marmoréens clairs rubanés noirs et gris, pauvres en éléments bréchiques exceptés quelques accidents pluridécimétriques (1 m),
- (5) des micaschistes siliceux vert foncé riches en éléments dolomitiques ocre centimétriques à pluridécimétriques (3 m),
- (6) des calcaires marmoréens blancs à noirs comportant des éléments dolomitiques en lits jusqu'à pluridécimétriques (1,5 m),
- (7) des quartzites lités qui terminent apparemment cette série (> 5 m).

Fig. 19 - Coupe de Rio de Fond I (Parautochtone).

Rio de Fond II (30 m). Dans cette série dont le contact de base n'est pas non plus connu, sont distingués de bas en haut les termes suivants (fig. 20) :

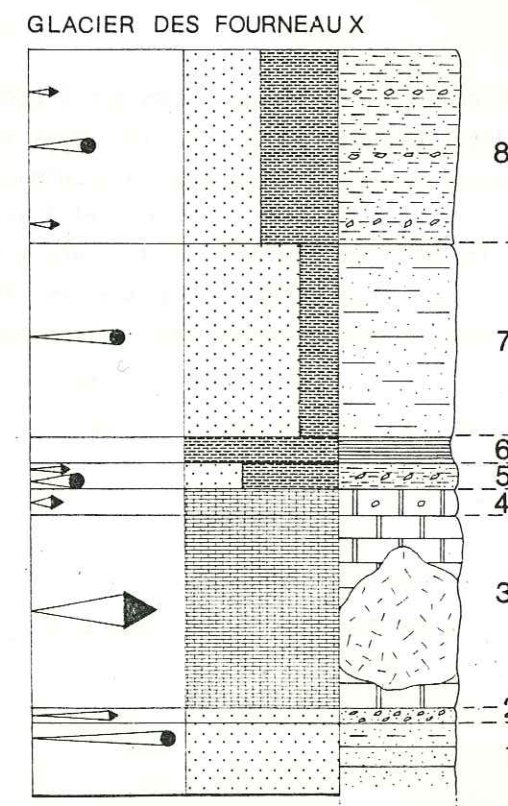


- (1) des micaschistes siliceux bleus à verts qui s'enrichissent en carbonates vers le sommet où l'on observe un lit de granules dolomitiques ocre (5 m),
- (2) des marbres clairs beiges à blancs, riches en brèches dolomitiques centimétriques à métriques (2 m),
- (3) plusieurs éléments bréchiques dolomitiques jaune clair formant une décharge décimétrique; le ciment est constitué par des calcaires marmoréens clairs (12 m),
- (4) des calcaires marmoréens mais pauvres en brèches (1 m),
- (5) des micaschistes siliceux verts contenant des éléments bréchiques plurimétriques (5 m),
- (6) des calcschistes sombres en bancs épais (1 m),
- (7) un lit de granules dolomitiques (0,2 m),
- (8) un banc de calcaires marmoréens pauvres en brèches (0,5 m),
- (9) un banc de quartzites (1,5 m).

Fig. 20 - Coupe de Rio de Fond II (Parautochtone).

b. La coupe du glacier des Fourneaux

Elle est décrite d'après une bande d'affleurements de plusieurs centaines de mètres de long, qui, au moins à son extrémité E, repose en contact anormal sur les Schistes lustrés (fig. 21). Elle comprend de bas en haut :



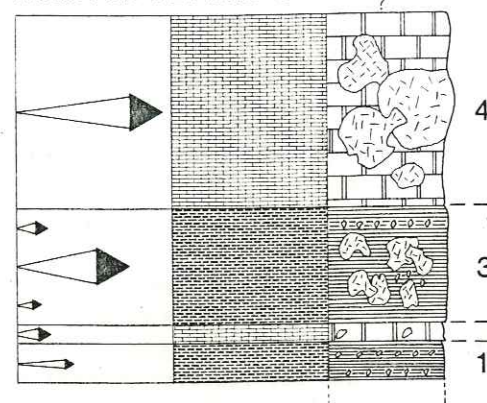
- (1) des quartzites lités peu micacés blancs (5 m),
- (2) un banc quartzitique riche en lits de granules dolomitiques (1 m),
- (3) un train de blocs dolomitiques de taille inférieure ou égale au décimètre pris dans les calcaires marmoréens clairs (15 m),
- (4) quelques bancs de calcaires marmoréens blancs à éléments de dolomie claire décimétriques (2 m),
- (5) des micaschistes quartzitiques verts contenant quelques passées de granules dolomitiques (2 m),
- (6) des micaschistes vert sombre (2 m),
- (7) des quartzites peu micacés (15 m),
- (8) des micaschistes siliceux vert sombre à lits de sable dolomitique (15 m).

Fig. 21 - Coupe du glacier des Fourneaux (Parautochtone).

c. La coupe du versant sud de la Rognosa d'Etache

La série est séparée des quartzites werfëniens par une vire herbeuse qui empêche l'observation du contact. Cette série ne comporte que quatre niveaux (fig. 22) :

ROGNOSA D'ETACHE SUD



- (1) des micaschistes vert sombre associés à des lits de granules dolomitiques (1 m),
- (2) des marbres rubanés gris foncé à blanc comportant des éléments de brèche dolomitique centimétriques à pluri-décimétriques (0,5 m),
- (3) des micaschistes vert sombre à lits de sable dolomitique contenant des brèches dolomitiques ocres métriques (3 m),
- (4) les mêmes brèches dolomitiques ocres métriques, à pluri-métriques prises dans un ciment calcaréo-dolomitique où une stratification est difficilement observable (5 m).

Fig. 22 - Coupe du versant sud de la Rognosa d'Etache (Parautochtone).

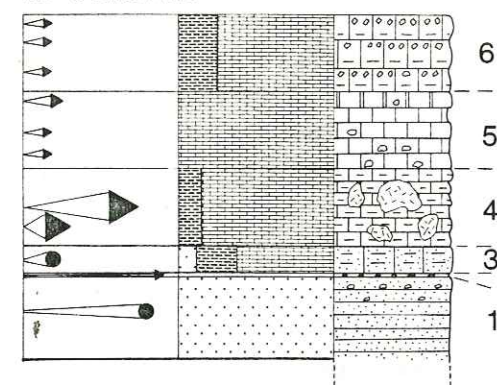
L'autochtonie de cette coupe n'est pas démontrée, elle est donc classée parmi les séries parautochtones. Néanmoins trois hypothèses sont envisagées :

- il s'agit d'une série unique : autochtone ou parautochtone,
- il s'agit d'une série composite autochtone et parautochtone, le contact passant entre le niveau (3) et le niveau (4).

2. LA SERIE PARAUTOCHTONE DU RUISSEAU DE CONSTANS

Cette série du versant N de la Doire est décrite en rive gauche du ruisseau de Constans à 1520 m d'altitude (fig. 23). Elle débute par des quartzites blancs lités (environ 50 m) très semblables au Werfëmien. Néanmoins on a pu observer que ces quartzites reposent sur un niveau à anhydrite surmontant lui-même des cargneules en position anormale sur les Schistes lustrés. Ces cargneules et anhydrites sont interprétées ici comme un "niveau tectonique" soulignant l'importance du contact anormal (voir contact γ_c de la coupe du versant sud). La série parautochtone du Ruisseau de Constans représente une éaille tectonique au sein des Schistes lustrés. Elle comprend de bas en haut les niveaux suivants :

RUISSEAU DE CONSTANS



- (1) des quartzites lités blancs au sommet desquels on observe des galets dolomitiques centimétriques à pluri-décimétriques (> 50 m),
- (2) un niveau de granules dolomitiques ocres en placage sur les quartzites (0,1 m),
- (3) des calcschistes brun sombre à lits de granules dolomitiques légèrement gréseux (0,7 m),
- (4) des calcschistes en bancs pluri-décimétriques à éléments bréchiques dolomitiques clairs métriques (2 m),
- (5) des calcaires clairs à lits de dolomie sableux surmontés par un banc de calcaires marmoréens clairs à éléments dolomitiques centimétriques et décimétriques (2 m),
- (6) des calcschistes sombres à grain fin riches en niveaux de sable dolomitique (2 m).

Les termes (5) et (6) peuvent représenter, soit une récurrence stratigraphique, soit un redoublement tectonique des termes (3) et (4). Le sommet de la série est coiffé par les Schistes lustrés en contact anormal.

Fig. 23 - Coupe du Ruisseau de Constans (Parautochtone).

3. CARACTERISTIQUES DES SERIES PARAUTOCHTONES

Les séries parautochtones ont certains caractères lithologiques semblables à ceux des séries autochtones.

- Ce sont des séries condensées (quoique en moyenne plus épaisses, 20 à 50 m, que les séries autochtones).
- Les apports terrigènes (brèches dolomitiques et éléments détritiques siliceux) sont très importants.

Mais les séries parautochtones possèdent également des caractères lithologiques propres.

- La grande taille des éléments bréchiques dolomitiques qu'on y trouve, et qui peuvent constituer plusieurs "décharges" détritiques à différents niveaux d'une même série.
- Les récurrences de faciès identiques, qu'ils soient schisteux, quartzitiques ou carbonatés.
- Le faciès des quartzites souvent lités pour lesquels deux hypothèses sont envisagées ; la plus probable est qu'il s'agit de "faciès reconstitués" dont le mimétisme avec le Werfëmien est particulièrement frappant ou qu'il s'agisse de blocs bréchiques plurimétriques à pluridécimétriques.
- L'importance des niveaux schisteux formant localement la matrice de gros blocs bréchiques.

Toutes les séries parautochtones constituent des éailles tectoniques et sont situées dans les zones de grands contacts anormaux (γ_b et γ_c , cf. chapitre III) sous les Schistes lustrés le plus souvent. En raison de leur position structurale anormale, de la répétitivité de niveaux à faciès identiques et malgré la ressemblance des faciès avec ceux des séries autochtones, il est difficile de proposer des attributions stratigraphiques pour ces séries parautochtones. Cependant,

des marbres rubanés noirs et gris spathiques sont décrits par ELLENBERGER (1958) dans le Lias inférieur de Vanoise ; ils paraissent comparables à certains niveaux qui ici, forment souvent la matrice de grosses décharges dolomitiques. Les marbres clairs à éléments dolomitiques de petite taille évoquent le Malm (par comparaison avec la brèche blanche de Gran Scala). Ces marbres clairs forment également dans certaines coupes la matrice de gros blocs dolomitiques, ce qui montrerait le caractère sporadique et local de ces événements. Il est donc vraisemblable que ces séries comportent du Jurassique inférieur et du Malm. La présence de termes attribuables au Crétacé supérieur - Paléocène reste conjecturale (certains faciès reconstitués ?). Toutefois l'abondance et les caractères des niveaux détritiques rendent souvent très délicate l'attribution des différents niveaux, et donc la reconnaissance de la polarité des séries.

C - LA SERIE A MEGABRECHES : LA COUPE DU SOMMET DU VALLONETTO

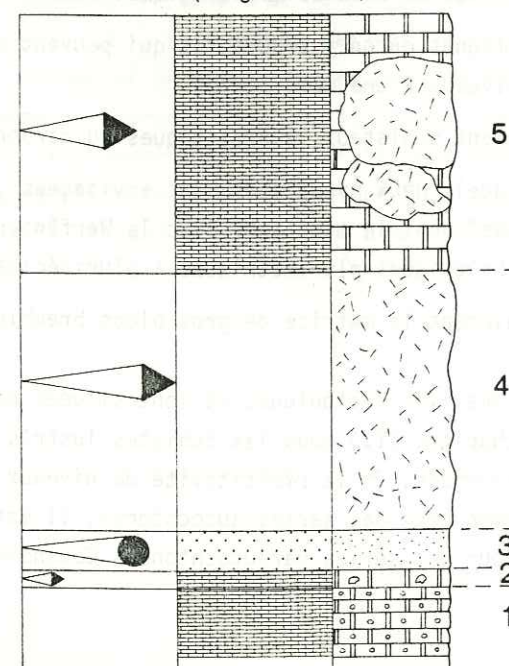
D'importantes masses calcaréo-dolomitiques arment les escarpements du versant sud du massif d'Ambin. Elles constituent les falaises de la Cima del Vallonetta du M. Séguret et du M. Pramand. Cette série calcaréo-dolomitique a été interprétée par LORENZONI (1965) et GAY (1971) comme représentant le Trias carbonaté. Cependant deux critères principaux permettent de proposer une nouvelle interprétation quant à leur âge et leur origine.

- Cette série repose toujours en contact anormal, soit sur les séries bréchiques autochtones, soit directement sur le Permien, soit même sur les Schistes lustrés.

- Des quartzites formant localement des niveaux traduisent des apports détritiques siliceux (les brèches dolomitiques de cette série ne sont donc pas des brèches intraformationnelles). Il ne s'agit donc ni d'une série autochtone, ni de Trias.

La colonne lithologique proposée pour cette série ne peut constituer qu'une ébauche, car d'une part sa polarité n'a pu être mise en évidence et d'autre part elle est affectée par une tectonique interne. La coupe de référence décrite est celle de la Cima del Vallonetto (3220 m) entre le refuge du sommet (au N) et les premiers Schistes lustrés des arêtes sud (pour la localisation voir carte toponymique en annexe). Elle comprend les termes suivants (fig. 24) :

VALLONETTO (Mégabrèches)



- (1) des marbres roses et gris rubanés en bancs décimétriques ; certains bancs contiennent des amas micacés centimétriques en général dans les niveaux les plus clairs (~ 5 à 10 m),
- (2) des marbres gris clairs contenant des clastes dolomitiques clairs centimétriques à décimétriques, alternant avec quelques interlits schisteux verts (50 cm),
- (3) des quartzites lités représentant, soit un niveau reconstitué, soit plus probablement un bloc bréchique de grande taille (3 m),
- (4) une masse calcaréo-dolomitique à litage confus (pluri-décamétrique),
- (5) des bancs carbonatés marmoréens contenant des éléments dolomitiques ocre pluri-décamétriques boudinés (fig. 25) ; ces niveaux sont interprétés comme représentant des faciès de mégabrèches (blocs hectométriques).

Fig. 24 - Coupe du Sommet de Vallonetto (Mégabrèche).

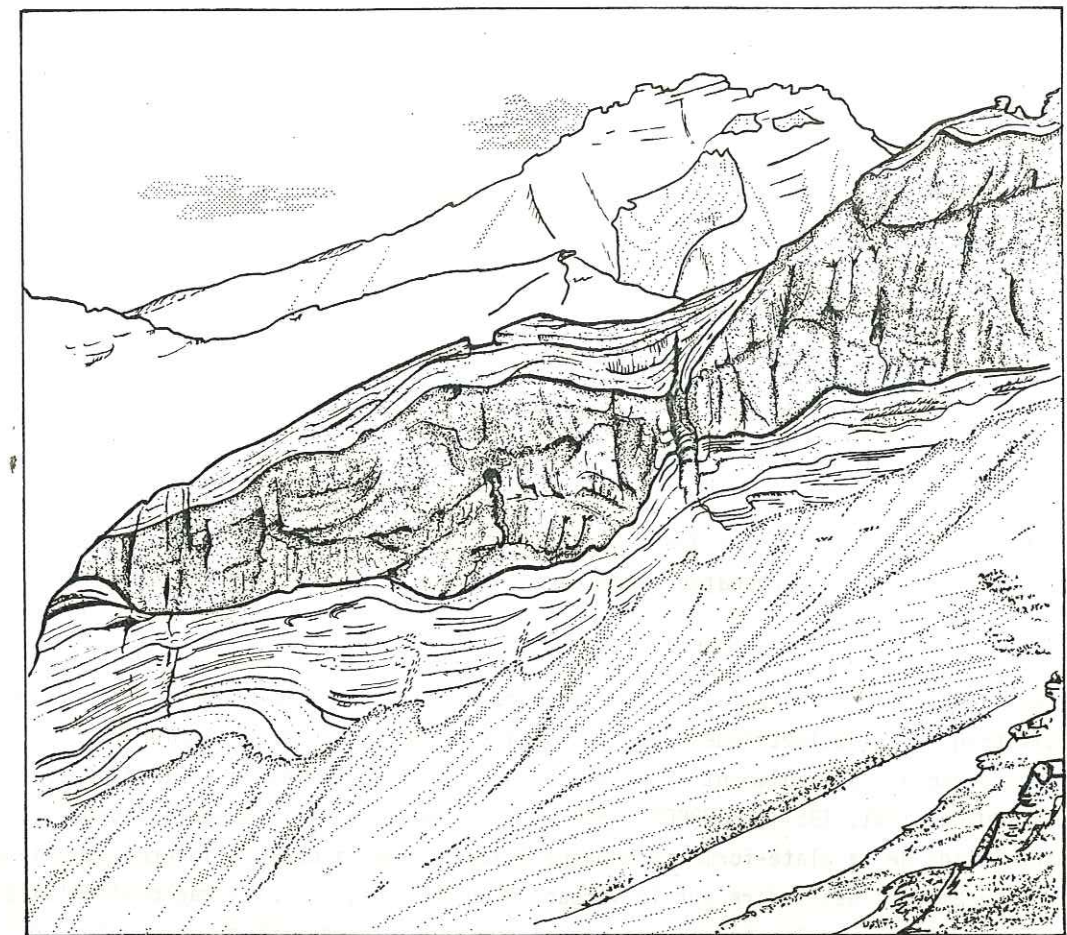


Fig. 25 - Mégabrèche dolomitique boudinée du Vallonetto.

Le plus souvent, seul le niveau (5) est reconnu ; il constitue la plus grande part des affleurements attribués à cette formation. Par comparaison avec le niveau (5), le niveau (4) est interprété comme un grand bloc bréchique pluri-hectométrique. De telles mégabrèches ont déjà été décrites dans les écaillles originaires de la zone ulbrabriançonnaise au Rio Secco à l'W du Chaberton par LEMOINE (1961, 1967) ainsi que dans la quatrième écaille à l'W de Briançon par le même auteur (fig. 25). Elles ressemblent à celles de la "Brèche inférieure" décrites par CHESSEX (1959), LEMOINE (1961) et WEIDMANN (1972), ou à celles observées par CARON (1971, 1977) à la base de certaines séries de Schistes lustrés (lanière du Monte Banchetta ; rive droite de la Doire en aval d'Oulx ; bordure ouest du massif de Dora Maira). Aucune attribution stratigraphique par niveau n'est proposée pour la brèche décrite ici ; cependant par comparaison avec l'autochtone et le parautochtone, on admettra qu'il s'agit de brèches jurassiques.

D - INTERPRETATION DES SERIES A BRECHES ET COMPARAISON AVEC LES SERIES ULTRA-BRIANÇONNAISES DECRITES PLUS AU SUD

Les problèmes posés par les séries à brèches chaotiques coexistant avec des faciès reconstitués ont été présentés par LEMOINE (1967) dans un article intitulé "Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales". On propose ici des éléments de réponse quant à la genèse et la signification des séries bréchiques.

1. INTERPRETATION DES SERIES A BRECHES

a. Nature et origine des éléments détritiques

Les éléments détritiques observés dans les différentes séries bréchiques sont classés en deux catégories : les éléments carbonatés d'une part, les quartzites et les micaschistes d'autre part.

Les brèches à matériel carbonaté sont composées de granules millimétriques et de fragments anguleux centimétriques et décimétriques dans les séries autochtones, jusqu'à plurimétriques dans les séries parautochtones, probablement jusqu'à plurihectométriques dans la série à mégabrèches. A la suite de LEMOINE (1961, 1967), BOURBON (1980), ces éléments sont interprétés comme les produits du démantèlement de la plate-forme carbonatée triasique de la bordure interne du Briançonnais. Sauf à Bellecombe (c'est-à-dire sur le versant N du massif), le Trias carbonaté n'existe plus sur le massif d'Ambin, et les termes post-triasiques sont directement transgressifs sur le sous-bassement siliceux. Il est donc logique d'envisager que c'est l'ablation de ce Trias dolomitique manquant actuellement qui a alimenté en brèches carbonatées les séries autochtones, parautochtones et à mégabrèches.

En domaine briançonnais, BOURBON (1980) interprète les brèches du Jurassique supérieur et du Crétacé, dont les caractères lithologiques sont très comparables aux nôtres, comme le résultat du dépôt de matériel détritique par l'érosion en milieu sous-marin des reliefs de failles. La particularité des séries condensées de la bordure W d'Ambin est l'association à ces brèches chaotiques, de nombreux niveaux à "faciès reconstitués".

Dans un contexte paléogéographique certes différent, de telles brèches chaotiques à blocs basiques et ultrabasiques ont d'ailleurs été observées (soucoupe plongeante) en contrebas des escarpements de failles sous-marines du banc de Goringe (LAGABRIELLE, 1982).

Les faciès reconstitués sont des formations détritiques qui tendent à mimer la formation d'origine des éléments qui les constituent. Les plus connus d'entre eux sont les "micaschistes reconstitués" du domaine d'Acceglio dont ils sont l'une des caractéristiques (LEMOINE, 1967). On en observe dans toutes les coupes du S du massif mais essentiellement dans les séries autochtones et parautochtones. BOURBON (1980) a défini leurs conditions de dépôt.

- "Les éléments détritiques doivent provenir d'une seule formation à laquelle la formation détritique déposée ressemblera peu ou prou. Cette condition nécessite des écroulements de reliefs localisés, et un transport bref qui ne permettra aucune "pollution" par un autre matériel détritique".

- "La sédimentation doit être lente sur l'aire de dépôt, pour éviter tout mélange avec le sédiment pélagique autochtone".

Pour le massif d'Ambin ces "faciès reconstitués" sont issus de l'ablation partielle ou totale du Werfénien et parfois d'une partie du Permien.

b. Genèse et sédimentation des brèches chaotiques

Les dépôts chaotiques analogues à ceux que l'on vient de décrire sont appelés "mélange" par HSÜ (1974). Les éléments clastiques de ces dépôts sont formés par du matériel extra-formationnel de taille parfois gigantesque (jusqu'à kilométrique) remobilisé par des processus de transport en masse par gravité, du type olistostrome, liés à des phénomènes tectoniques (fig. 26).

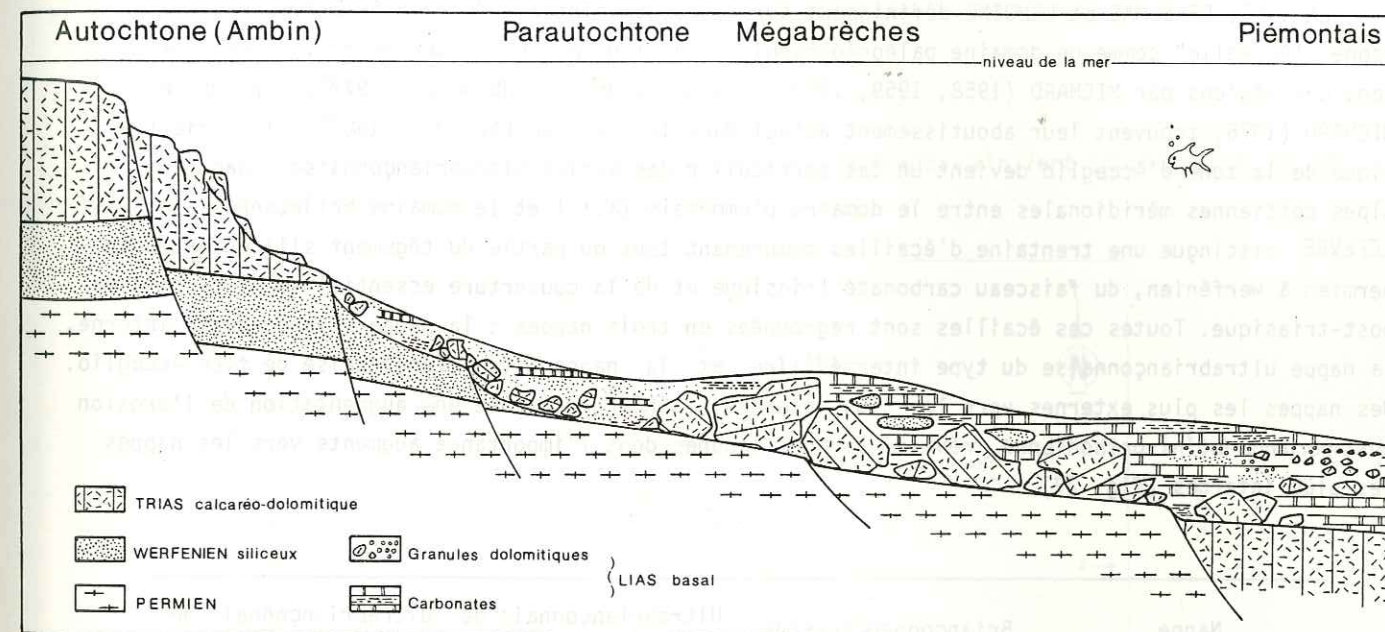


Fig. 26 - Représentation schématique de la limite Briançonnais - Piémontais au niveau du massif d'Ambin au passage Trias - Jurassique inférieur.

Echelle horizontale : quelques dizaines de kilomètres (?), exagération verticale importante. La géométrie des accidents est hypothétique. La répartition des séries bréchiques envisagée s'appuie sur une interprétation des faciès dans un modèle de "carbonates de pentes" de type "By-Pass margins" (Mc ILLREATH et JAMES, 1979).

Mc ILLREATH et JAMES (1979) envisagent différents modèles de marges pour de tels faciès (Carbonate slopes) ; le modèle de "by-pass margins" pour lequel des pentes fortes sont envisagées semble correspondre aux séries décrites. La marge est formée par des sommets de falaises sous-marines ou d'escarpements de failles, de telle sorte que les sédiments sont transportés directement sous forme d'olistolites des zones hautes jusqu'en eau profonde, traversant le talus sur de vastes étendues (aucun indice de l'existence de canyons sous-marins, tel que des turbidites associées aux faciès distaux, n'a été observé). Ce style de marge est typique de "zones actives" à la limite d'un bassin à subsidence plus rapide que celle de la plate-forme adjacente. Au niveau

du massif d'Ambin, l'existence d'une telle marge au Jurassique inférieur semble attestée par l'abondance des séries bréchiques, montrant la transition entre le domaine piémontais fortement subsident et la plate-forme briançonnaise. Le transport des éléments détritiques par des olistostromes est responsable de l'agencement paléogéographique des séries bréchiques tel qu'il est proposé sur la figure 26. Une même "logique sédimentaire" permet d'expliquer dans un tel contexte la lithologie des séries depuis l'autochtone d'Ambin jusqu'aux séries piémontaises externes (voir également le § II ci-dessous, BOURBON *et al.*, 1977 ; CARON, 1977 ; CARON et GAY, 1977). Ce n'est qu'ultérieurement (Callovien - Vraconien) que la plate-forme briançonnaise, plus externe s'effondrera à son tour (BOURBON, 1980).

2. COMPARAISON AVEC LES SERIES BRIANÇONNAISES INTERNES ET ULTRABRIANÇONNAISES DES ALPES COTTIENNES MERIDIONALES

En 1957, DEBELMAS et LEMOINE définissent sur la bordure interne du domaine briançonnais, la "zone d'Acceglio" comme un domaine paléogéographique particulier. Les nombreux travaux entrepris dans ces régions par MICHARD (1958, 1959, 1967), LEBLANC (1962), SCHUMACHER (1972), LEFEVRE et MICHARD (1976) trouvent leur aboutissement actuel dans la thèse de LEFEVRE (1982) : la série typique de la zone d'Acceglio devient un cas particulier des séries ultrabriançonnaises. Dans les Alpes cottiennes méridionales entre le domaine piémontais (s.s.) et le domaine briançonnais (s.s.) LEFEVRE distingue une trentaine d'écailles comprenant tout ou partie du tégument siliceux stéphano-permien à werfénien, du faisceau carbonaté triasique et de la couverture essentiellement carbonatée post-triasique. Toutes ces écailles sont regroupées en trois nappes : la nappe briançonnaise interne, la nappe ultrabriançonnaise du type intermédiaire et la nappe ultrabriançonnaise de type Acceglio. Des nappes les plus externes vers les plus internes, LEFEVRE constate une augmentation de l'érosion post-norienne à fini-bathonienne, révélée par des lacunes dont l'importance augmente vers les nappes les plus internes (fig. 27).

Nappe	Briançonnais interne	Ultrabriançonnais de type intermédiaire	Ultrabriançonnais de type Acceglio
LACUNE	[LIAS]	[TRIAS SUPERIEUR → Dogger]	[TRIAS INFERIEUR → Dogger]

Fig. 27 - Typologie des domaines entre Briançonnais et Piémontais (d'après LEFEVRE, 1982).

La couverture mésozoïque autochtone du massif d'Ambin en raison de l'absence de tout le Trias, est bien à rattacher au domaine ultrabriançonnais tel qu'il est défini par LEFEVRE. Cependant la présence du Lias bréchique comparable, à la base des séries de type Val d'Isère-Ambin (ELLENBERGER, 1958), au Lias à faciès prépiémontais de la série de la Grande-Motte (ELLENBERGER, 1958 ; CARON et GAY, 1977), et à la base de certaines séries de Schistes lustrés de type piémontais externe (CARON et GAY, 1977) constitue une particularité de la marge briançonnaise au niveau du massif d'Ambin. Il se peut qu'il s'agisse là du complément de la zone ultrabriançonnaise vers les zones internes.

II - LES UNITÉS PIÉMONTAISES DU VERSANT OUEST DU MASSIF D'AMBIN : LES SCHISTES LUSTRÉS

Sur la bordure W du massif d'Ambin les schistes lustrés rétrodéversés vers le NE reposent en contact anormal sur différents termes de l'autochtone ou sur les séries bréchiques allochtones. Ils sont caractérisés par la grande monotonie des faciès calcschisteux parmi lesquels peu de niveaux repères ont pu être individualisés, et par la modestie des affleurements de roches vertes. Les Schistes lustrés n'ont été que peu étudiés par LORENZONI (1965) et GAY (1971). Toutefois les travaux effectués dans des régions plus méridionales (LEMOINE, 1961, 1970 ; CARON, 1970, 1977 ; SCHUMACHER, 1972 ; BOURBON *et al.*, 1979 ; TRICART, 1980) permettent de distinguer deux grands types de séries : les séries à substratum sialique ou séries piémontaises externes, et les séries à substratum ophiolitique ou séries piémontaises internes. C'est ainsi que sont regroupées les coupes décrites ci-dessous, à l'exception des séries d'attribution indéterminée. Une comparaison est ensuite faite avec les séries reconnues dans le reste des Alpes cottiennes septentrionales.

A - LES SERIES PIÉMONTAISES EXTERNES (s.l.)

On en distingue ici deux types différents : la série Valfredda-Vin Vert (coupes a, b, c) et la série du M. Jafferau (coupe d, e, f) (fig. 28).

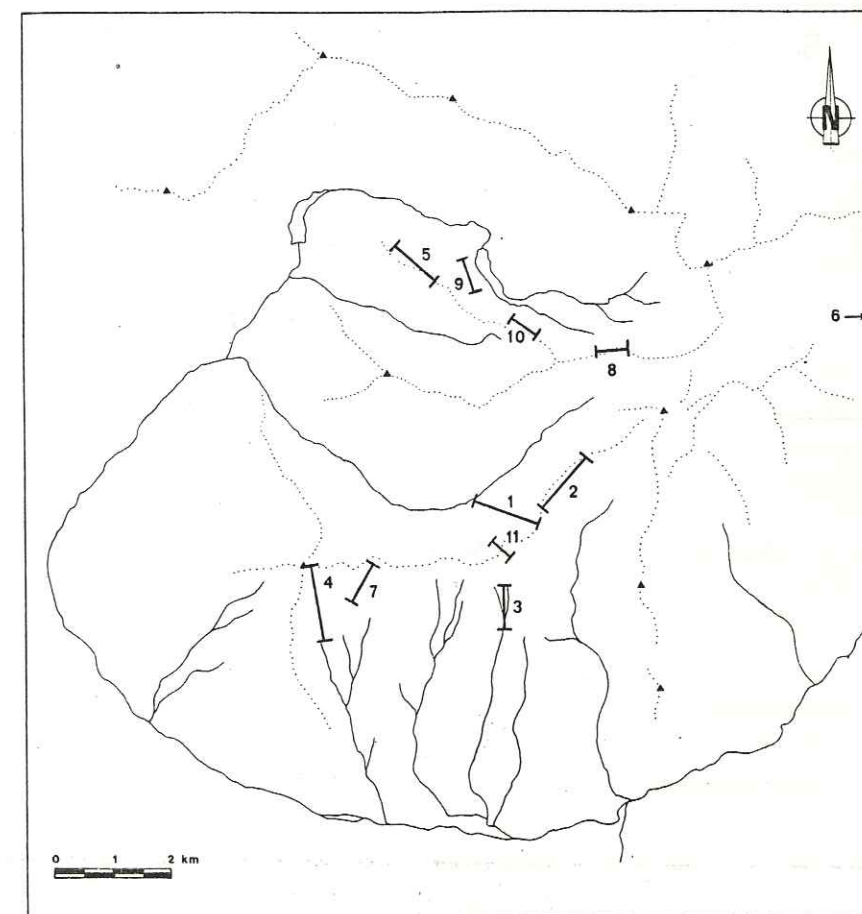


Fig. 28 - Localisation des coupes dans les Schistes lustrés.

1. Valfredda-Vin Vert ; 2. Vin Vert-Vallonetto ; 3. Versant sud du M. Vin Vert ; 4. Versant sud du Jafferau ; 5. Costa del Becco ; 6. Pte Clapaca-Pte Ferrand ; 7. Rocher de l'Aigle ; 8. Collet Valfredda ; 9. Versant nord Costa del Becco I ; 10. Versant nord Costa del Becco II, II Sommet du Vin Vert.

1. LA SERIE DE VALFREDDA-VIN VERT

a. La coupe de Valfreda-Vin Vert (> 200 m)

La coupe décrite affleure pratiquement en continu entre la ferme du vallon Valfreda et le collet situé quelques centaines de mètres au N du M. Vin Vert (fig. 29). Cette coupe est sans doute la plus représentative des séries piémontaises externes observées sur le massif d'Ambin. La série débute par une épaisse formation dolomitique à cachet Norien, constituant des escarpements en rive gauche du ruisseau de Valfreda. Elle repose en contact anormal sur d'autres séries de Schistes lustrés, comme cela peut être observé plus au NE sur la crête Vin Vert-Vallonetto (voir fig. 31). Les niveaux observés de bas en haut sont reportés sur la figure 30.

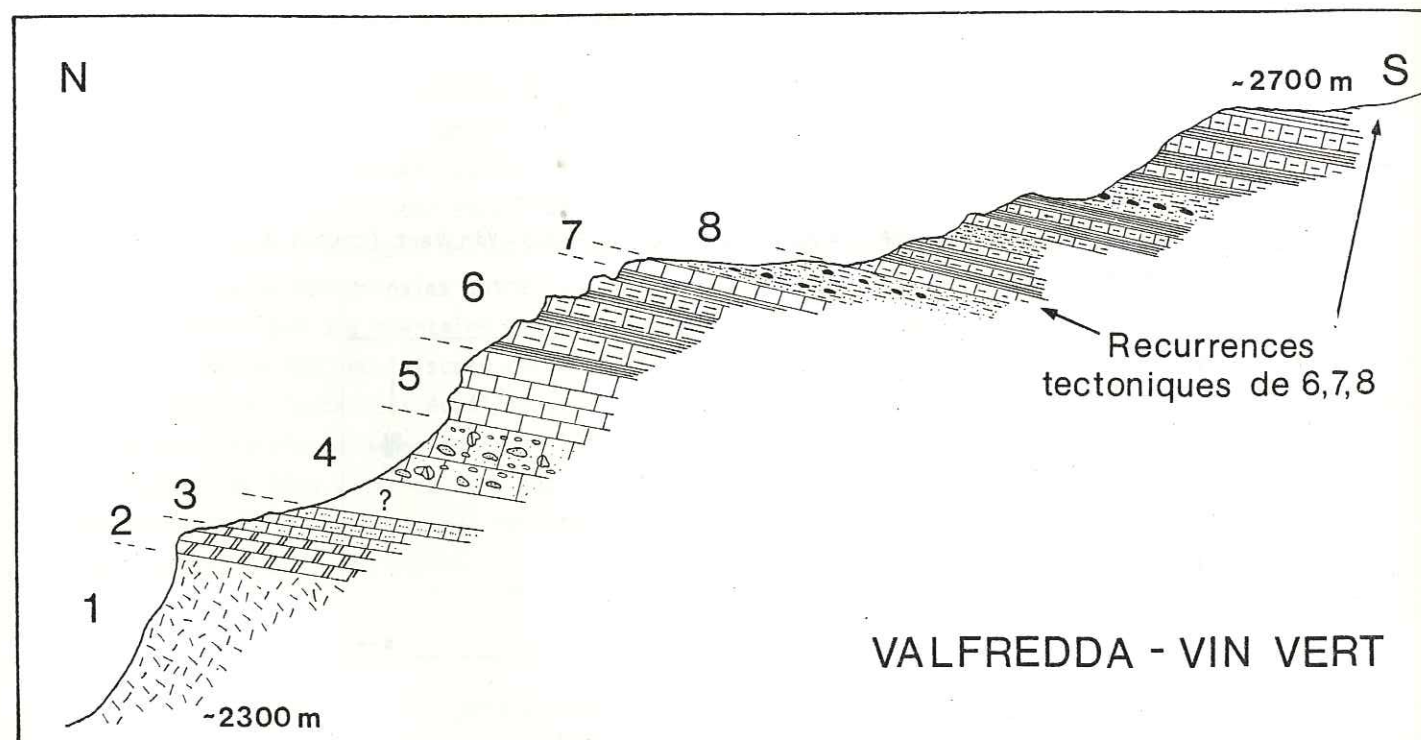
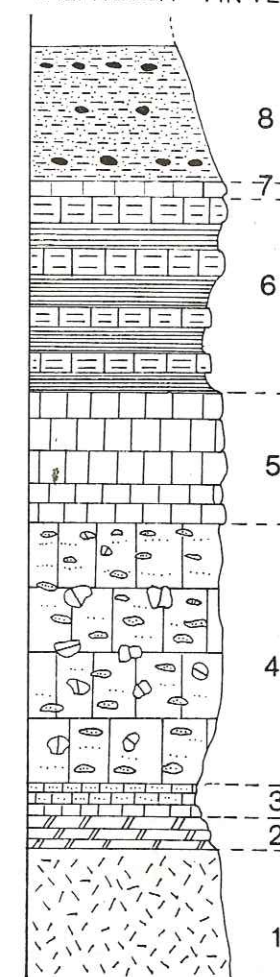


Fig. 29 - Coupe de Valfreda-Vin Vert.

VALFREDDA-VIN VERT



- (1) des dolomies grises massives à litage peu apparent (> 50 m),
- (2) des dolomies grises à noires plus cristallines en bancs pluridécimétriques (5 m),
- (3) plusieurs bancs calcaréo-dolomitiques noirs à lits de quartzites (5 m),
- (4) des brèches polygéniques dont les éléments décimétriques à pluridécimétriques de quartzites blancs et verts et de dolomie grise sont prises dans une matrice carbonatée (celle-ci peut être composée en totalité de granules dolomitiques ocre); le sommet de la formation est formé d'une alternance de niveaux dolomitiques en granules et de quartzites phylliteux (40 m),
- (5) des calcaires sombres puis clairs à patine blanche (20 m),
- (6) une alternance de calcschistes beiges en bancs métriques et de schistes bleus (30 m),
- (7) un banc de calcaires clairs (1 m),
- (8) des micaschistes siliceux riches en lentilles de quartz, voire parfois de véritables quartzites, alternant avec des passées de schistes phylliteux bleus; ce niveau fortement siliceux contient des passées discontinues peu épaisses de roches vertes (pluridécimétriques) (20 m).

Fig. 30 - Colonne lithologique de Valfreda-Vin Vert (Piémontais externe).

Entre 2600 et 2700 m d'altitude on observe ensuite plusieurs répétitions des derniers niveaux de calcschistes et de micaschistes siliceux à roches vertes; il est difficile de savoir quel niveau constitue le sommet de la série et en particulier si l'association de glaucophanites et de roches vertes du Vin Vert appartient encore à cette série ou non (fig. 29).

b. La coupe de la crête du Vin Vert-Vallonetto (> 120 m)

Cette coupe, dans la même unité que la précédente, a déjà été décrite par CARON (1977) et CARON et GAY (1977). Sur la crête qui joint la Cima del Vallonetto au M. Vin Vert, à l'altitude de 2850 m environ, une masse de dolomies massives forme un escarpement bien visible. Ces dolomies reposent en contact anormal par leur semelle cargneulisée sur une autre série de Schistes lustrés à affinité piémontaise interne. La bréchification tectonique accentue l'hétérogénéité initiale due aux brèches sédimentaires intraformationnelles.

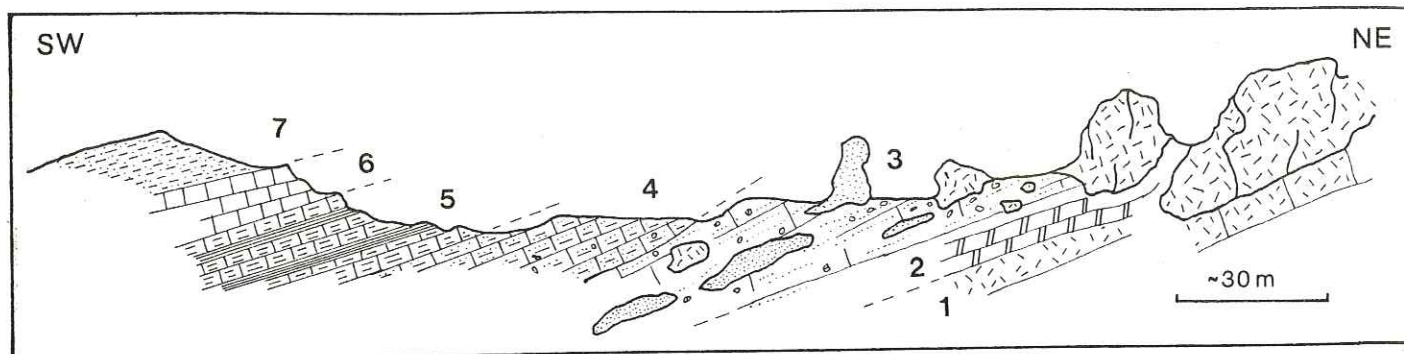
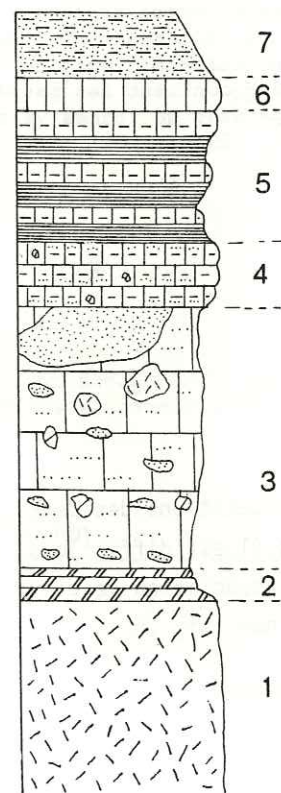


Fig. 31 - Coupe de la crête Vin Vert - Vallonetto.

On distingue les niveaux suivants (fig. 31 et 32) :

VIN VERT-VALLONETTO



- (1) des dolomies massives ocre bréchifiées et cargneulisées (30 m),
- (2) des calcaires noirs en bancs décimétriques (à lumachelles ?) attribués au Rhétien (5 m),
- (3) des calcaires noirs à lits siliceux et à blocs de quartzites plurimétriques associés à des brèches dolomitiques (éléments centimétriques à plurimétriques) (~ 40 m),
- (4) des calcaires gréseux et phylliteux à éléments millimétriques à centimétriques de dolomie ocre (~ 10 m),
- (5) des calcschistes cariés bleu sombre avec quelques interlits plus schisteux et siliceux (~ 20 m),
- (6) des calcaires "blonds" relativement laminés sur cette coupe (5 m),
- (7) des micaschistes siliceux (λ m).

Fig. 32 - Colonne lithologique de Vin Vert - Vallonetto.

Le sommet de cette coupe est commun avec le sommet de la coupe Valfredda - Vin Vert. Les caractères des niveaux bréchiques sont très semblables à ceux des séries parautochtones ou de la série à mégabrèches. Mais il s'agit ici d'une série appartenant indubitablement aux Schistes lustrés. De plus le Trias dolomitique est encore présent à la base de la série.

c. La coupe du Versant Sud (2250 m) du M. Vin Vert

Sur la route qui va du Col du Pramand au Fort de Foëns à l'altitude de 2250 m dans un torrent, affleurent plusieurs blocs bréchiques (fig. 33a) appartenant à la même unité structurale que les deux coupes précédentes. Malgré la discontinuité des affleurements (fig. 33a) une colonne lithologique est proposée comprenant de bas en haut (fig. 33b) :

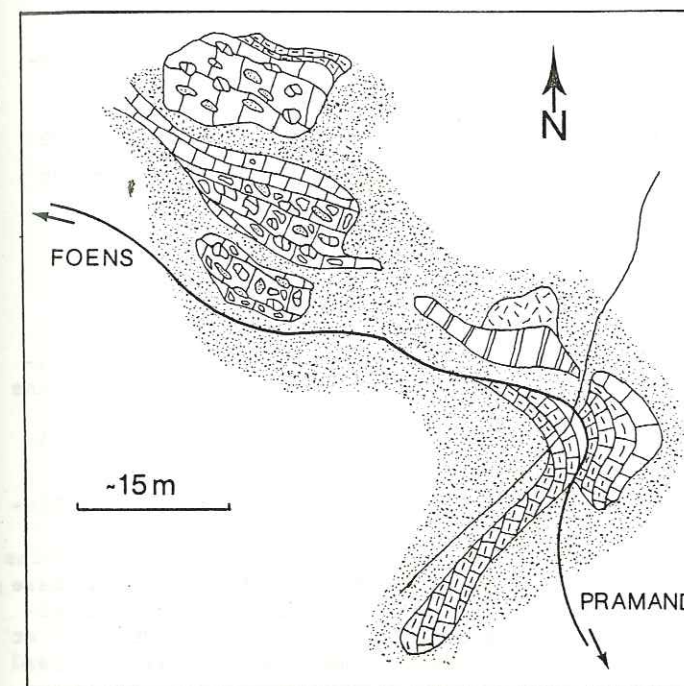


Fig. 33a - Carte d'affleurement du versant sud du M. Vin Vert.

VERSANT SUD-VIN VERT

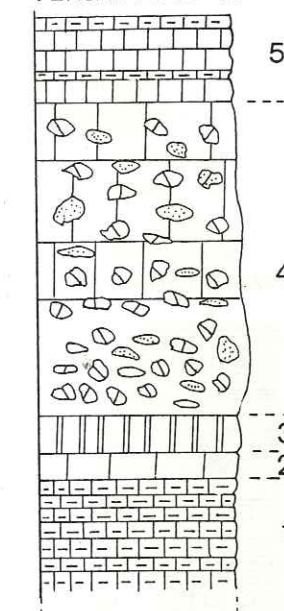


Fig. 33b - Colonne lithologique de l'affleurement du versant sud du M. Vin Vert.

- (1) des calcschistes sombres en bancs décimétriques (5 m),
- (2) des calcaires noirs peu épais (1 m),
- (3) des marbres blancs à rares éléments bréchiques dolomitiques centimétriques (2 m),
- (4) une série de blocs de brèches dolomitiques et quartzitiques gris dans un ciment carbonaté marmoréen à petits éléments dolomitiques,
- (5) des calcaires blonds lités gris en cassure.

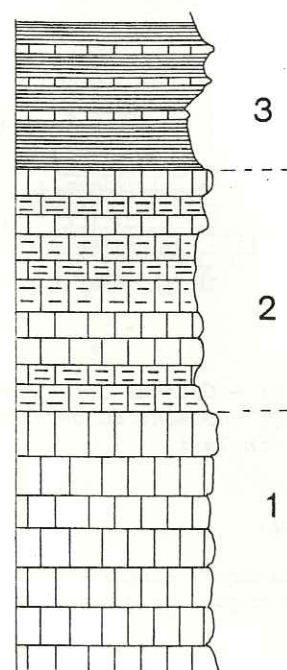
Cette coupe est interprétée comme une partie de la série de type Valfredda - Vin Vert équivalent probable des niveaux 3 à 5 de la première coupe. Les termes inférieurs et supérieurs de cette coupe du versant sud sont masqués par les éboulis et les alpages. Un affleurement de brèches polygéniques du même type a été observé plus bas sur le même versant, dans le ruisseau de la Comba vers 1700 mètres d'altitude. On y observe, au-dessus d'une masse dolomitique assez homogène reposant sur des gypses, de magnifiques brèches polygéniques à éléments dolomitiques et quartzitiques et à ciment riche en granules de sable dolomitique. La nature du contact entre cette brèche et les calcschistes sus-jacents reste problématique, en raison du comportement différent de ces formations lors de la tectonique. D'une manière générale, sur tout le versant sud, les calcschistes reposent sur des brèches de type polygénique (rarement uniquement dolomitique). Cependant les dolomies triasiques de la base de la série paraissent manquer dans une bonne partie des coupes.

2. LA SERIE DE TYPE JAFFERAU

a. La coupe du versant sud du M. Jafferau

La coupe décrite débute au Fort de Foëns sur la route militaire et s'achève au sommet du M. Jafferau. La série dite du M. Jafferau, plus monotone, est plus mal connue que la série Valfredda-Vin Vert. Elle ne comprend pas de niveau repère bien marqué, et les transitions entre les différents faciès calcaires et schisteux se font progressivement. En l'absence de ces niveaux repères il est difficile de reconnaître à coup sûr les duplications tectoniques. La série proposée ne comporte donc qu'une ébauche de lithostratigraphie, qui se distingue toutefois de celle de la série précédente. Entre le Rocher de l'Aigle et le Fort de Foëns, au-dessus d'un alignement de blocs de gabbros, une vire d'éboulis sépare cette série de la série du Rocher de l'Aigle et de la série de Valfredda-Vin Vert (cf. ci-dessus). Les dominantes suivantes ont été distinguées (fig. 34) :

JAFFERAU



- (1) des calcaires "blonds" gris clair à beige clair en patine, gris à noirs en cassure ont leur litage souligné par des rubans grésophylliteux; les bancs ont une épaisseur moyenne variant de cinquante mètres à deux ou trois mètres (100 à 150 m),
- (2) une alternance de calcaires et de schistes ou de calcschistes dont le litage en grand est assez confus; l'ensemble est moins massif que les calcaires "blonds" de la base; les calcschistes sont formés d'une fine alternance millimétrique de lits carbonatés et de lits micacés gris à noirs brillants; les calcaires bleus ou blancs à patine jaunâtre, comprennent des niveaux noirs plus siliceux (~ 100 m),
- (3) une alternance de schistes noirs et bleus et de grès carbonatés roux; l'ensemble de la formation (20 à 50 m) est riche en filons de quartz.

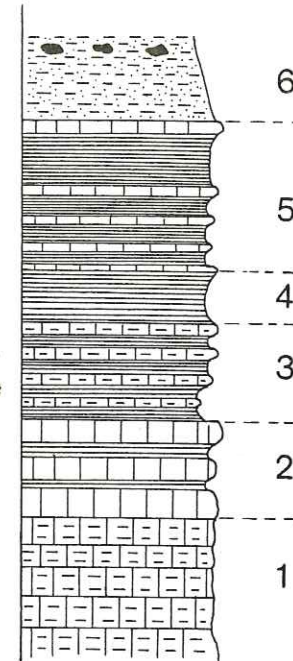
En dépit de l'absence de brèches la succession de ces trois dominantes évoque les niveaux 5 à 8 de la coupe Valfredda-Vin Vert.

Fig. 34 - Colonne lithologique du versant sud du Jafferau (Piémontais externe).

b. La coupe de Costa del Becco (~ 200 m d'épaisseur)

La série proposée pour Costa del Becco regroupe des observations effectuées le long de cette ligne de crêtes entre 2600 et 2750 m et sur son versant nord. Un grand pli plurihectométrique d'axe N 40 dressé à l'E est responsable de la duplication de la série. A l'W, la base de la série se perd dans des éboulis; à l'E elle repose en contact anormal sur une série de type Rocher de l'Aigle. La succession de dominantes proposée (fig. 35) paraît plus complète et plus précise qu'au M. Jafferau.

COSTA DEL BECCO



- (1) des calcschistes et micaschistes carbonatés à patine claire localement plus massifs lorsqu'ils sont plus carbonatés,
- (2) des calcaires massifs granuleux à patine blonde ou rousse à cassure sombre, en bancs métriques séparés par de minces interlits calcschisteux,
- (3) une alternance de calcaires sombres et de schistes de couleur bleu clair passant progressivement au niveau (4),
- (4) des schistes bleu clair en petites plaquettes,
- (5) une alternance de schistes glaucophaniti-ques et de calcaires sombres, localement rouges et gréseux, s'enrichissant en niveaux de micaschistes siliceux vers le sommet,
- (6) une masse de micaschistes siliceux riches en exsudations de quartz, emballant quelques blocs de metabasites décimétriques à métriques interstratifiés.

L'épaisseur totale de la série décrite est de l'ordre de 150 à 200 mètres.

Fig. 35 - Colonne lithologique de Costa del Becco.

Au-dessus de termes analogues à ceux du M. Jafferau, les roches vertes associées aux micaschistes siliceux (qui manquent au Jafferau) sont interprétées à la suite de CARON (1977) et de BOURBON *et al.* (1979) comme les produits d'un détritisme ophiolitique associé à des phénomènes tectoniques précoces.

c. La coupe du Pso Clopaca - Pte Ferrand

Entre le Pso Clopaca et la Pte Ferrand sur la ligne de crête on peut observer la répétition de deux types de séquences (fig. 36) isolées en klippe sur les termes siliceux du massif d'Ambin, à 2 km à l'E du secteur qui fait l'objet principal de cette étude. La première que l'on peut observer au contact direct du Permien, a déjà été décrite parmi les séries ultrabriançonnaises. Au-dessus, se succèdent les termes suivants :

- des calcaires "blonds" (1),
- des calcschistes à aspect grumeleux (2),
- des micaschistes carbonatés (3).

La répétition de ces séquences est due à la présence de plusieurs plis à plan axial subhorizontal orientés N 20 (fig. 36). On rapporte cette deuxième séquence au même groupe de séries "M. Jafferau". Comme on le précisera plus loin, les deux types de séries distinguées ci-dessus (Valfreda-Vin Vert et M. Jafferau) sont comparables aux séries piémontaises externes reconnues plus au S.

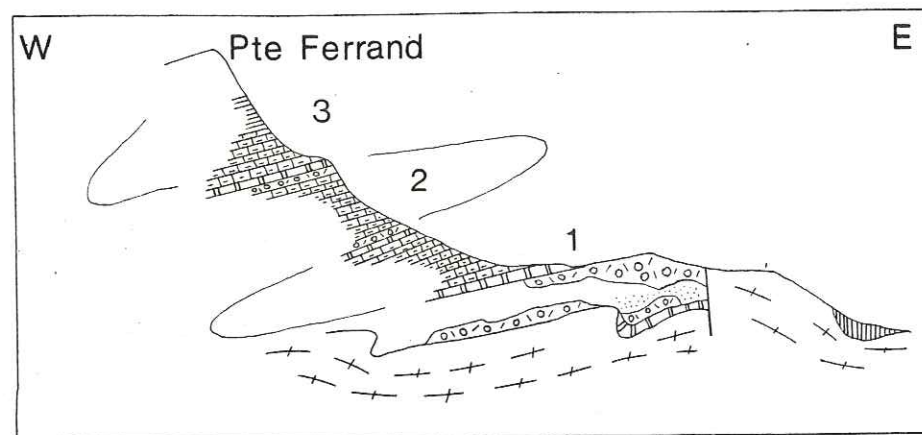


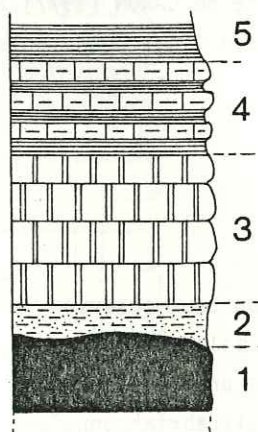
Fig. 36 - Coupe du Pso Clopaca - Pte Ferrand.

B - PIEMONTAIS INTERNE

1. LA COUPE DU ROCHER DE L'AIGLE

Au collet entre le Rocher de l'Aigle et le M. Jafferau, à 2630 m d'altitude, en bordure de la route militaire, affleure l'extrémité d'un chapelet de blocs de gabbros métriques à décamétriques, qui se prolonge en versant sud. L'ensemble des termes décrits est redoublé en synforme (fig. 37) :

ROCHER DE L'AIGLE



- (1) des blocs de métagabbros métriques à décamétriques,
- (2) un mince niveau quartzitique ou glaucophanitique,
- (3) des calcaires marmoréens blonds, massifs, à lits de granules siliceux, emballant les gabbros,
- (4) une alternance de calcaires et de schistes,
- (5) des schistes noirs.

Fig. 37 - Colonne lithologique du Rocher de l'Aigle.

Il est toutefois difficile de décider si les niveaux (4) et (5) appartiennent encore à la série du Rocher de l'Aigle ou au sommet de la série Valfredda - Vin Vert sous-jacente (fig. 29). C'est l'association de roches vertes et de micaschistes siliceux à des calcaires marmoréens clairs qui permet de distinguer cette série des précédentes. Plutôt que le substratum océanique de la série, les gabbros représentent plus vraisemblablement des blocs de brèches qui résulteraient d'écroulement d'escarpements de failles sous-marines (LAGABRIELLE, 1982).

2. LA COUPE DU COLLET VALFREDDA

A l'E de la Pta Valfredda à 2870 m d'altitude, un petit col marque la limite entre la série à mégabréches et cette série de Schistes lustrés localement très déformée (fig. 38).

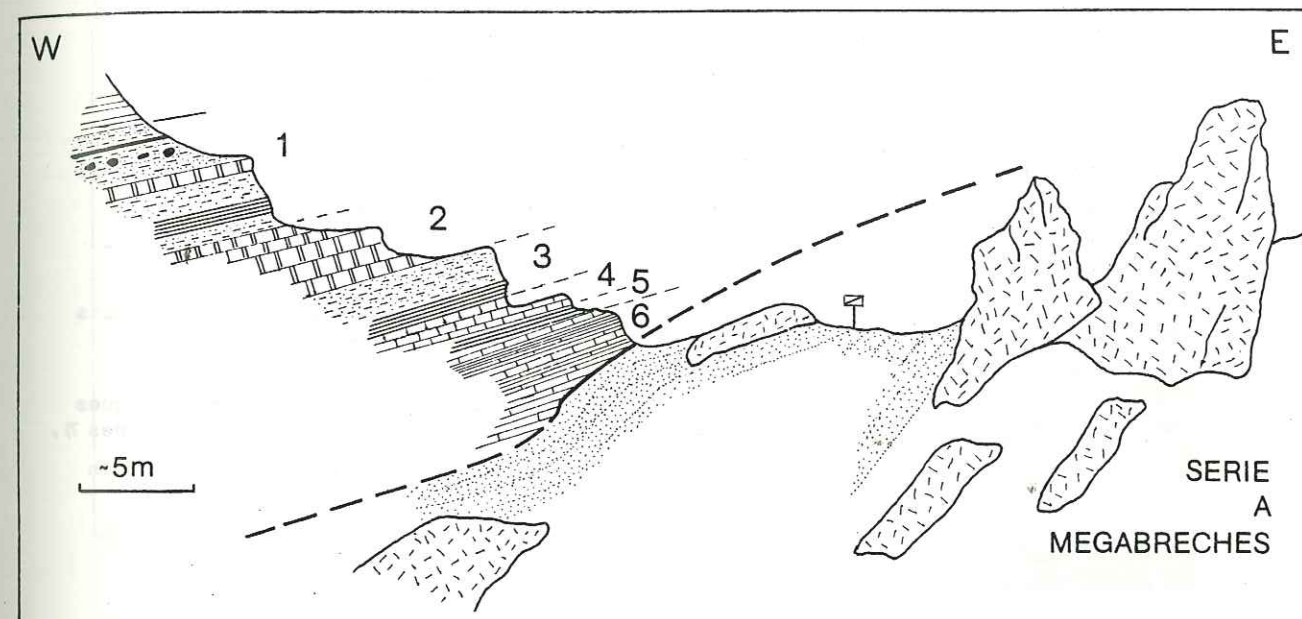
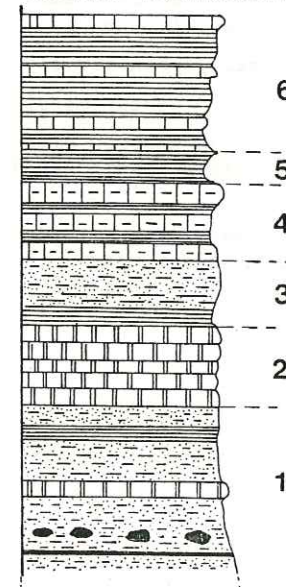


Fig. 38 - Coupe du Collet Valfredda.

D'W en E on observe les niveaux suivants (fig. 39) :

COLLET VALFREDDA



- (1) dans un fond de quartzites, de micaschistes siliceux et glaucophanitiques se différencient des bancs pluridécimétriques de marbres blancs à noirs, des blocs pluridécimétriques de métagabbros et des lits de metabasites albitiques interstratifiés avec les micaschistes siliceux,
- (2) des calcaires marmoréens clairs à lits de granules siliceux, en bancs pluridécimétriques, évoluant au sommet vers des calcschistes,
- (3) des micaschistes siliceux riches en exsudations de quartz passant progressivement à des glaucophanites,
- (4) des calcschistes clairs et des schistes glaucophanitiques sombres qui contiennent quelques niveaux calcaires clairs massifs,
- (5) des schistes glaucophanitiques cariés de couleur sombre,
- (6) des schistes localement carbonatés, de couleur bleu sombre, interstratifiés avec des lits centimétriques de calcaire noir et quelques passées carbonatées plus massives.

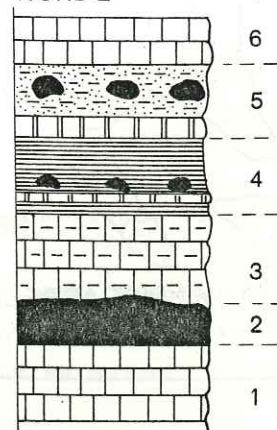
La série décrite se trouve en polarité inverse en contact anormal sur la série à mégabréches.

Fig. 39 - Colonne lithologique présumée du Collet Valfredda.

3. LES DEUX COUPES DE LA BASE DU VERSANT NORD DE LA COSTA DEL BECCO

Ces deux coupes tout en présentant des faciès tout-à-fait analogues aux précédents sont caractérisées par la récurrence des niveaux de roches vertes dont l'origine sédimentaire ou tectonique n'a pu être précisée. Dans le détail l'interprétation de ces séries est problématique ; il est difficile de savoir si les successions lithologiques proposées sont complètes, et leur polarité n'est pas connue. La première a été observée à la base du versant nord de la Costa del Becco ; les niveaux suivants ont été observés (fig. 40) :

COSTA DEL BECCO
NORD I

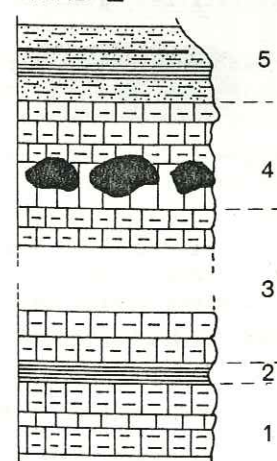


- (1) des calcaires blonds, massifs plurimétriques,
- (2) des gros blocs plurimétriques de gabbros,
- (3) des calcschistes clairs à débit en plaquettes,
- (4) des schistes bleu clair associés à des lits de marbre blanc, et quelques blocs de gabbros décimétriques,
- (5) une passée de blocs de gabbros plurimétriques associés avec des quartzites (replis tectoniques ?),
- (6) une dizaine de mètres de calcaires clairs en plaquettes.

Fig. 40 - Colonne lithologique présumée de la base du versant nord de Costa del Becco I.

La deuxième coupe a été observée plus à l'E juste sous la crête qui joint la Costa del Becco à l'arête Valfredda (fig. 41).

COSTA DEL BECCO
NORD II

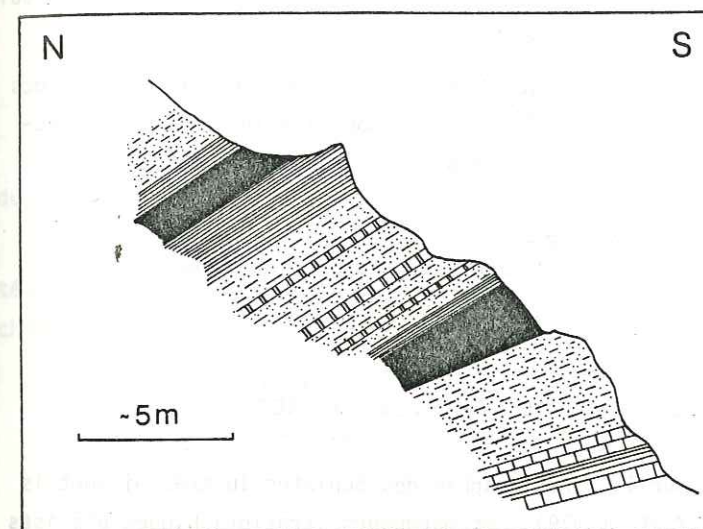


- (1) des calcschistes à patine claire contenant quelques bancs de calcaire noir,
- (2) des schistes glaucophanitiques sombres (~ 2 m),
- (3) des calcschistes d'aspect massif (~ 100 m),
- (4) plusieurs blocs de gabbros clairs emballés dans des calcschistes clairs identiques à ceux du niveau (3),
- (5) des micaschistes siliceux et des glaucophanites associés localement à des niveaux de metabasites sableuses.

Fig. 41 - Colonne lithologique présumée de la base du versant nord de Costa del Becco II.

4. LA COUPE DU SOMMET DU M. VIN VERT

L'affleurement représenté sur la figure 42 est situé juste sous le sommet du M. Vin Vert. Au sein d'un ensemble essentiellement quartzitique et schisteux, au contact de la série Valfredda - Vin Vert, on reconnaît les niveaux suivants de haut en bas sur l'affleurement :



- des quartzites micacés verts à lits de calcaires marmoréens,
- des glaucophanites,
- des schistes et des calcschistes,
- des gabbros, le plus souvent emballés par des glaucophanites et des quartzites micacés.

Fig. 42 - Goupe du Sommet du Vin Vert.

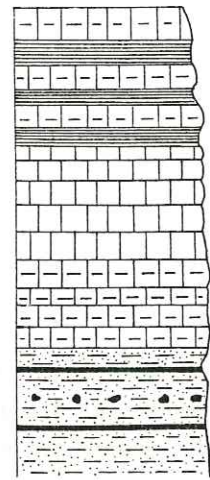
Dans le détail, on observe fréquemment des alternances centimétriques à plurimétriques de calcaires marmoréens, de quartzites et/ou de glaucophanites et de lits de metabasites sableuses. Au total, l'ensemble de ces coupes est caractérisé par la présence de roches vertes (le plus souvent des métagabbros en blocs) associées à des quartzites, des micaschistes et des marbres à cachet piémontais interne. Les corrélations de détail entre les différentes coupes ne sont toutefois pas évidentes et restent dans le domaine de l'hypothèse de travail.

C - SERIE INDETERMINEE

Un ensemble de Schistes lustrés à lithologie mal différenciée existe d'une part dans une bande d'affleurements pincés en contact anormal entre l'autochtone et les séries bréchiques de Rio de Fond, d'autre part au voisinage du col de Fourneaux, et enfin sur le versant sud de la Cima del Vallonetto. Deux grandes dominantes ont été relevées (fig. 43) :

- un ensemble essentiellement calcschisteux et schisteux monotone,
- un ensemble formé par une association de gabbros et de lits de prasinites associés à des quartzites, qui a parfois été interprété (GAY, 1971) comme représentant le Stéphanien-Permien autochtone.

S.L. des Fourneaux



Il n'a pas été possible à partir des observations effectuées ici de décider entre les interprétations suivantes :

- série piémontaise interne particulière (présence de roches vertes, mais absence de calcaires marmoréens),
- ensemble composite de lambeaux ou de blocs d'origine piémontaise interne et de calcschistes d'origine piémontaise externe.

Fig. 43 - Colonne lithologique présumée des Schistes lustrés de Fourneaux.

D - ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES DES SERIES DE SCHISTES LUSTRES

Les attributions proposées s'appuient sur la stratigraphie des Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes proposée par BOURBON *et al.* (1979). Les marqueurs stratigraphiques utilisés sont essentiellement trois faciès typiques de la sédimentation mésozoïque téthysienne (BOURBON *et al.*, 1979) (fig. 44) :

- des radiolarites et des argilites sombres du Malm inférieur,
- des calcaires massifs Malm - Crétacé inférieur,
- des argilites noires Aptien - Cénomaniens représentant le faciès des black shales de l'Atlantique.

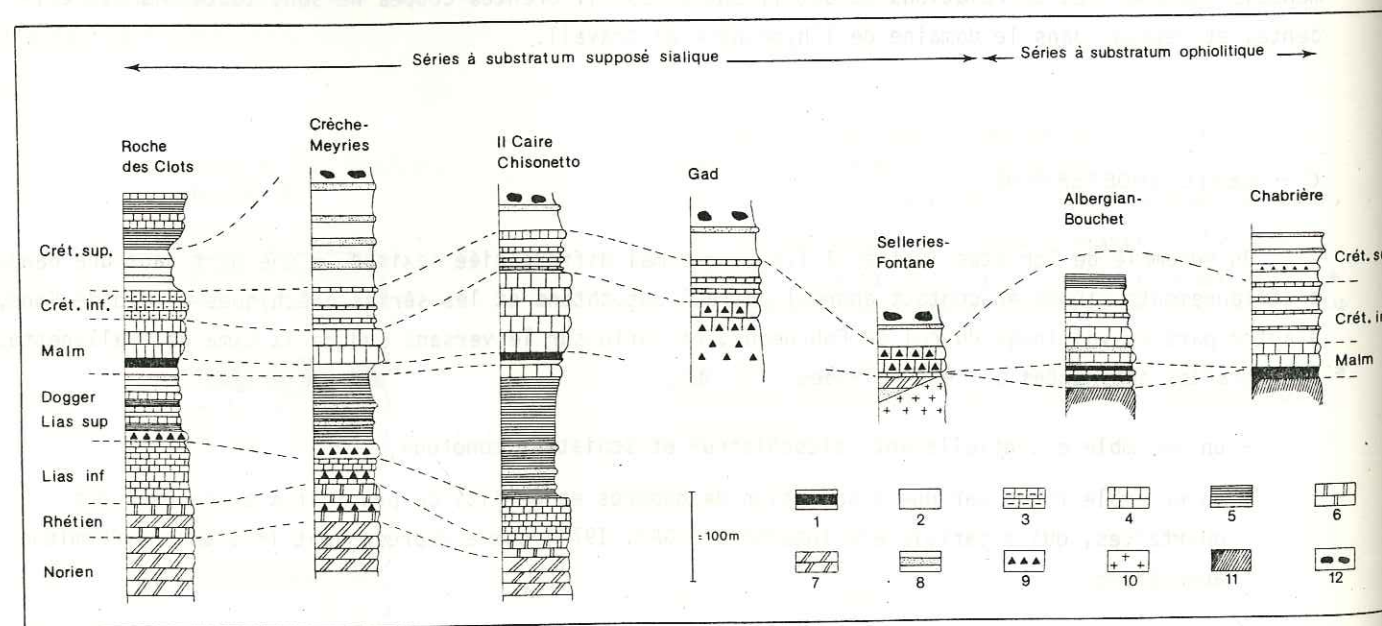


Fig. 44 - Esquisse des principaux types de séries stratigraphiques dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes, d'après BOURBON *et al.*, 1979.

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. olistolites de roches vertes.

1. LES SERIES PIEMONTAISES EXTERNES

Ce sont les séries les mieux représentées. Deux types ont été distingués :

- la série de Valfredda - Vin Vert riche en brèches, à base triasico-liasique,
- la série du Jaffereau pauvre en brèches, dont la base n'est pas connue, caractérisée par l'importance des faciès carbonatés et calcschisteux.

Les ensembles suivants sont proposés (fig. 45) :

- La base triasico-liasique comprend des dolomies du Norien et les calcaires spathiques noirs du Rhétien.
- Le Jurassique inférieur et moyen est représenté par les formations bréchiques à ciment carbonaté. On peut néanmoins envisager qu'une partie au moins de cette formation représente le Malm bréchique.
- Le Crétacé inférieur est formé d'une alternance de calcaires et de schistes.
- L'Aptien - Cénomaniens est représenté par les Schistes noirs sommitaux (black shales).

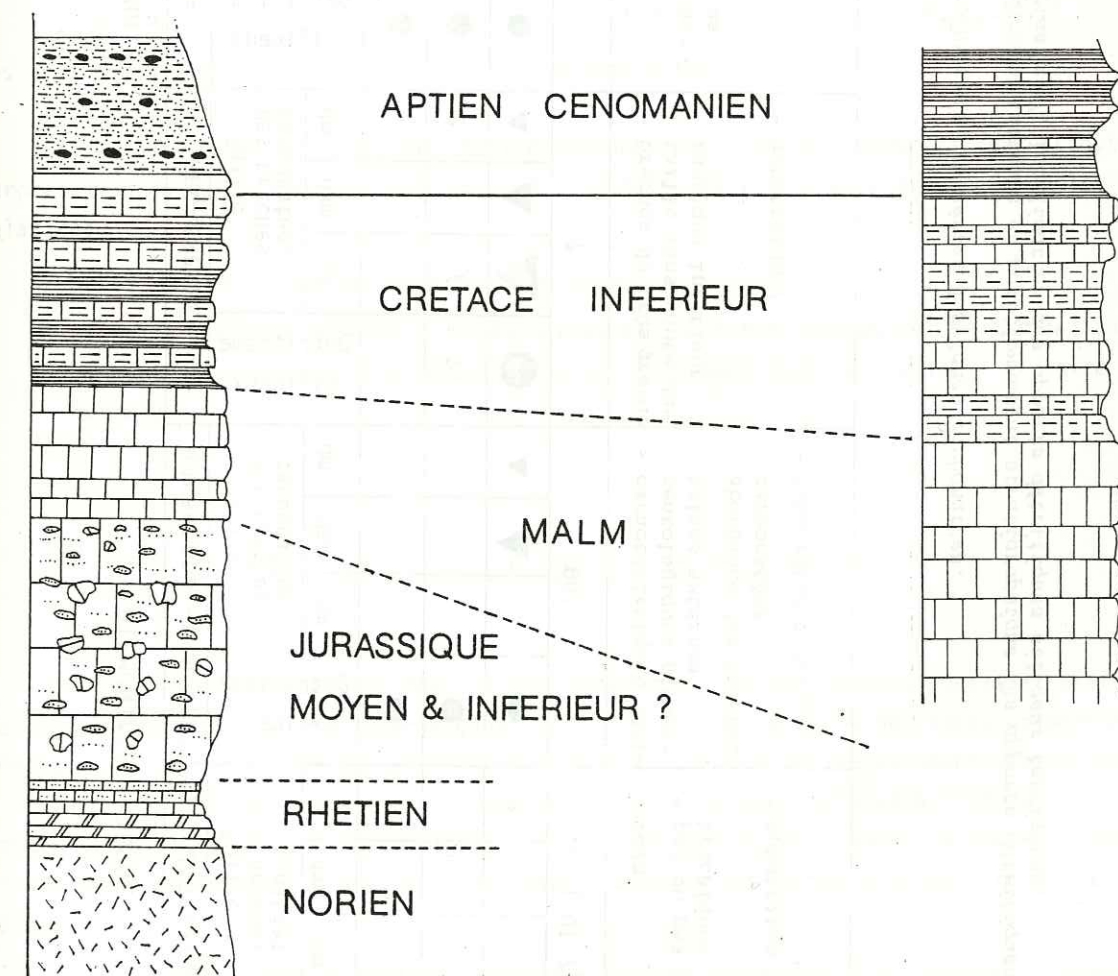


Fig. 45 - Attributions stratigraphiques présumées des séries à affinité piémontaise externe.

La présence d'importantes décharges détritiques quartzitiques et carbonatées apparente la série Valfredda - Vin Vert au type brèche - Crèche-Meyriès.

2. LES SERIES PIEMONTAISES INTERNES

Les problèmes liés à l'interprétation de ces séries sur la bordure W du massif d'Ambin résultent de deux facteurs ; la discontinuité et le peu de volume des affleurements de roches vertes, et un phénomène de convergence des faciès associés à ces roches vertes (LAGABRIELLE, 1982). L'association de ces roches vertes avec des quartzites, des micaschistes siliceux et des calcaires marmoréens clairs, présente des affinités avec les séries de type Albergian - Bouchet, et il semble qu'une partie au moins des coupes décrites appartiennent au domaine piémontais interne. Quoiqu'on ne puisse pas en rejeter totalement l'hypothèse, l'essentiel des roches vertes observées, semble représenter plutôt les produits d'un détritisme ophiolitique que le sommet de la croûte océanique. Toutefois les problèmes subsistent quant à l'interprétation de ce détritisme ; s'agit-il :

- de séries autonomes avec écoulement de falaises liées à une tectonique (distensive ?) du Jurassique supérieur (LAGABRIELLE, 1982),
- ou de lambeaux variés incorporés au sommet des séries piémontaises externes (wildflysch) associés à une tectonique compressive du début du Crétacé supérieur (CARON, 1977).

Les deux hypothèses ne sont d'ailleurs pas incompatibles.

En définitive les attributions stratigraphiques que l'on peut proposer sont tributaires de l'interprétation du détritisme ophiolitique que l'on fait. En l'absence d'arguments décisifs quant aux relations :

- entre les calcaires marmoréens et les blocs de gabbros,
- et entre les associations à roches vertes et les autres termes des séries de Schistes lustrés, il n'est pas proposé d'attributions stratigraphiques pour ces séries à affinité piémontaise interne.

III - CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

En considérant les apports détritiques carbonatés (brèches dolomitiques), et siliceux terrigènes des séries à affinités ultrabriançonnaise et piémontaise externe décrites, un agencement paléogéographique de ces séries est proposé (fig. 46). La logique de l'agencement montre que le massif d'Ambin est un secteur des Alpes occidentales particulièrement propice à l'étude de la transition entre Ultrabriançonnais et Piémontais, puisqu'il ne semble pas y avoir de lacune d'observation. L'agencement paléogéographique et la lithostratigraphie des séries propices induisent plusieurs remarques :

- (1) Il semble que le domaine piémontais externe constitue un allochtone proche pour le massif d'Ambin (autochtone relatif) et non pas lointain (LEFEVRE et MICHARD, 1976).
- (2) La similitude des faciès entre la base des séries bréchiques, les séries piémontaises externes, les séries de type Val d'Isère - Ambin et la série de la Grande-Motte, montre qu'au Jurassique inférieur et moyen, la marge interne du domaine briançonnais est bien à

Caractères sédimentologiques particuliers	AUTOCHTONE				PARAUTOCHTONE				MEGABRECHE				VALFREDDA - VIN VERT				JAEFFERAU			
	Taille des brèches carbonatées			Détritisme siliceux	Taille des brèches carbonatées			Détritisme siliceux	Taille des brèches carbonatées			Détritisme siliceux	Taille des brèches carbonatées			Détritisme siliceux	Taille des brèches carbonatées			Détritisme siliceux
TRIAS	dm	dam	hm		dm	dam	hm		dm	dam	hm		dm	dam	hm		dm	dam	hm	
CRETACE "MOYEN"	▲			●	▲			●	▲			●	▲			●				●
MALM	▲			●	▲			●	?	?	?	?	▲			●				
JURASSIQUE INF. et MOY.	▲			●	▲			●	▲			●	▲			●	?			
TRIAS	NON (ablation)				?				?				OUI				(OUI ?)			
Caractères sédimentologiques particuliers	- série réduite - présence de brèches de petite taille à tous les niveaux - lacune du Trias				- <i>idem</i> - éléments bréchiques carbonatés de plus grande taille - substratum ?				- brèches de très grande taille sans doute Ju- rassique inférieur - substratum ?				- caractéristiques sédi- mentologiques piémont- aises externes - abondance des brèches carbonatées - substratum sialique				- <i>idem</i> - peu ou pas d'éléments bréchiques - substratum ?			

Fig. 46 - Synopsis des séries à brèches carbonatées.

Agencement paléogéographique supposé des séries décrites. Caractéristiques et positionnement stratigraphique des apports détritiques carbonatés provenant du démantèlement d'une "plate-forme carbonatée triasique", localisation des apports détritiques siliceux terrigènes.

ULTRA - BRIANÇONNAIS

PIÉMONTAIS EXTERNE

affinité piémontaise. Par conséquent il faut sans doute envisager le massif d'Ambin à cette époque comme un domaine immergé solidaire du domaine piémontais, plutôt que du domaine Briançonnais (fig. 47).

- (3) La place de la série de la Grande-Motte est alors problématique, surtout si l'on raisonne sur une "transversale". Une position plus externe peut-être envisagée (CARON et GAY, 1977) correspondant à un sillon subsident séparant Ambin des séries de type Val d'Isère - Ambin (ELLENBERGER, 1958). Une autre éventualité consiste à en faire un équivalent "latéral" des séries piémontaises les plus externes.
- (4) Le schéma de BOURBON (1980) peut ainsi être précisé dans les zones plus internes, l'effondrement de la marge européenne de la Téthys débutant dès le Jurassique inférieur pour l'Ultrabriançonnais, le massif d'Ambin alimentant alors le Piémontais externe en brèches. Les événements enregistrés dans le domaine Briançonnais traduisent une progression ultérieure (Jurassique supérieur) vers des domaines plus externes de l'effondrement de la marge européenne ; le massif d'Ambin étant alors lui-même alimenté en brèches comme nombre d'unités Briançonnaises.
- (5) La transition entre Briançonnais et Piémontais s'effectue probablement suivant une direction oblique (NW-SE) par rapport à l'allongement actuel des Alpes occidentales (direction qui n'est peut-être pas unique).

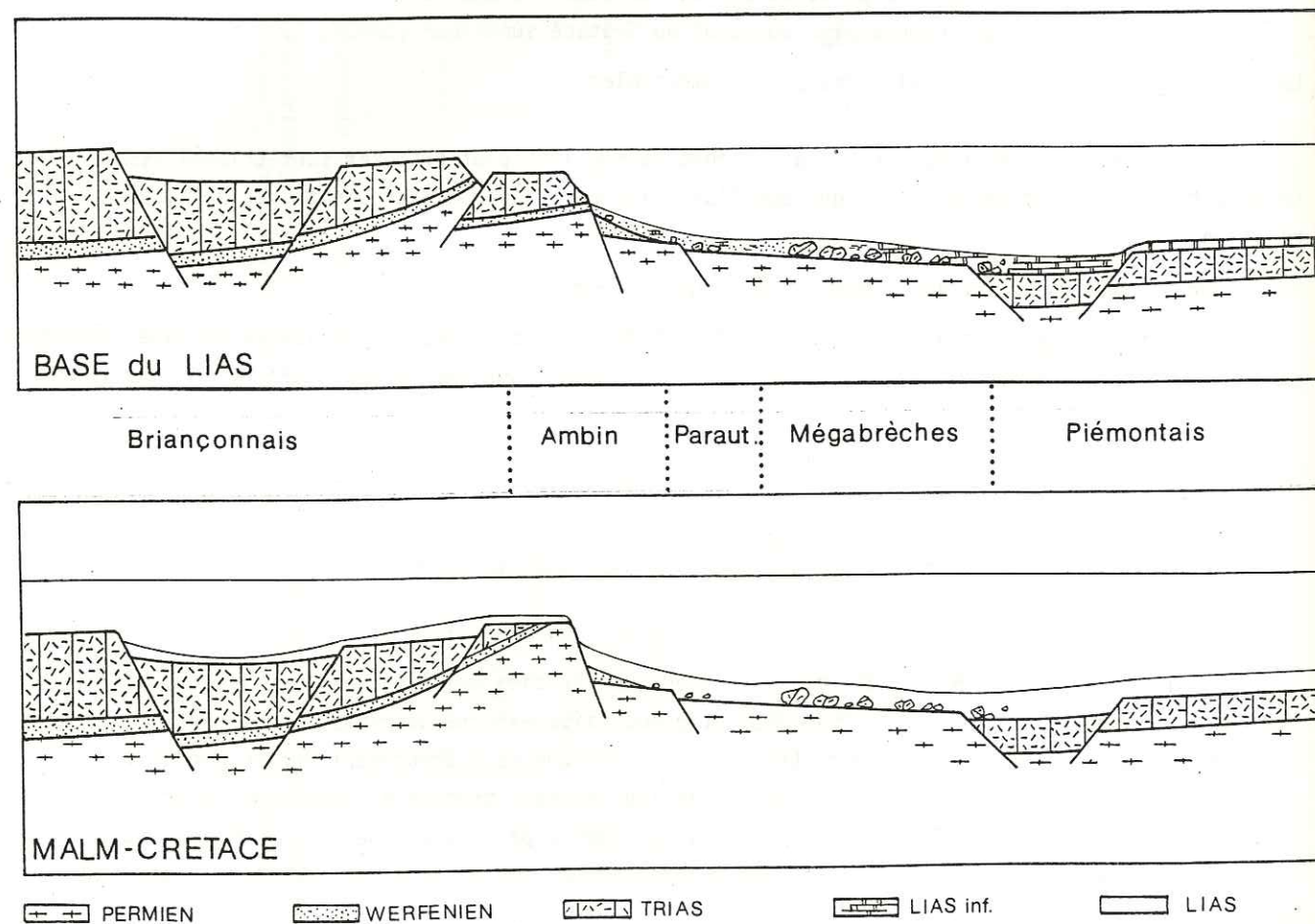


Fig. 47 - Reconstitution présumée de la limite Ultrabriançonnais - Piémontais au Lias "basal" et au Malm.

C'est la distinction de ces séries lithostratigraphiques qui a permis les levés cartographiques. L'interprétation des contacts séparant ces différentes séries fait l'objet du chapitre suivant.

Chapitre II

ANALYSE TECTONIQUE DE LA BORDURE SW DU MASSIF D'AMBIN

Chapitre II

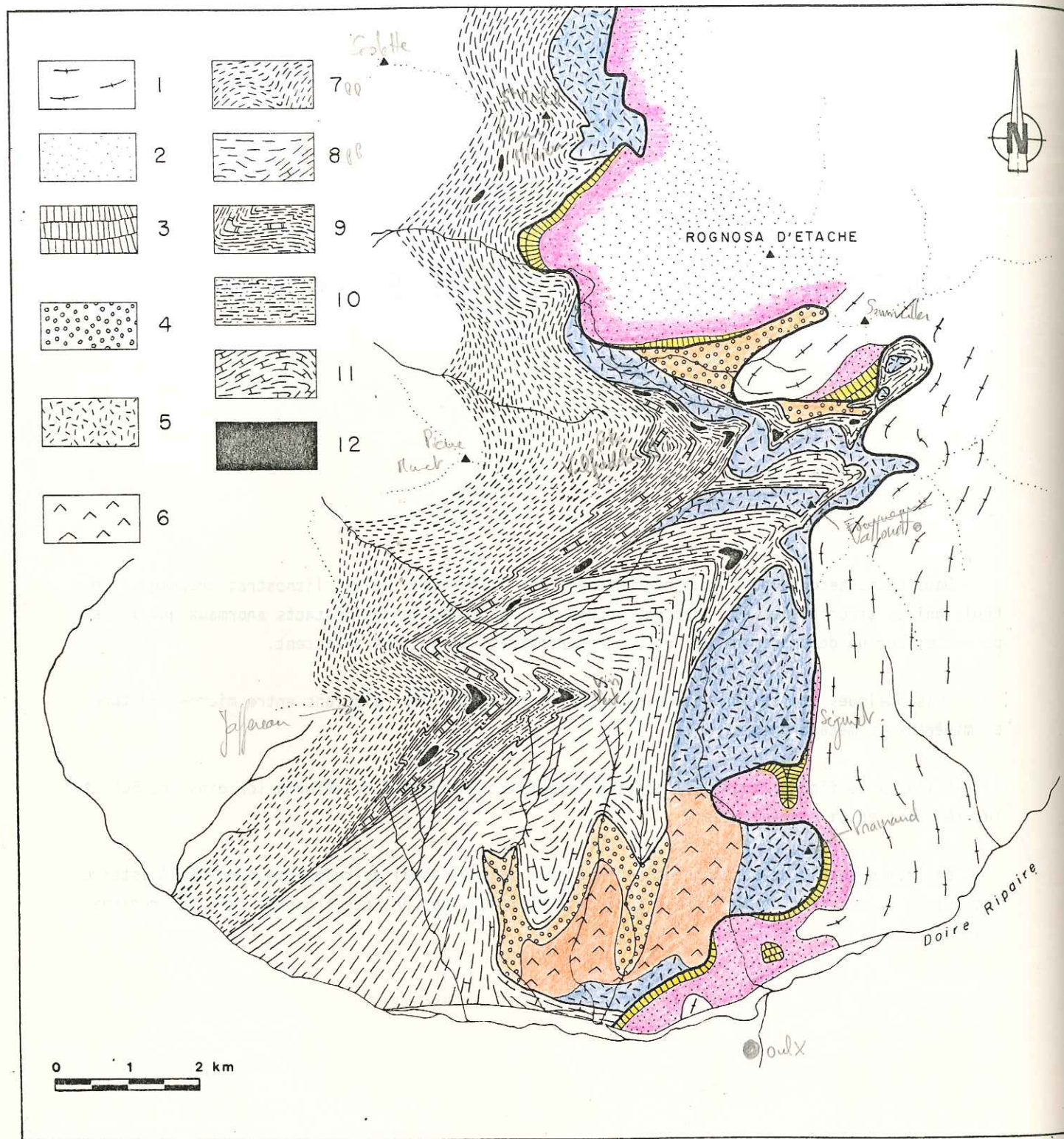
ANALYSE TECTONIQUE DE LA BORDURE SW DU MASSIF D'AMBIN

Dans cette seconde partie, un regroupement des différentes séries lithostratigraphiques en trois unités structurales est proposé, appuyé sur la géométrie des contacts anormaux qui les séparent et sur un dénombrement des structures pénétratives qui les affectent.

Puis, quelques indications sommaires sont fournies sur les relations entre micro-structures et minéraux de métamorphisme.

A l'aide de figures typiques, certains aspects des mécanismes de déformation dans les Schistes lustrés sont ensuite développés.

Enfin, l'ensemble de ces données est regroupé dans un essai de reconstitution de l'histoire tectonique du massif ; ce modèle est confronté avec ceux qui ont été proposés dans les régions voisines.



- | | | |
|--------------------------|-----------------------------|---------------------------------|
| 1- Anté Werfénien | 5- Série à mégabèche | 9- Série du Rocher de l'Aigle |
| 2- Werfénien | 6- Anhydrites | 10- Série du sommet du Vin Vert |
| 3- Couverture autochtone | 7- Série du Jafferau | 11- Série des Fourmeaux |
| 4- Série parautochtone | 8- Série Valfredda-Vin Vert | 12- Roches vertes |

Fig. 48 - Schéma structural de la bordure SW du massif d'Ambin.

I - LES UNITÉS STRUCTURALES DE LA BORDURE SW DU MASSIF D'AMBIN

L'étude lithostratigraphique de la bordure W du massif d'Ambin a permis d'y distinguer 6 séries. L'imbrication actuelle de ces séries témoigne de la présence de plusieurs familles de structures qui relèvent de plusieurs épisodes de déformation superposés. Trois grands types de contacts anormaux (fig. 49 et 50) séparent des unités tectoniques à structuration homogène.

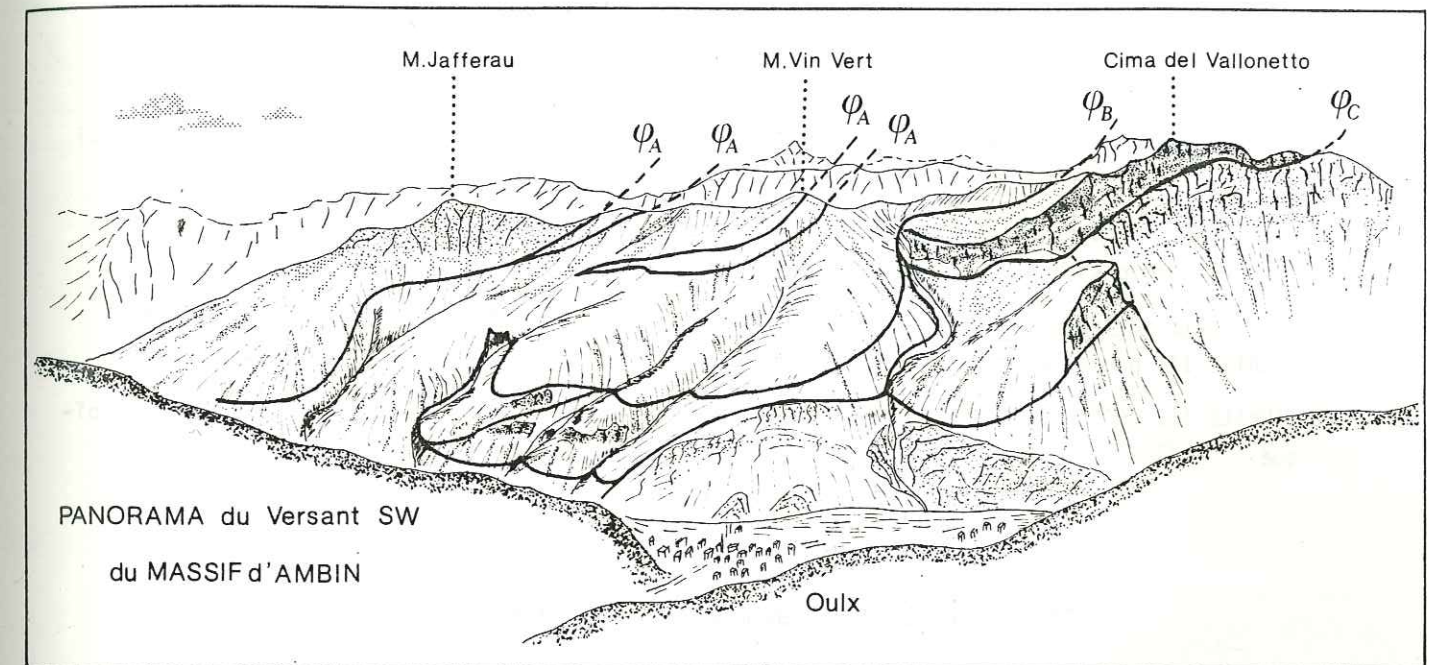


Fig. 49 - Panorama du versant SW du massif d'Ambin; localisation des différents types de contacts anormaux.

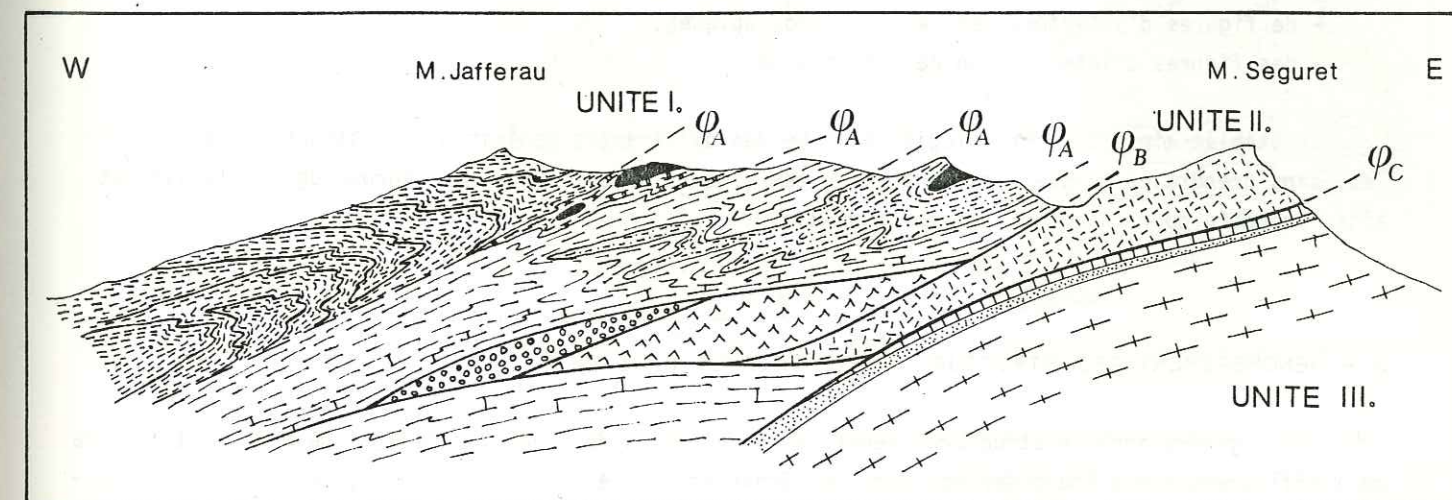


Fig. 50 - Coupe E-W correspondant au panorama précédent.

Des contacts appelés φ_A séparent différentes séries de Schistes lustrés. Ces contacts, vigoureusement replissés et donc précoces, ne sont pas manifestes à l'affleurement ; leur existence est déduite de l'interprétation stratigraphique proposée.

Des contacts φ_B séparent l'ensemble des Schistes lustrés des séries parautochtones ou de la série à mégabrèche. Enfin un contact majeur faiblement ondulé φ_C fait reposer sur l'autochtone du massif d'Ambin (groupe de la Claréa, Permo-Werfénien, couverture autochtone), les Schistes lustrés et les séries bréchiques (parautochtones).

Le regroupement suivant des séries lithostratigraphiques en trois unités structurales est ainsi proposé .

- L'Unité I comprend l'ensemble des séries de Schistes lustrés, elle est séparée de l'unité II par les contacts φ_B ; il s'agit d'une unité composite, découpée par les contacts φ_A ,
- L'Unité II comprend la série parautochtone et la série à mégabrèche ; elle est séparée de l'unité III par le contact φ_C ,
- L'Unité III comprend l'autochtone du massif d'Ambin adhérent sur son soubassement antémésozoïque.

II - DÉNOMBREMENT DES STRUCTURES MINEURES

Le dénombrement des structures mineures (de l'échelle de l'affleurement à celle de l'échantillon et de la lame mince) est fondé sur l'analyse :

- de figures d'interférences de plis mésoscopiques,
- des figures d'intersection de schistosité.

On établit ainsi une chronologie relative des différentes générations de structures pénétratives, sans prendre en compte dans un premier temps, leurs orientations. Une chronologie relative est ainsi proposée pour chaque unité structurale.

A - DENOMBREMENT DES STRUCTURES PENETRATIVES DANS LES SCHISTES LUSTRES

Trois générations de structures pénétratives visibles de l'échelle de la lame mince à l'échelle de l'affleurement, ont été observées dans les Schistes lustrés. Une foliation S_1 , omniprésente, est associée à des effilochages qui représentent sans doute des plis P_1 en flammes aiguës. En lame mince, cette foliation S_1 est replissée par des microplis P_2 associés à une schistosité de crénulation fine S_2 (fig. 51).

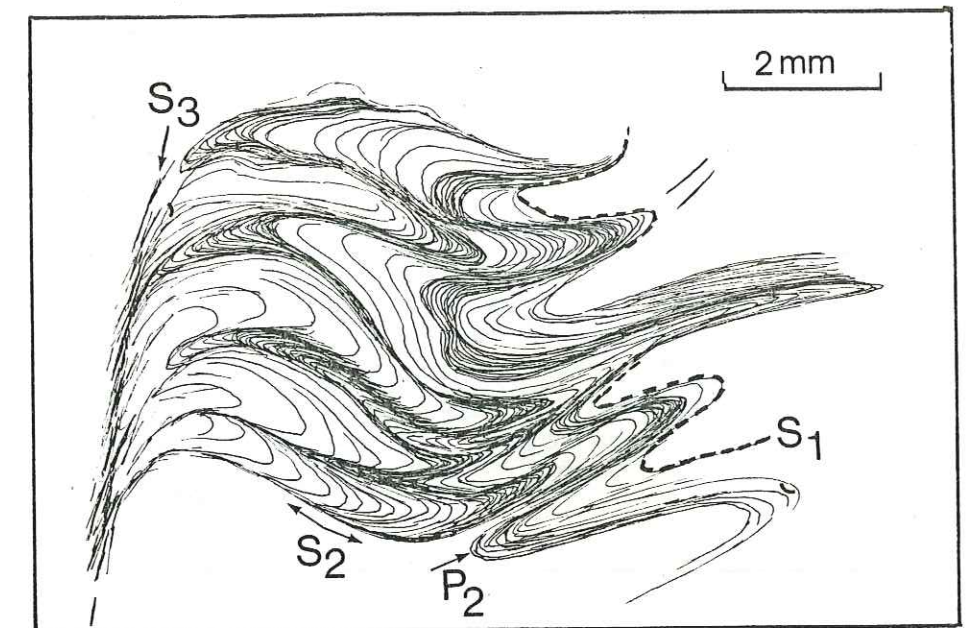


Fig. 51 - Foliation S_1 , schistosité de crénulation S_2 et schistosité S_3 dans les Schistes lustrés. La foliation S_1 décrit les plis P_2 dont la schistosité de plan apical S_2 est crénulée par la schistosité S_3 et enroulée par les plis P_3 .

Les plis P_2 fermés qui déforment cette foliation ont en général une ouverture de l'ordre de 30° . Ils sont déformés à leur tour par des plis P_3 plus ouverts. (fig. 52)

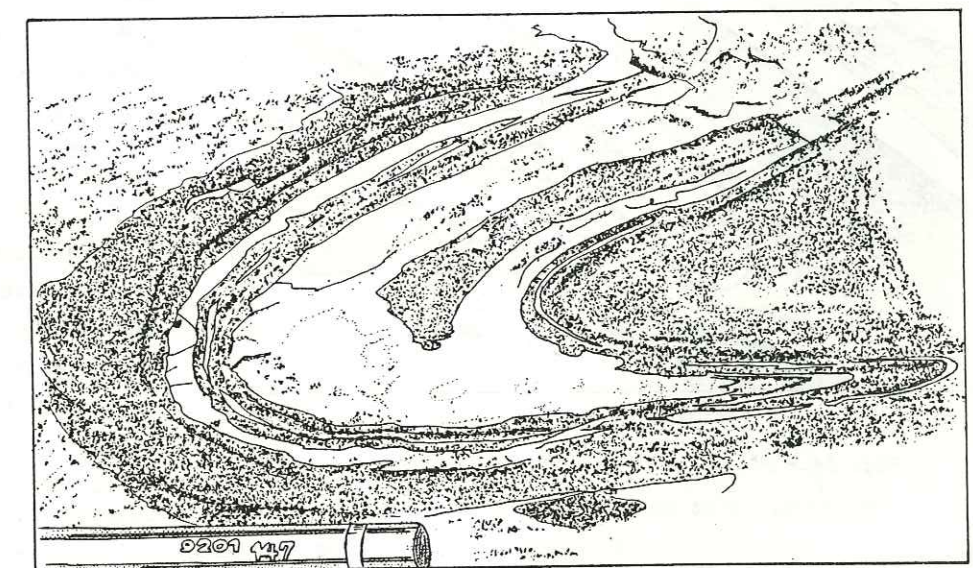
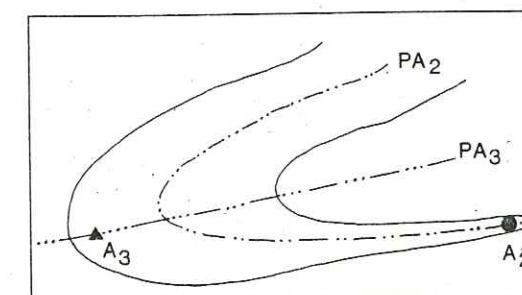


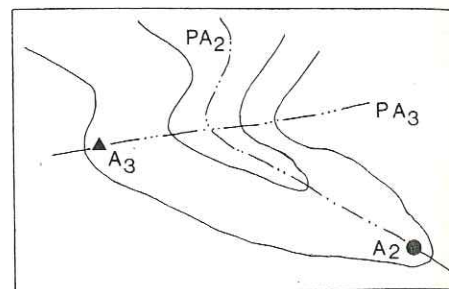
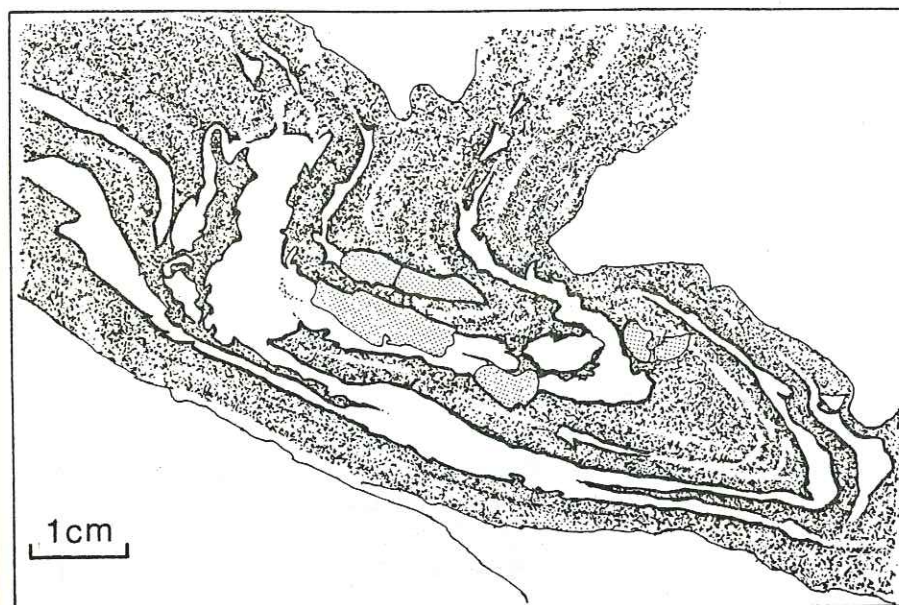
Fig. 52 - Déformation d'un pli P_2

a. par un pli P_3

b. Représentation schématique.

Les plis P_3 sont associés à une schistosité de crénulation fruste S_3 dont l'orientation peut être proche de celle de S_2 . En règle générale les figures d'interférence de type $S_1 - P_2 - S_3$ (fig. 54) et $S_1 - P_2 - P_3$ (fig. 53) sont les plus fréquentes à l'échelle des plis mineurs.





b. Représentation schématique.

Fig. 53 - a. Figure d'interférence en "bourse" S_1 P_2 - P_3 dans les Schistes lustrés.

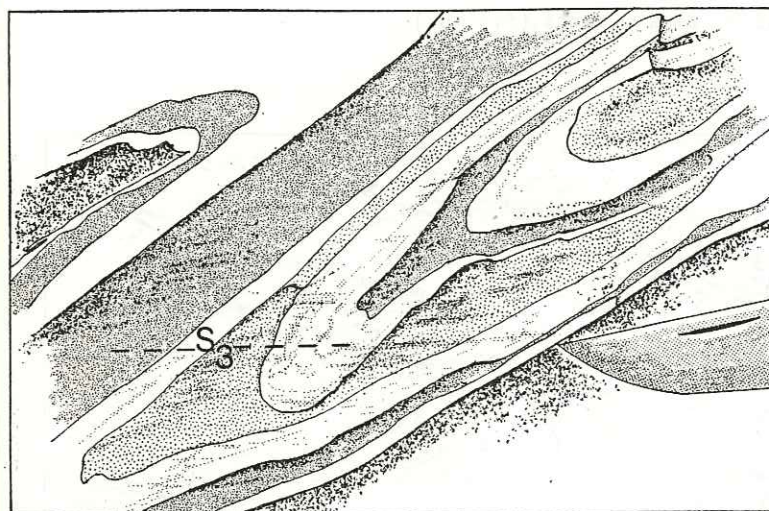


Fig. 54 - Plis P_2 pris en écharpe par S_3 .

En résumé, les Schistes lustrés de la bordure W du massif d'Ambin présentent trois générations principales de structures pénétratives. Ce dénombrement est cohérent avec ce qui a été décrit plus au S dans les Schistes lustrés par CARON *et al.* (1973), SCHUMACHER (1972), CARON (1977) et TRICART (1980). On a également observé des figures du même type dans les Schistes lustrés sur tout le pourtour du massif d'Ambin (fig. 55).

Peu de lithologies sont favorables à l'expression de telles figures d'interférence. Les alternances de calcaires gréseux en lits pluricentimétriques et de schistes sont propices à la présence de figures d'interférence de plis mineurs ; les niveaux de mica-schistes siliceux montrent de belles figures d'intersection de schistosité.

Par ailleurs, les plis décamétriques sont rarement visibles, et ne sont le plus souvent révélés que par les enchaînements mineurs. Une quatrième génération de structures se traduit par des plis de plus grande ampleur (décamétrique à cartographique) et localement (en couloirs) par une schistosité S_4 d'un style comparable à celui de S_3 .

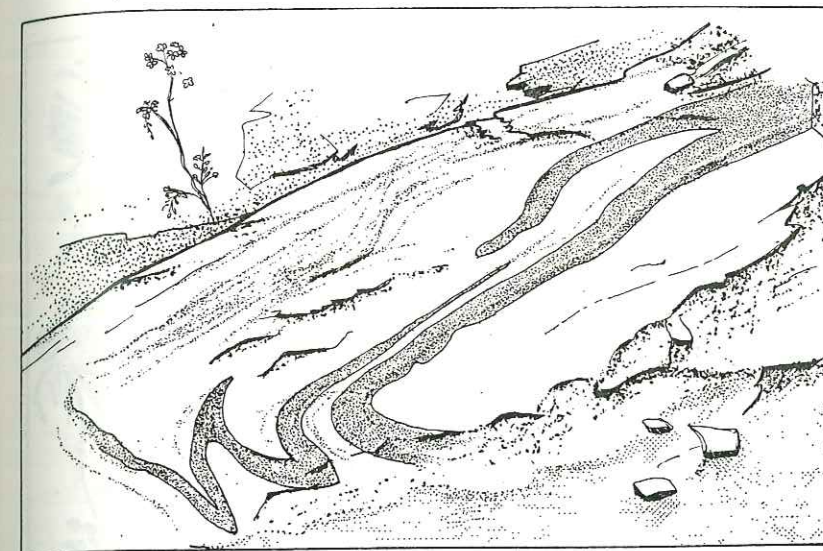


Fig. 55 - a. Interférence P_1 - P_2 - P_3 dans les Schistes lustrés du Mt Cenés.

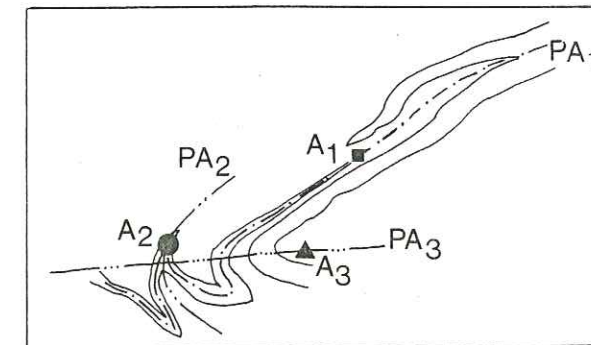


Fig. 55 - b. Représentation schématique P_1 - P_2 - P_3 .

Remarque : C'est la numérotation des phases de plis utilisée pour les Schistes lustrés qui est appliquée aux autres unités structurales (ainsi la première structuration de l'unité parautochtone est appelée phase 2). Cette équivalence de numérotation sera justifiée aux § B et C.

B - DENOMBREMENT DES STRUCTURES PENETRATIVES DANS LES SERIES BRECHTIQUES ET DANS LES TERMES ANTEMESOZOIQUES

1. STRUCTURATION DE LA COUVERTURE MESOZOIQUE AUTOCHTONE ET DES TERMES ANTEMESOZOIQUES

a. La couverture mésozoïque

Deux générations de structures pénétratives sont mises en évidence dans la couverture mésozoïque autochtone (fig. 56).

- La première génération se traduit par des plis fermés à charnière effilée, associés à une foliation de plan axial.
- La deuxième génération est marquée par des plis ouverts de type concentrique aplati, associés à une schistosité de crénulation fruste d'espacement moyen centimétrique.

Lorsque les Schistes lustrés et la couverture autochtone sont en contact, on relève des orientations identiques pour la première génération de plis de l'autochtone et les plis de phase 2 des Schistes lustrés ; de même pour la deuxième génération de structures de l'autochtone et la phase 3 des Schistes lustrés.

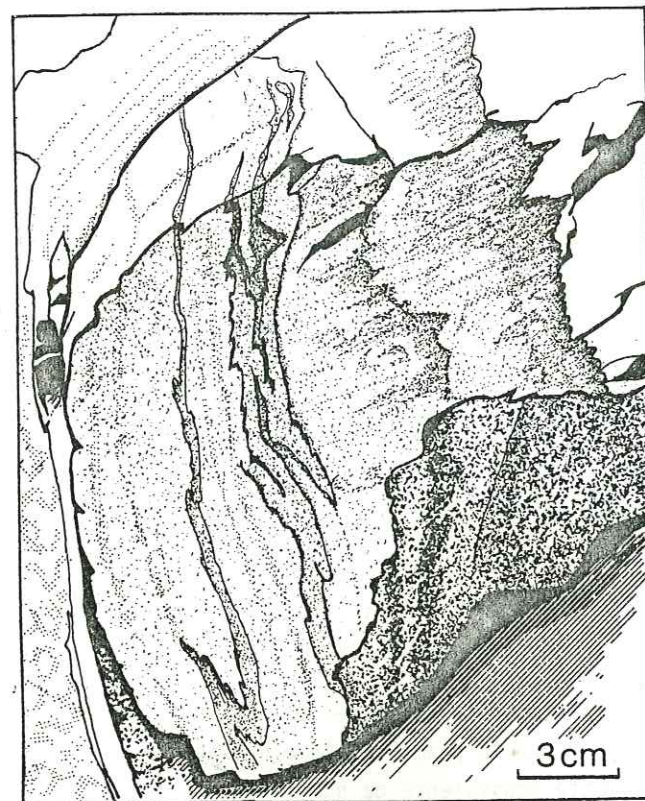


Fig. 56 - a. Interférence P_2 (S_2) - P_3 (S_3) dans les quartzites reconstitués de la série autochtone.

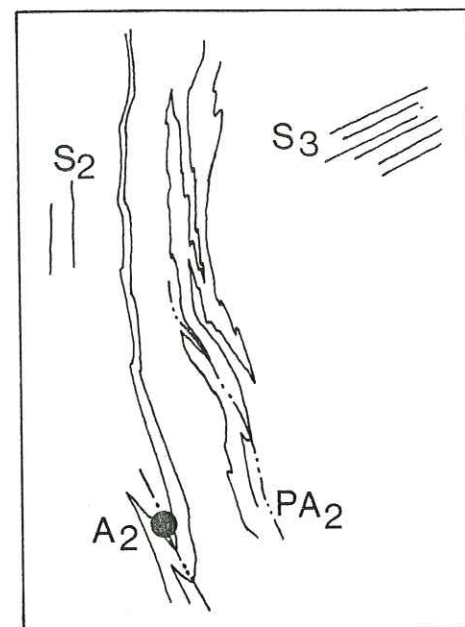


Fig. 56 - b. Représentation schématique.

Il est difficile de démontrer avec certitude l'absence d'une génération de structures ; toutefois, aucune figure d'interférence montrant trois générations de structures synschisteuses équivalentes aux trois premières phases des Schistes lustrés, n'a pu être observée dans la couverture autochtone. Sporadiquement, de grands plis en genoux, associés à une crénulation fruste montrent l'existence, dans cette série aussi, de la phase 4.

b. Le groupe d'Etache et le groupe d'Ambin

Ces deux termes, formés pour l'essentiel de micaschistes siliceux, ne montrent également que deux générations de structures synschisteuses. Si les plis mineurs sont relativement rares sur les affleurements et soulignés en général par des filons de quartz plissotés, en revanche de nombreuses figures d'intersection de schistosité sont visibles (fig. 57).

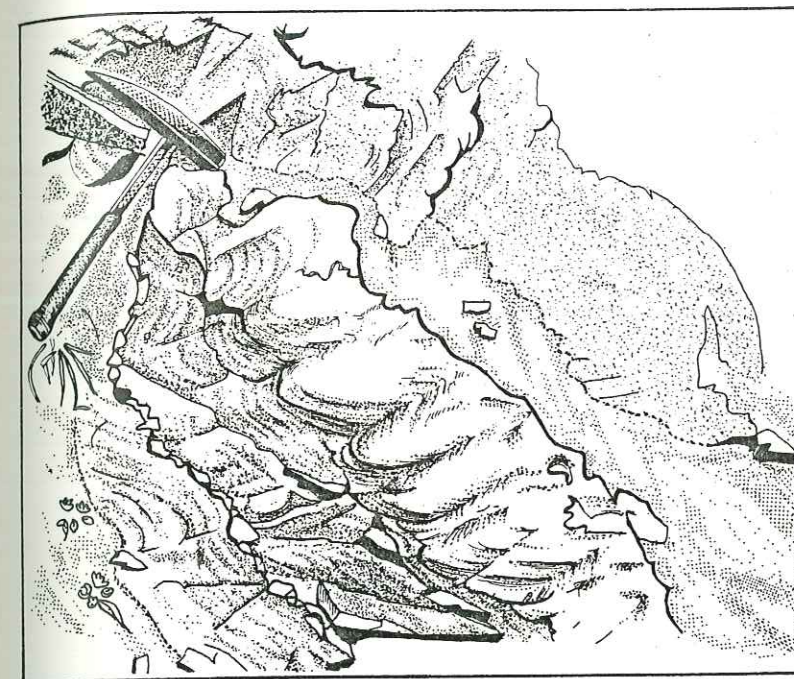


Fig. 57 - a. Schistosité de crénulation décimétrique S_3 dans le groupe d'Etache.

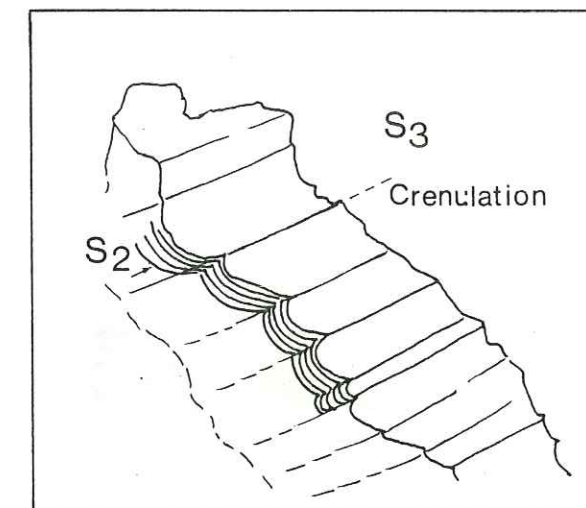


Fig. 57 - b. Représentation schématique.

La première génération de structures synschisteuses dans le groupe d'Etache et le groupe d'Ambin se traduit essentiellement par une foliation S_2 fine, plan axial de plis P_2 pluricentimétriques (fig. 59).

La deuxième phase de déformation est responsable d'une schistosité S_3 de crénulation plus fruste, d'espacement centimétrique (fig. 58), associée à des ondulations et des plis plus ouverts P_3 . Par analogie avec la couverture autochtone, les deux générations de structures synschisteuses visibles dans les termes antémésozoïques sont numérotées 2 et 3.

c. Le groupe de la Clarea

Les deux générations de structures (2 et 3) visibles dans les termes sus-jacents déforment ici une foliation antérieure S_1 (fig. 60) en partie transposée dans S_2 . Il est possible (GAY, 1971) que la foliation S_1 représente une structure anté-alpine (hercynienne ?) déformée ensuite par les mêmes

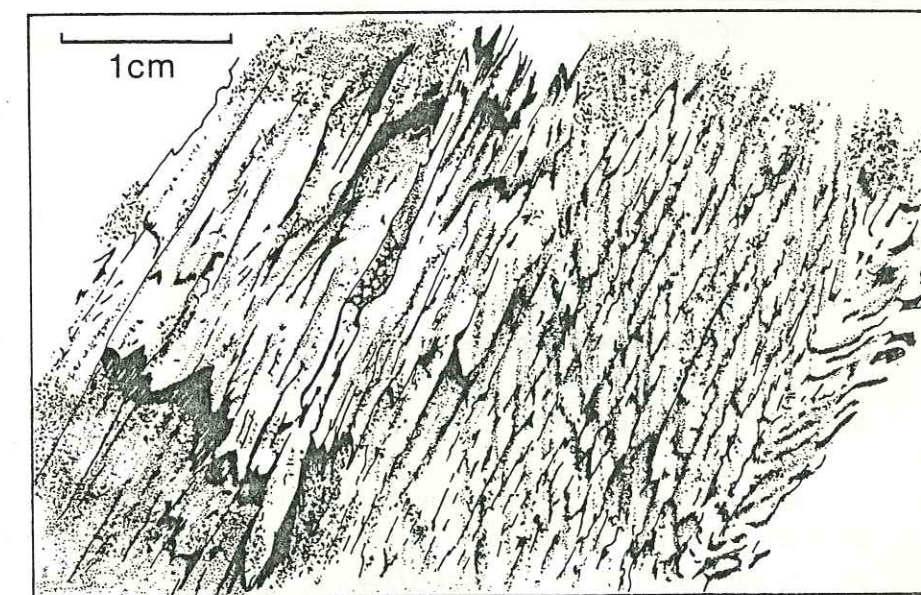
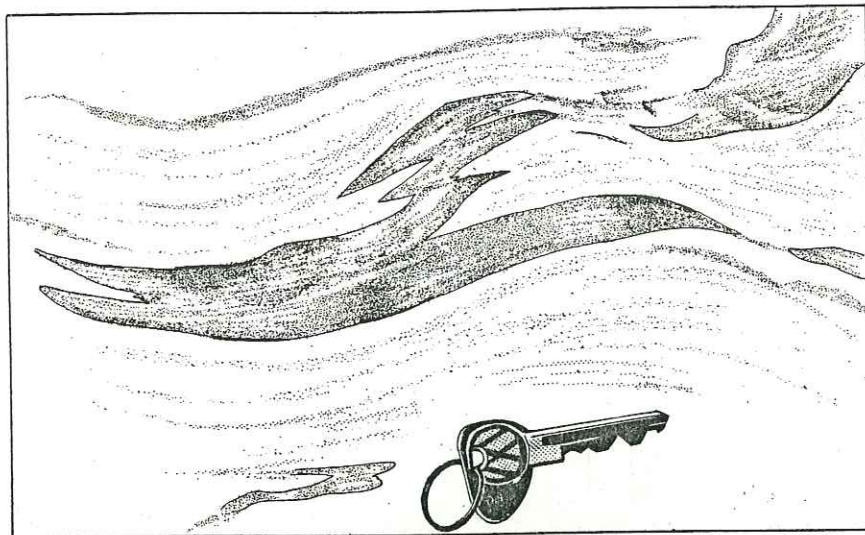


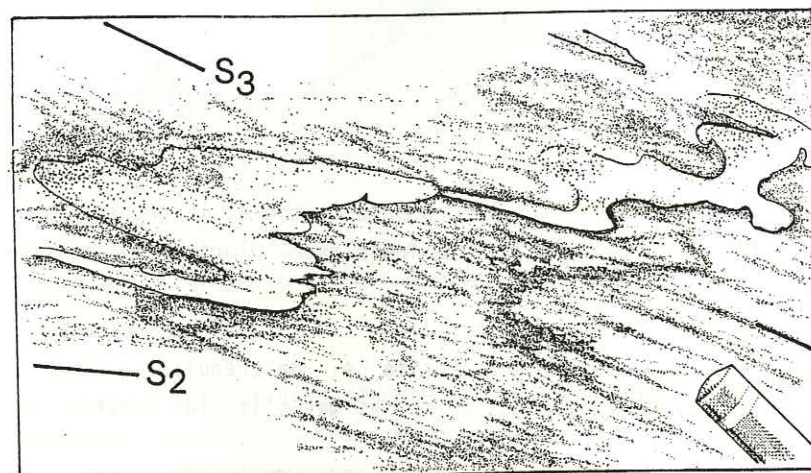
Fig. 58 - Deux schistosités (S_2 et S_3) dans le groupe d'Ambin.



structures alpines que l'ensemble de l'autochtone. Ainsi cette foliation S_1 du groupe de la Claréa ne représenterait pas l'équivalent de la phase 1 des Schistes lustrés.

Enfin, la phase 4 peut ici encore se manifester de façon sporadique.

Fig. 59 - Foliation (S_2) et plis (P_2) ondulés par la phase 3 (groupe d'Ambin).



S_2 , subparallèle à S_3 ; S_2 plan axial du pli (P_2) paraît déformer une foliation antérieure.

Fig. 60 - Schistosité 2, plis 2 et schistosité 3 dans le groupe de la Claréa.

2. STRUCTURES DANS LA SÉRIE PARAUTOCHTONE ET LA SÉRIE A MEGABRECHE

Dans ces séries, des problèmes de lithologie rendent l'analyse tectonique moins aisée. Le contraste de compétence entre les blocs bréchiques dolomitiques et les marbres complique les figures d'interférence mésoscopiques. Les quartzites micacées des séries parautochtones sont les plus propices aux observations; les figures d'intersection de schistosité y sont tout-à-fait semblables à celles décrites dans l'autochtone.

Deux générations de structures pénétratives ont été mises en évidence (fig. 61), néanmoins un doute subsiste, la lithologie essentiellement carbonatée n'ayant pas permis de décider si les plis P_2 sont dessinés par la stratification S_0 ou déjà par une foliation S_1 métamorphique.

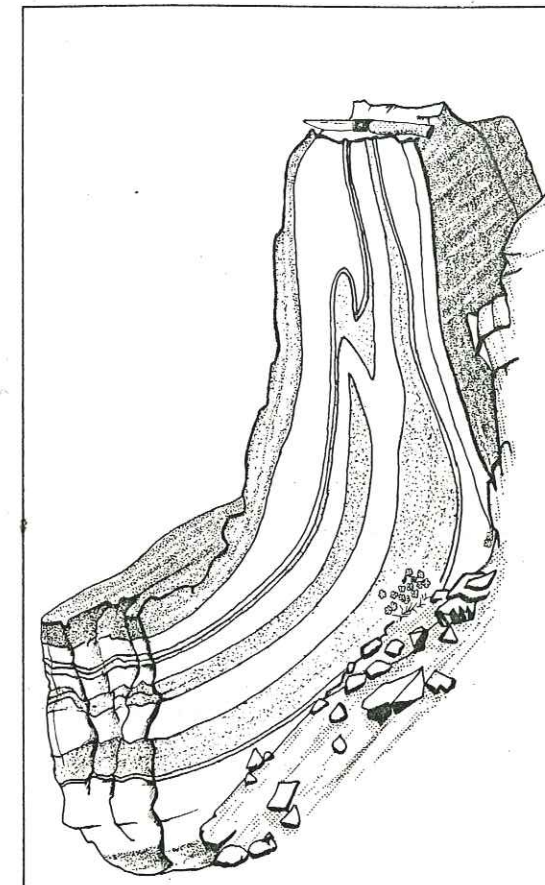


Fig. 61 - b. Représentation schématique.

Fig. 61 - a. Interférence de plis 2-3 dans les marbres de la série à mégabèche.

Par conséquent, trois hypothèses sont proposées pour la structuration de ces unités.

- Elles sont structurées comme l'autochtone, mais une lithologie différente implique un style différent,
- Elles sont structurées comme les Schistes lustrés (mais aucun P_1 n'a été observé),
- Elles présentent un degré de structuration intermédiaire, et il existe une foliation S_1 moins bien marquée que dans les Schistes lustrés et sans plis P_1 associés.

C - RECAPITULATION DES STRUCTURES PÉNÉTRATIVES DANS LES DIFFÉRENTES UNITÉS STRUCTURALES

Une correspondance entre les générations de structures affectant les différentes séries regroupées en unités structurales est proposée dans le tableau ci-après (fig. 62).

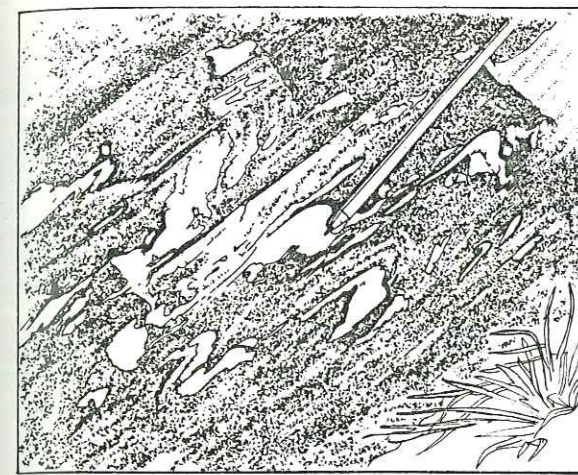
		HERCYNIE	ALPIN				
		1H	1A	2A	3A	4A	
SCHISTES LUSTRES	Rocher de l'Aigle		*	*	*	*	φ_A UNITE I φ_A
	Jafferau		*	*	*	*	
	Valfredda-Vin Vert		*	*	*	*	
							φ_B
Mégabrèche			?	*	*	*	φ_B UNITE II φ_B
Parautochtone			?	*	*	*	
							φ_C
AUTOCHTONE	Mésozoïque			*	*	*	UNITE III
	Etache			*	*	*	
	Ambin			*	*	*	
	Claréa	*		*	*	*	

Fig. 62 - Comparaison des structures entre les différentes unités.

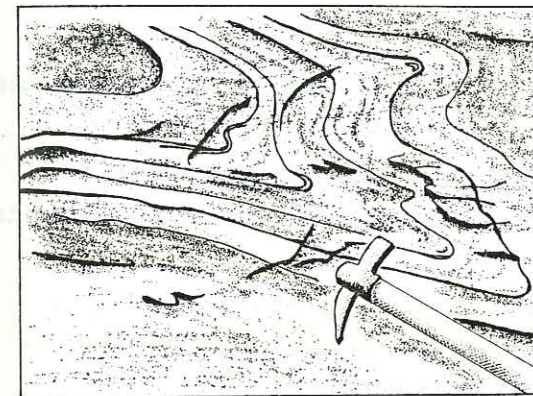
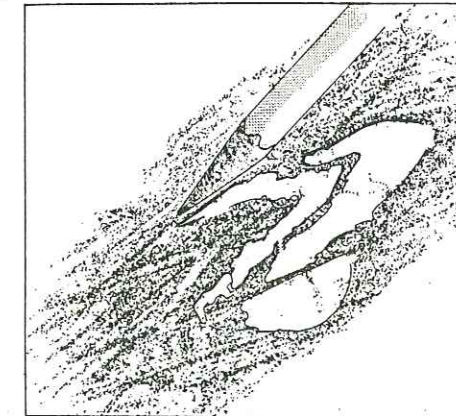
Ainsi l'ensemble autochtone est affecté par 2 + 1 générations de structures alpines pénétratives ; ce sont les phases (2 + 3 + 4) des Schistes lustrés. Le groupe de la Claréa montre une phase supplémentaire antérieure (1 H) probablement hercynienne (GAY, 1971).

Dans les Schistes lustrés, on retrouve les trois mêmes phases de déformation avec des caractères parfois différents (les plis de phase 2 y sont plus fermés) (fig. 63), ce qui est dû en partie aux différences de lithologie ; soit en tout (3 + 1) phases de déformation synschisteuses. Les Schistes lustrés étaient donc déjà structurés par une génération de plis synschisteux, alors que l'autochtone était encore indemne de toute déformation pénétrative.

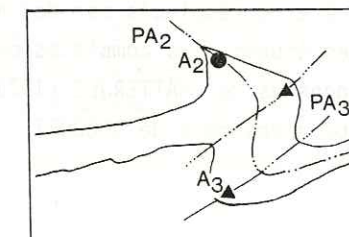
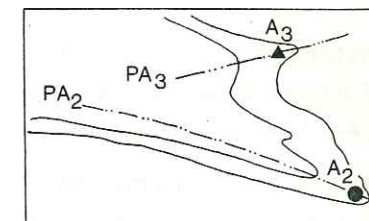
Ainsi, alors que les Schistes lustrés ont une structuration de type piémontais, l'autochtone possède une structuration de type "briançonnais" (CARON, 1977 ; TRICART et al., 1977). Une telle différence de structuration est également proposée par SIDDANS (comm. orale) plus au Nord, dans la région de Val d'Isère.



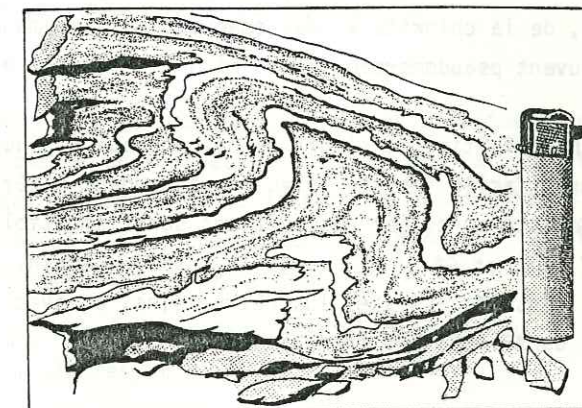
A



B



C



D

A.- Microplis P_2 dans le groupe de la Claréa et schistosités S_2 et S_3 .

B.- Interférence de plis P_2 et P_3 dans la série parautochtone.

C.- Interférence de plis P_2 - P_3 dans les Schistes lustrés.

D.- Figures en dômes et bassins dans les Schistes lustrés.

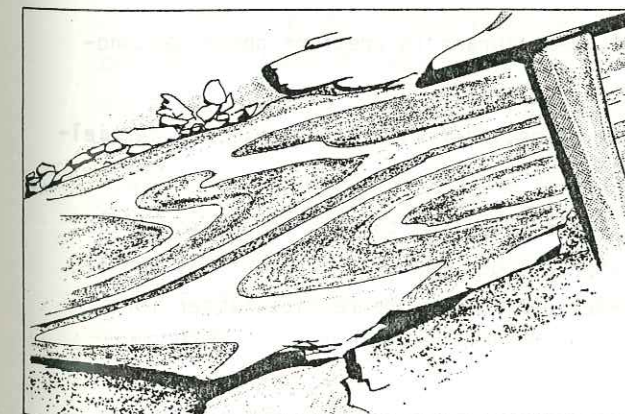


Fig. 63 - Style des déformations dans les différentes séries du massif d'Ambin.

III - APERÇU SUR LES CRISTALLISATIONS MÉTAMORPHIQUES ET LEURS RAPPORTS AVEC LES MICROSTRUCTURES

Ce paragraphe résume les observations effectuées sur les lames minces taillées pour contrôler les microstructures dans les Schistes lustrés. A cette occasion, quelques indications sur les minéraux de métamorphisme sont fournies.

A - INDICATIONS SUR LES MINÉRAUX DE MÉTAMORPHISME DES SCHISTES LUSTRES

- Dans les metabasites (metagabbros et metabasites), on observe des assemblages à amphibole bleue, lawsonite (Pl. I, b), chlorite, albite, quelques opaques, et parfois des pyroxènes jadéitiques, de la calcite et du sphène. Ces assemblages évoluent vers des faciès à zoïsite et actinote.

- Dans les micaschistes et les quartzites micacés, on observe des paragenèses à quartz, mica blanc, chlorite et amphibole bleue. De façon plus épisodique, on trouve de la lawsonite, de l'épidote, de l'albite et du chloritoïde (Pl. I, a).

- Dans les calcschistes, les assemblages riches en calcite comprennent des micas blancs, du quartz, de la chlorite et des opaques. Les assemblages pauvres en calcite contiennent des lawsonites souvent pseudomorphosées en mica blanc, avec plus ou moins de chlorite et d'albite.

En définitive, il s'agit là de minéraux typiques du métamorphisme de haute pression - basse température (faciès Schiste bleu) qui tendent ultérieurement à être remplacés par des minéraux du faciès Schiste vert. Ces observations sont compatibles avec les études plus complètes menées par LORENZONI (1965) et GAY (1971) sur le massif d'Ambin, avec les données de CHATTERJEE (1971) et CARON (1977) dans les Schistes lustrés voisins, et avec les travaux d'ensemble de BOCQUET (1974) et SALIOT (1978) dans les Alpes françaises.

B - RAPPORTS ENTRE MINÉRAUX ET MICROSTRUCTURES DANS LES SCHISTES LUSTRES

- Les minéraux typiques du métamorphisme HP-BT se développent durant la première phase tectono-métamorphique et se disposent dans la foliation S_1 .

- Les minéraux tels que lawsonite, amphibole bleue, mica blanc, recristallisent au moins partiellement pendant la phase 2 (Pl. I, d).

- Les transformations en épidote, chlorite, albite, actinote (Pl. I, c) se font en grande partie au cours de la phase 3, et ceci d'autant plus que l'on se rapproche des contacts séparant les Schistes lustrés de la bordure W du massif d'Ambin. Les micas blancs peuvent encore recristalliser lors de cette phase (Pl. I, b).

Compte tenu de l'âge probablement Crétacé supérieur + Paléocène des termes stratigraphiques les plus élevés de la couverture autochtone du massif d'Ambin, et de l'âge voisin de 50 M.a. fournit par la méthode $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ pour les micas blancs recristallisés en phase 2 dans les Schistes lustrés piémontais (LIEWIG, 1981 ; LIEWIG et al., 1981), les relations observées entre minéraux et microstructures dans les Schistes lustrés sont compatibles avec l'évolution suivante.

- Un premier métamorphisme de haute pression - basse température, d'âge probablement Crétacé supérieur, est associé à la première phase de déformation synschisteuse dans les Schistes lustrés.

- Des recristallisations dans des conditions pression - température comparables s'effectuent lors de la phase 2. Ces recristallisations seraient ainsi contemporaines du métamorphisme haute pression - basse température qui affecterait à ce moment seulement (Eocène inférieur) le massif d'Ambin sous-jacent. Il faut rappeler que dans le groupe de la Claréa, ensemble le plus profond du massif d'Ambin, ce métamorphisme HP-BT se superpose à un métamorphisme anté-alpin (GAY, 1971).

- Enfin une augmentation de température et/ou une diminution de pression conditionnent la transformation partielle des assemblages précédents en assemblages du faciès Schiste vert. Ces transformations paraissent liées à la phase 3 et sont mieux marquées au voisinage immédiat du massif d'Ambin que dans la partie W du secteur étudié.

Ainsi, la discontinuité métamorphique entre Schistes lustrés (premier métamorphisme HP-BT Crétacé supérieur) et le massif d'Ambin (premier métamorphisme HP-BT post-Paléocène) correspondrait à la différence de structuration mise en évidence plus haut, la première phase synschisteuse des Schistes lustrés étant absente dans le massif d'Ambin.

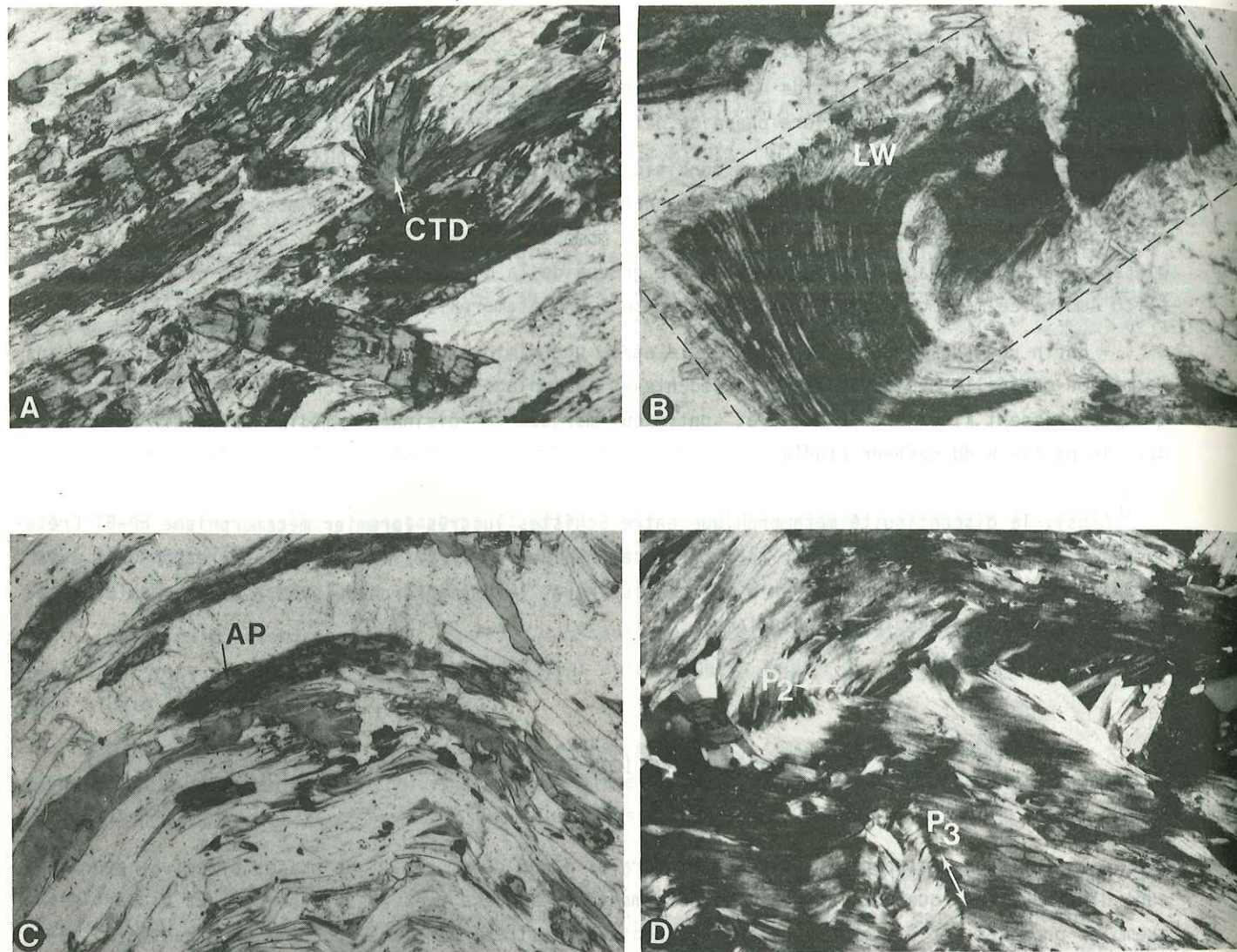
IV - ASPECTS DE LA DÉFORMATION ET PROBLÈMES DE MÉCANISMES

A la suite du découpage en unités structurales et du dénombrement de phases effectué pour chacune d'entre elles, quelques aspects des déformations de phase 2 et 3 sont abordés. La plupart des exemples proposés ont été observés dans les Schistes lustrés, car la lithologie, contrastée à l'échelle centimétrique ou décimétrique, y est favorable à l'étude des structures mineures. A l'échelle du massif, les affleurements de Schistes lustrés montrent un contraste entre :

- le très bon réglage du débit général ($S_0 \sim S_1 \sim S_2$) et de la linéation minérale qu'il porte (orientation préférentielle des minéraux aciculaires et des agrégats de minéraux),
- la dispersion, souvent très prononcée, des directions axiales des plis mineurs dans ce débit général.

A l'échelle de l'échantillon macroscopique où elles sont observées, les linéations minérales sont considérées comme des marqueurs passifs de la déformation ultérieure. C'est-à-dire que, comme pour d'autres marqueurs linéaires passifs (axes de plis : FLINN, 1962 ; SANDERSON, 1973), l'orientation finale d'une ligne dépend uniquement de son orientation initiale et de la déformation totale qu'elle a subi ; la réorientation de ces linéations minérales se traduit ainsi par une rotation (RAMSAY et STURT, 1970 ; CARON, 1974 ; HOBBS et al., 1974). Les linéations minérales déformées (surtout si l'on prend la précaution de les mesurer dans les flancs de plis) tendent ainsi vers la direction d'extension, dont elles donnent une bonne approximation ; en toute rigueur cette approximation n'est toutefois vraie que pour une déformation infinie.

Une carte de linéations minérales a été établie (fig. 64). On constate immédiatement que le réglage des linéations observé à l'échelle de l'affleurement est également excellent à l'échelle du massif.



A. - Association glaucophane, chloritoid, mica blanc dans un micaschiste.
Lame A 80-22c, L.N. X 10.

B. - Lawsonite en partie pseudomorphosée fossilisant un pli P_2 (recristallisation post P_2). Lame A 80-3d, L.N. X 10.

C. - Glaucophanes (AP = Amphibole bleue) en partie rétrogradés en chlorite - albite, déformés autour d'un pli P_3 . Lame A 80-21c, L.N. X 10.

D. - Micas blancs en partie recrystallisés autour d'un pli P_2 et enroulés par un pli P_3 . Lame A 80-19b, L.P. X 10.

PLANCHE I. - Relations entre minéraux et microstructures.

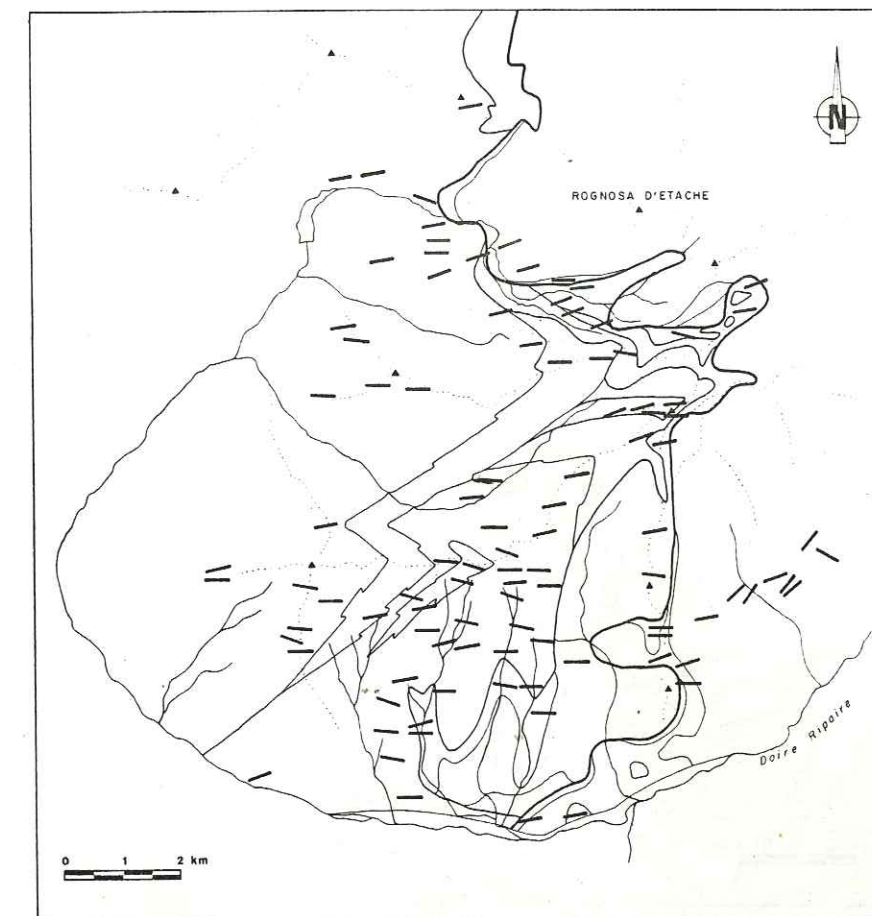


Fig. 64 - Réglage des linéations minérales à la bordure SW du massif d'Ambin.

Les directions sont comprises entre N 70 et N 100 (exceptionnellement N 110) et les plongements sont en général inférieurs à 20° vers l'W. Cette dispersion se resserre entre N 75 et N 90 lorsqu'on se rapproche d'W vers l'E du contact majeur allochtone - autochtone γ_c . Pour les termes antémésozoïques du versant sud, deux linéations minérales sont observables dans les parties profondes du groupe de la Claréa, orientées N 40 et N 120. La réorientation commune en N 90 de ces deux familles est là aussi, d'autant plus accentuée que l'on se rapproche vers le haut du contact γ_c .

A l'opposé, la carte d'orientation des axes de plis P_2 et P_3 visualise (fig. 65) une grande dispersion de ces axes dans le débit général subparallèle aux plans axiaux de ces plis, d'orientation moyenne voisine de N 20, 20 NW. Sur le terrain, cette dispersion des plis décimétriques à métriques est d'autant plus importante que l'on est proche des charnières de plis hectométriques à kilométriques.

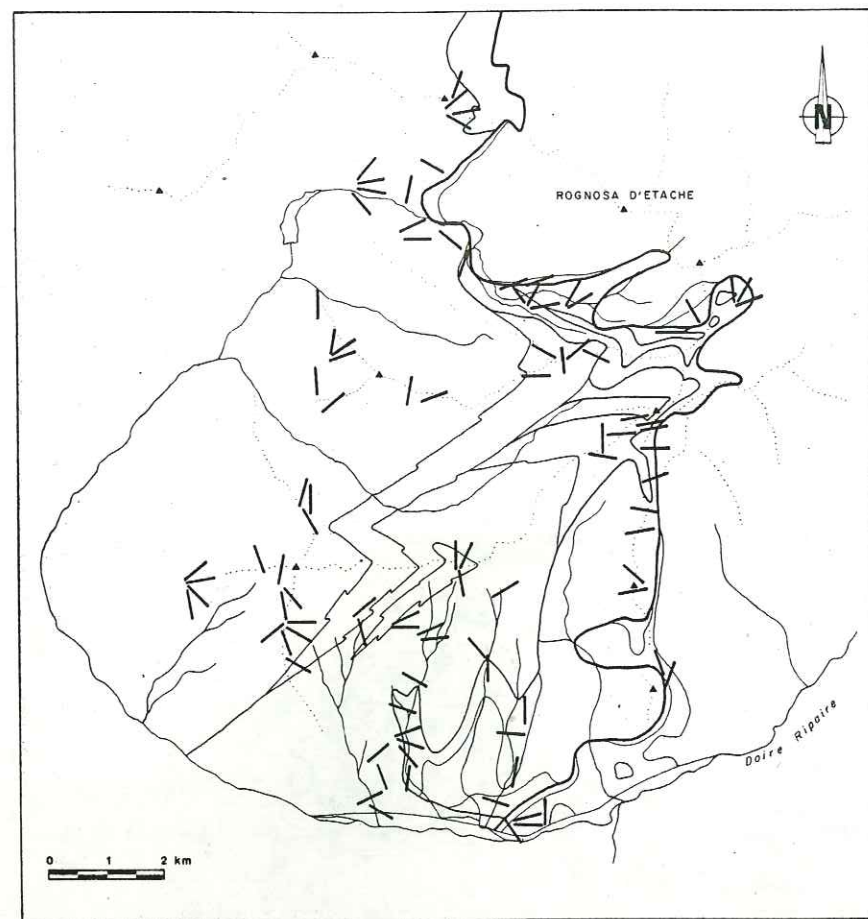


Fig. 65 - Dispersion des plis mineurs dans la couverture mésozoïque du massif d'Ambin.

Cependant il faut remarquer le réglage des axes de plis en N 90 à proximité du contact φ_c (Vallonetto - Séguret), ceci quelle que soit l'unité structurale considérée, parauchtone ou Schistes lustrés (fig. 66).

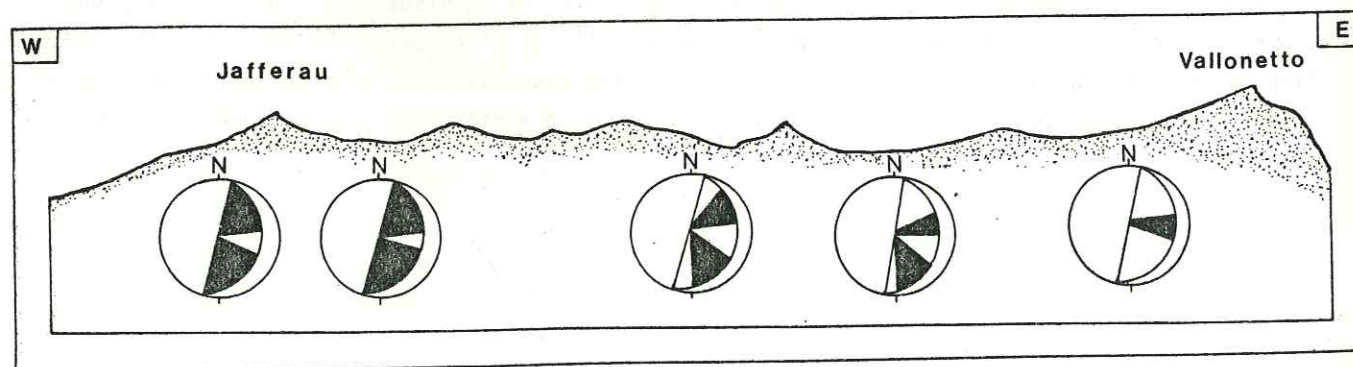


Fig. 66 - Resserrement des éventails de dispersion des plis mineurs à l'approche du contact majeur φ_c du Vallonetto (secteurs pleins sur les stéréogrammes schématiques).

L'objectif de ce paragraphe est de montrer le rôle respectif des plis P_2 et des plis P_3 dans cette dispersion (les plis P_1 sont rarement observables et encore plus difficilement mesurables) à partir de l'étude de figures d'interférence. L'étude simultanée des profils de plis et de l'orientation des linéations déformées autour de ces plis permet ensuite de préciser les mécanismes de leur formation.

A - ORIENTATIONS DES PLIS P_2 ET P_3 DANS LES SCHISTES LUSTRES ET LES SERIES ALLOCHTONES

Afin de rendre compte de la diversité des orientations de plis mesurées, on s'est attaché à rechercher les figures d'interférence à trois dimensions du type de celle de la figure 67. Sur celle-ci, un P_2 fermé est bien visible en flanc inverse d'un pli P_3 plus ouvert.

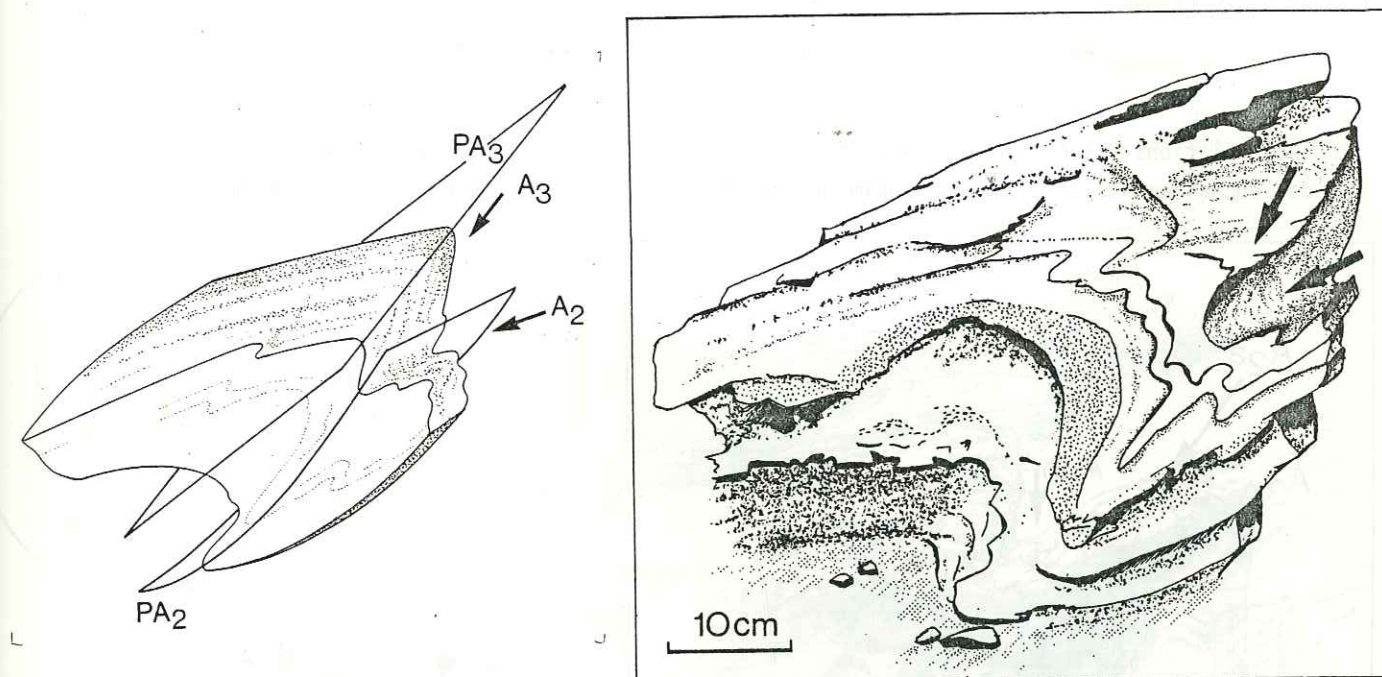


Fig. 67 - Déformation d'un pli P_2 (N 140, 20 W) par un P_3 (N 10, 15 S).

Compte tenu des orientations actuelles, si le pli P_3 est né essentiellement par flexion et si le plongement des axes 2 et 3 est faible, la direction originelle du pli P_2 serait voisine de N 50. D'une manière générale, ce type d'observation a pu être répété de nombreuses fois ; il permet d'interpréter certains éventails de dispersion de plis mineurs que l'on peut observer à l'échelle d'un affleurement ; en effet ceux-ci comportent à la fois des plis P_2 et des plis P_3 , de style assez voisin (CARON, 1973). Selon que l'on se trouve en flanc inverse de pli P_3 majeur (plis P_2 N 135 à N 165) (fig. 68c), ou en flanc normal (P_2 N 10 à N 75) (fig. 68b), les éventails de dispersion sont d'ailleurs grossièrement symétriques par rapport à la direction moyenne subméridienne des plis P_3 .

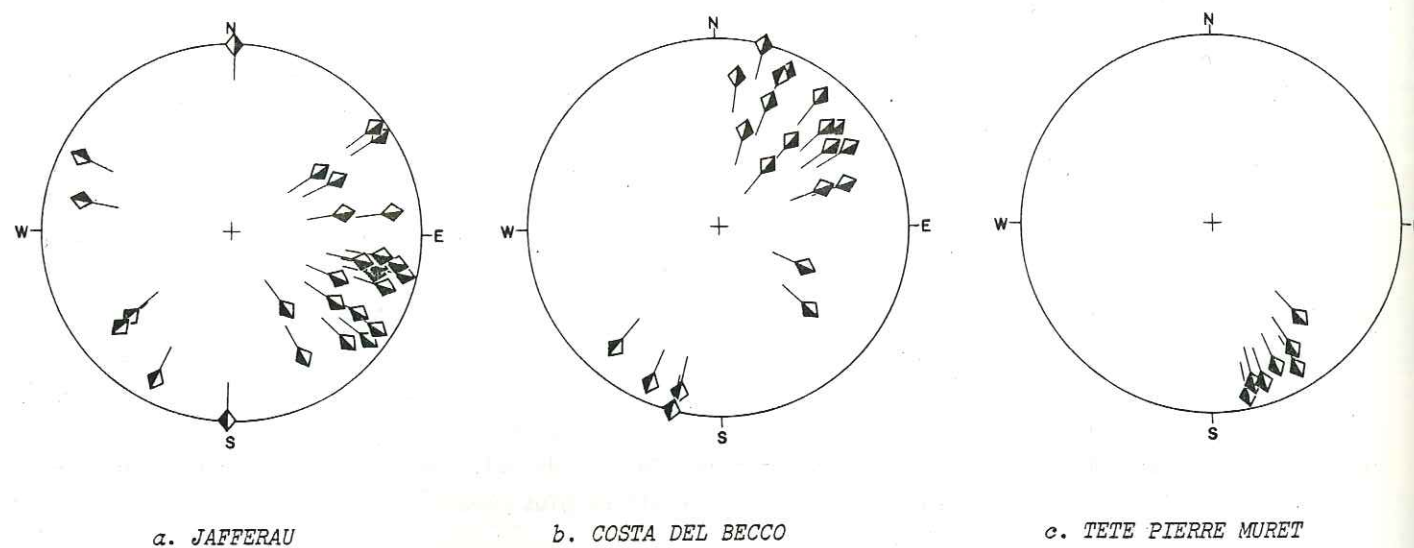


Fig. 68 - Dispersions des plis mineurs à l'affleurement.

Ces relations entre P_2 et P_3 , avec des plis P_2 en N 40 et N 140 peuvent être également illustrées par des enchaînements de plis pluridécimétriques tel celui observé au N du Jafferau (fig. 69).

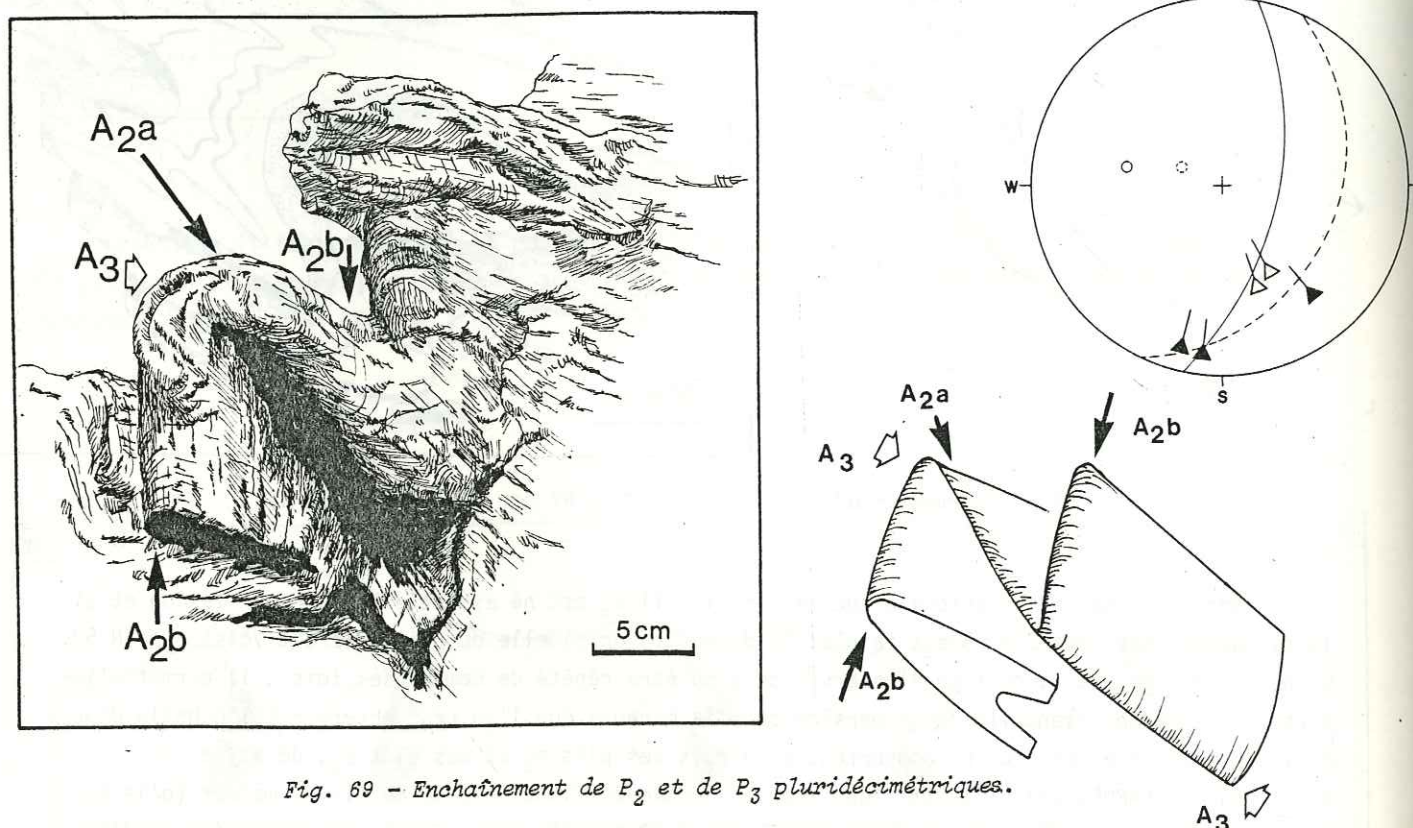


Fig. 69 - Enchaînement de P_2 et de P_3 pluridécimétriques.

Cette dernière figure (fig. 69c) donne d'ailleurs une image en modèle réduit de la structure en grand des différents paquets de Schistes lustrés. Si dans la plupart des cas, les figures d'interférence sont cohérentes avec des P_2 originellement N 40 et des P_3 N 10 à N 170, des exceptions ont été observées. Ainsi, ont été mesurés des P_2 en flanc normal de P_3 , orientés en N 140 (base de Pierre Muret). D'autre part, et cela est également visible en grand, il existe des plis P_3 orientés N 70 à

N 90. L'existence de tels plis dont le style et la schistosité sont identiques mais de directions axiales croisées s'excluant l'un l'autre sur le terrain, a déjà été constatée ailleurs : dans les Alpes cottiennes (CARON, 1973, 1977) et en Corse (SCIUS, 1981). On est ainsi amené à se poser la question de l'existence de plis P_2 initialement croisés en N 50 et N 140.

B - COMPARAISON ENTRE LA DISPERSION DES ORIENTATIONS DES PLIS MINEURS 2 ET 3 ET LES PLIS A AXE COURBE

Lorsqu'on s'éloigne du contact majeur φ_c , il est fréquent de trouver des plis à axe courbe (fig. 70). La courbure de l'axe de ces plis est en général de l'ordre de 70° à 90° et même 100° ; tous les axes de ces plis se disposent dans un plan voisin du débit moyen de l'affleurement. La similitude entre la dispersion des plis mineurs à l'échelle d'un affleurement et l'éventail des axes mesurés le long du pli à axe courbe est manifeste (fig. 70). C'est ainsi que les deux extrémités de l'axe du pli courbe sont respectivement parallèles, l'une à la direction des plis P_2 , et l'autre à la direction des plis P_3 . On peut ainsi proposer une première hypothèse pour la genèse de tels plis qui serait le résultat pour partie de la réutilisation des charnières 2 par les plis P_3 . Ils sont donc interprétés comme des figures d'interférence particulières de plis P_2 repris par des plis P_3 .

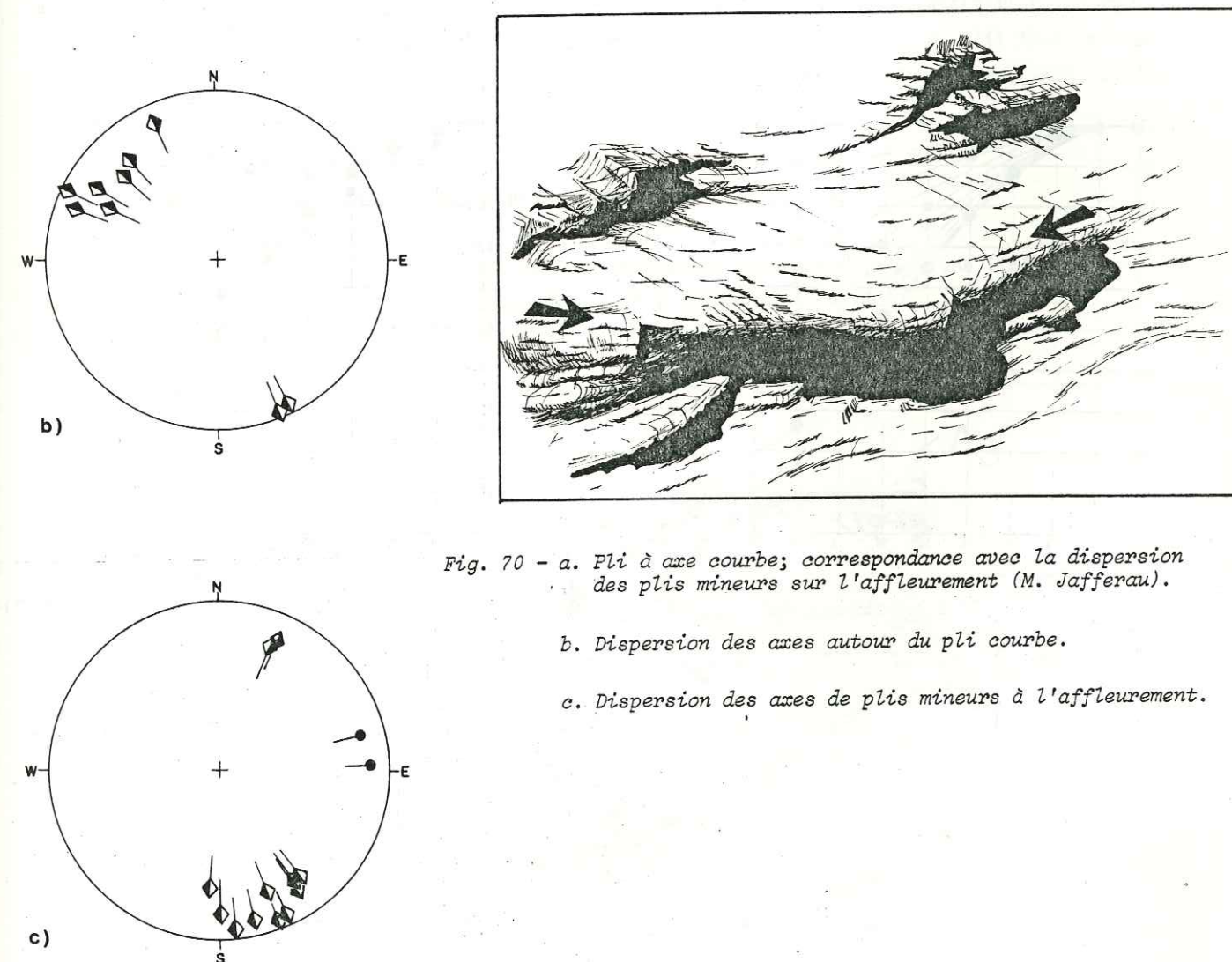
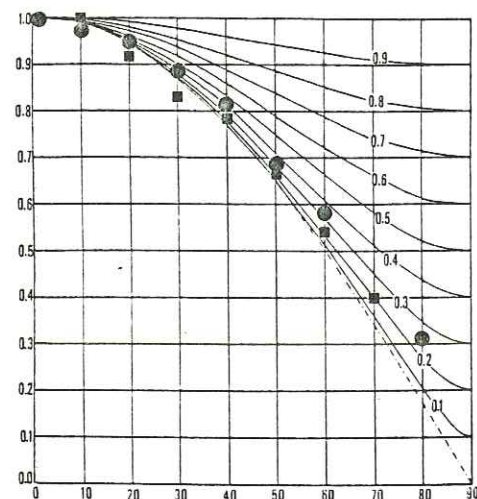


Fig. 70 - a. Pli à axe courbe; correspondance avec la dispersion des plis mineurs sur l'affleurement (M. Jafferau).

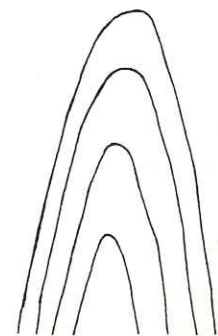
b. Dispersion des axes autour du pli courbe.

c. Dispersion des axes de plis mineurs à l'affleurement.

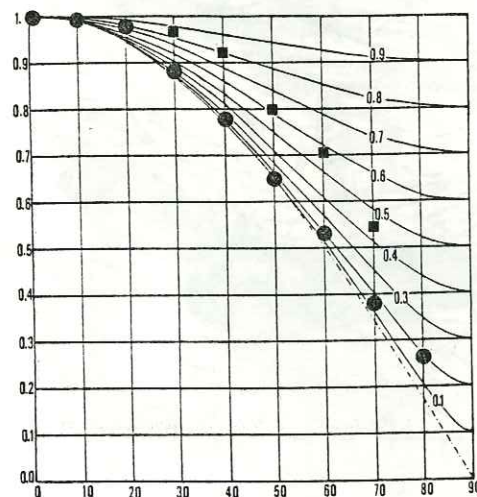


P3, classe 1C

$$\sqrt{\lambda_2} / \sqrt{\lambda_1} \sim 0.2-0.3$$

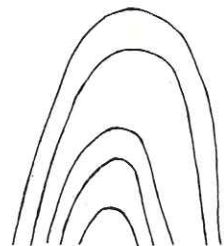


a)

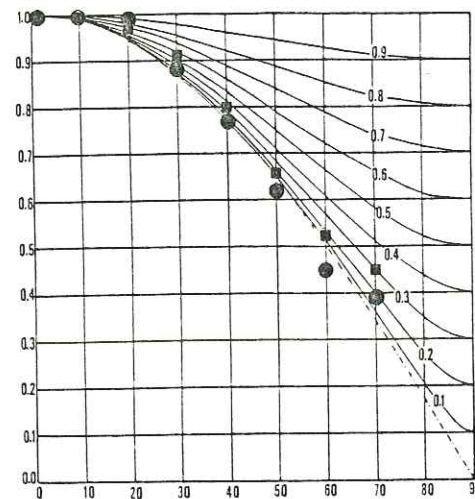


P3, classe 1C

$$\sqrt{\lambda_2} / \sqrt{\lambda_1} \sim 0.2-0.45$$

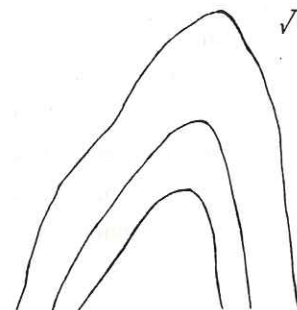


c)

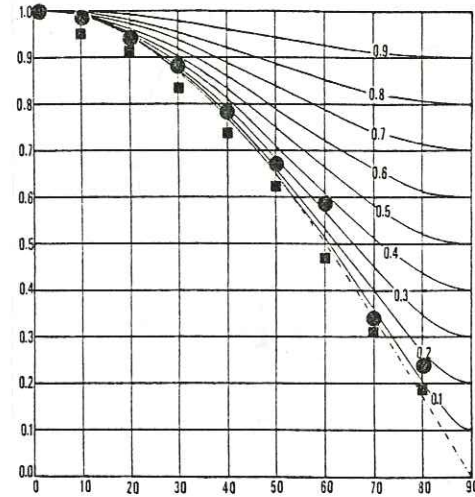


P3, classe 1C

$$\sqrt{\lambda_2} / \sqrt{\lambda_1} \sim 0.1-0.2$$



b)



P2, classe 2 (classe 3 ?)



d)

Fig. 71 - Méthode des épaisseurs orthogonales appliquée aux plis P3.

C - ENROULEMENT ET REORIENTATION DES LINEATIONS D'ETIREMENT PAR LES PLIS 3

Il est fréquent d'observer des linéations déformées autour des plis à axe courbe ; celles-ci constituent alors de bons marqueurs des mécanismes de genèse des plis (RAMSAY, 1967 ; CARON, 1977).

1. CARACTERISATION DU STYLE DES P3

Avant d'étudier le mode de réorientation des linéations d'étirement, il est utile de préciser la forme des plis P3 en section ; pour cela on a utilisé la méthode des épaisseurs orthogonales de RAMSAY (1967) (fig. 71). Tous les plis P3 auxquels on a appliqué cette méthode, appartiennent à la classe 1C (plis concentriques aplatis). A la suite de DE SITTER (1958), RAMSAY (1963, 1967) (voir également à ce propos le chapitre IV), on admet que de tels plis se forment par un mécanisme de flexion et/ou de déformation homogène ; les valeurs apparentes des rapports $\sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_1}$ obtenus pour cette déformation sont comprises entre 0.1 et 0.4 dans le plan perpendiculaire à l'axe du pli de l'état déformé. Une valeur moyenne de l'ordre de 0.2 est vraisemblable.

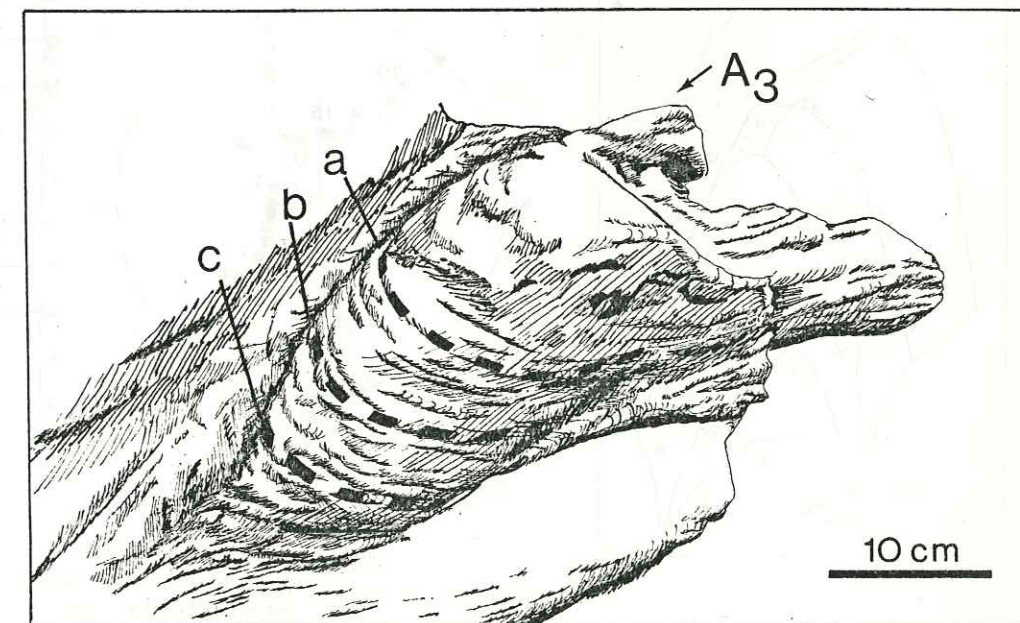
Par comparaison, le profil d'un pli P2 a été traité de la même manière ; on obtient un pli très proche de la classe 2 (fig. 72d), voire appartenant à la classe 3. On ne sait s'il faut voir ici l'effet d'une déformation homogène particulièrement intense (cumul 2 + 3), ou s'il faut invoquer un autre mécanisme de genèse du pli tel que celui des plis par (avec) glissement (CARON, 1977).

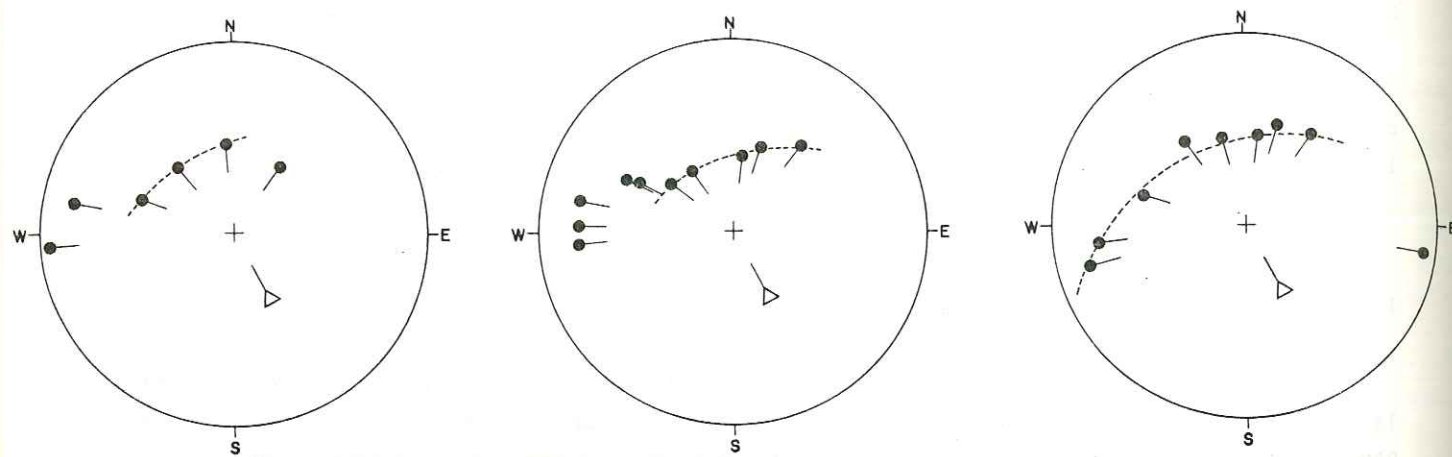
2. DEFORMATION DES LINEATIONS D'ETIREMENT PAR LES PLIS 3

Pour un pli né par flexion, la disposition en projection stéréographique d'une linéation antérieure à la naissance du pli s'effectue sur un petit cercle (RAMSAY, 1967).

Fig. 72 - Déformation de linéations par un pli P3.

Préservation du petit cercle en charnière dans tous les cas. Réorientation des linéations dans les flancs (c et d) vers la direction d'étirement N 90. (voir au verso)





Autour de certains plis P_3 une disposition de ce type est encore bien visible dans la zone de charnière (fig. 73a). Mais en général, on observe des écarts à cette distribution théorique dans les flancs (fig. 73b,c). Si on admet que les plis 3 sont formés par un mécanisme de flexion et d'aplatissement (classe 1C), on peut interpréter cet écart au petit cercle comme résultant d'une déformation surimposée (RAMSAY, 1967 ; CARON, 1979). Cette déformation surimposée serait en fait hétérogène, car les zones charnières semblent moins affectées que les flancs des plis; ceci est de plus confirmé par l'allure de la courbe des épaisseurs orthogonales (valeur apparente du rapport $\sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_1}$ dans le plan perpendiculaire à l'axe plus petite dans les flancs que dans les charnières de plis, fig. 73c). Cette hétérogénéité de la déformation entre charnière et flanc peut d'ailleurs être interprétée en terme de changement de volume et migration de matière (POTDEVIN, 1982).

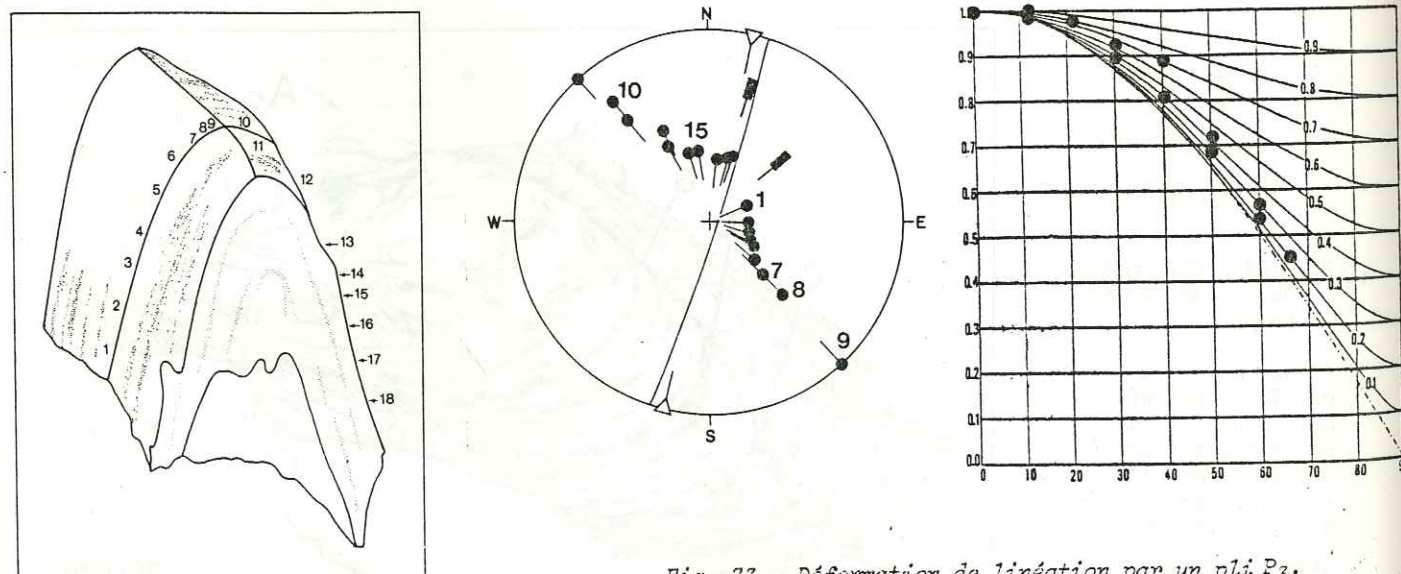


Fig. 73 - Déformation de linéation par un pli P_3 .
Préservation du petit cercle en zone charnière,
réorientation dans les flancs.

- Dessin du pli
- Représentation en projection stéréographique
- Épaisseurs orthogonales sur le profil normal à l'axe.

De toute manière, on note ici que l'axe du pli P_3 est subperpendiculaire (80°) à la direction d'étirement de phase 3, E-W. Ceci implique (cf. chap. IV) que ce pli est né dans une direction sub-méridienne et a peu pivoté lors de la déformation 3.

D - ENROULEMENT ET REORIENTATION DES LINEATIONS D'ETIREMENT PAR LES PLIS A AXE COURBE

1. CHRONOLOGIE RELATIVE ENTRE LINEATION D'ETIREMENT, PLIS P_2 ET P_3

La figure d'interférence (fig. 74) montre la réutilisation partielle d'une charnière (A_{2b}) par un pli P_3 lors du replissement d'un enchaînement de deux plis P_2 (A_{2a} , A_{2b}) par un pli P_3 . La linéation déformée par le pli P_3 se dispose approximativement sur un petit cercle en charnière et est réorientée dans les flancs. La direction d'étirement étant proche de N 90, on constate que sur un flanc au moins du pli P_3 , la réorientation par la déformation 3 de la linéation antérieure tend à paralléliser celle-ci avec la direction d'étirement.

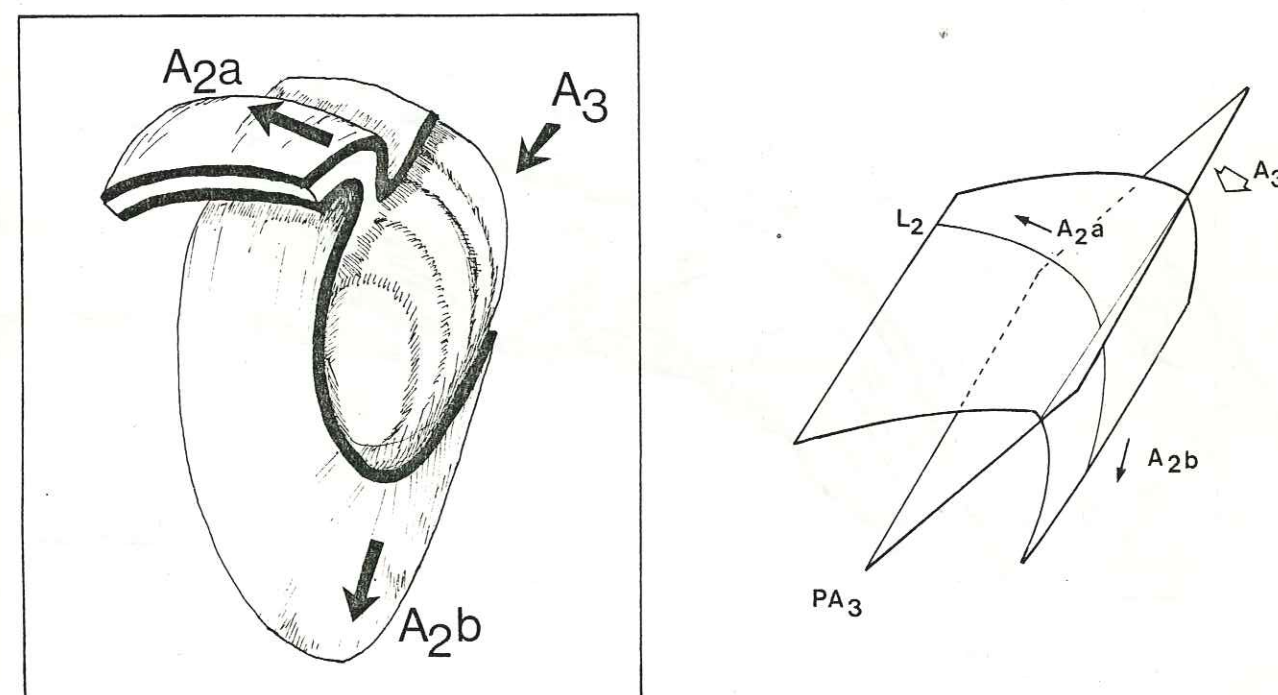
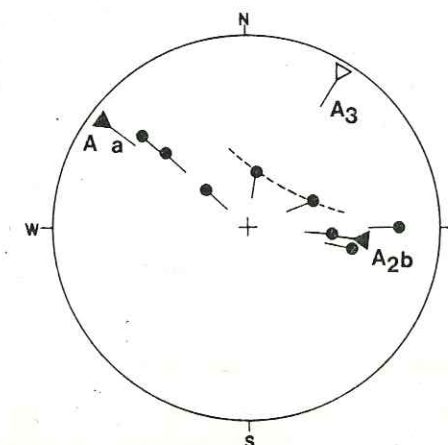
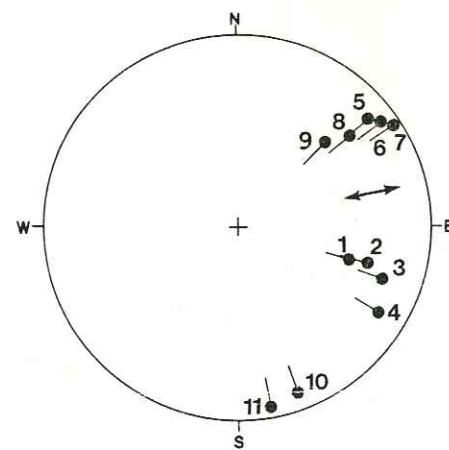
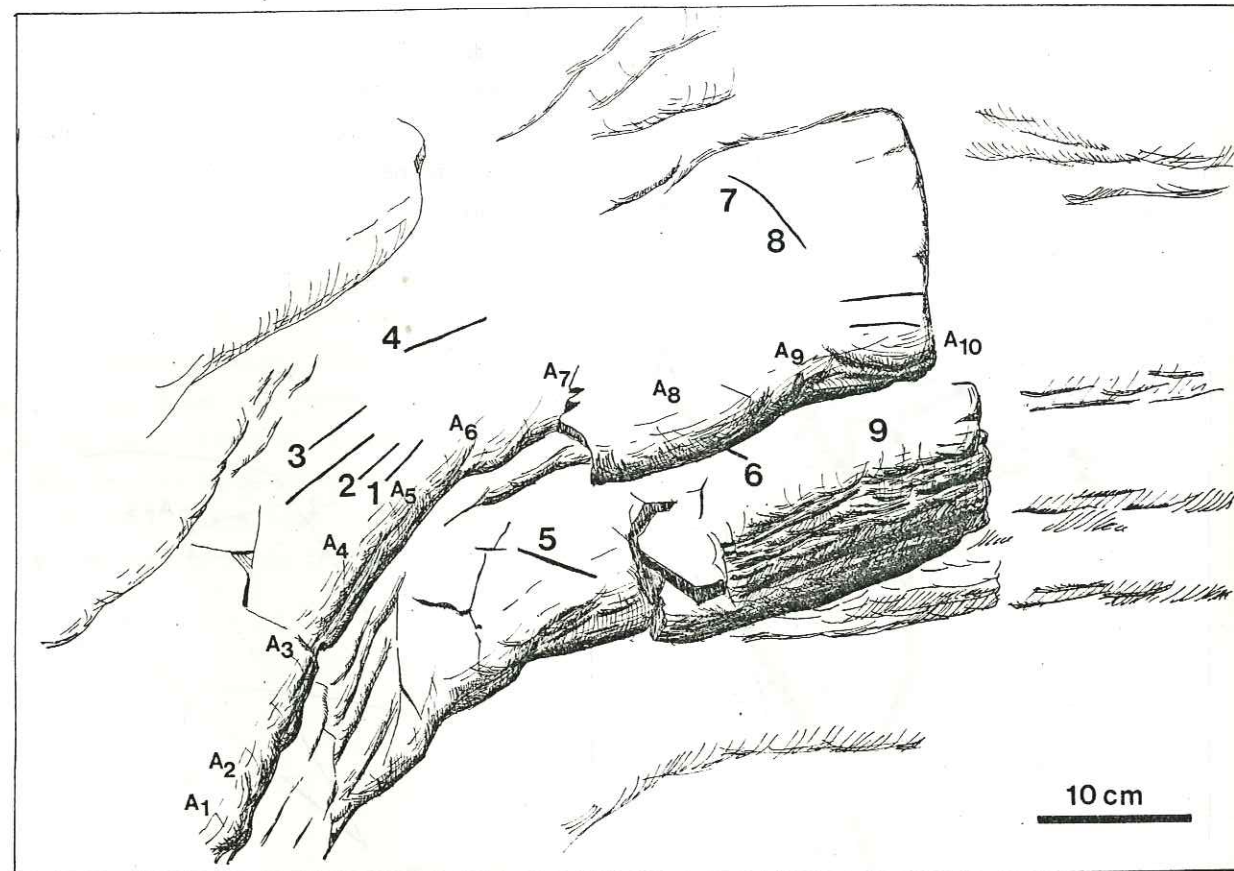


Fig. 74 - P_2 et L_2 déformés par un pli P_3 .

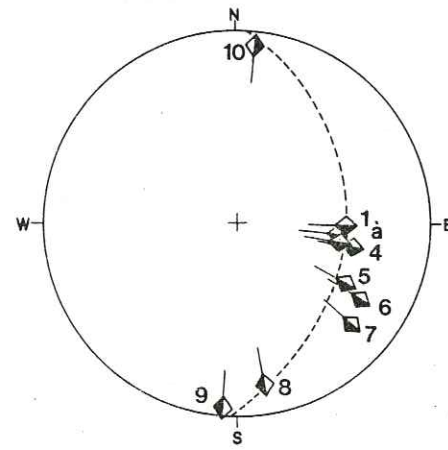


Par ailleurs, il faut remarquer le parallélisme des deux axes de plis P_2 mesurés avec la linéation minérale. On tirera trois conclusions essentielles de cet exemple.

- A l'échelle des plis mineurs, une partie des linéations minérales observables sont des linéations 2 (voire 1 réorientées lors de la phase 2).
- Les linéations minérales 2 sont réorientées lors de la phase 3 et tendent à se paralléliser avec la direction d'étirement 3 régionale en N 90.
- Les plis P_2 sont réorientés de façon analogue aux linéations lors de la phase 3 et tendent à se comporter également comme des marqueurs passifs de la déformation (FLINN, 1962 ; SANDERSON, 1973).



Dispersion des linéations



Dispersion axiale

Fig. 75 - Différence de comportement des linéations entre la charnière et les flancs d'un pli à axe courbe; relations avec la direction d'étirement (sa position sur le stéréogramme est fléchée).

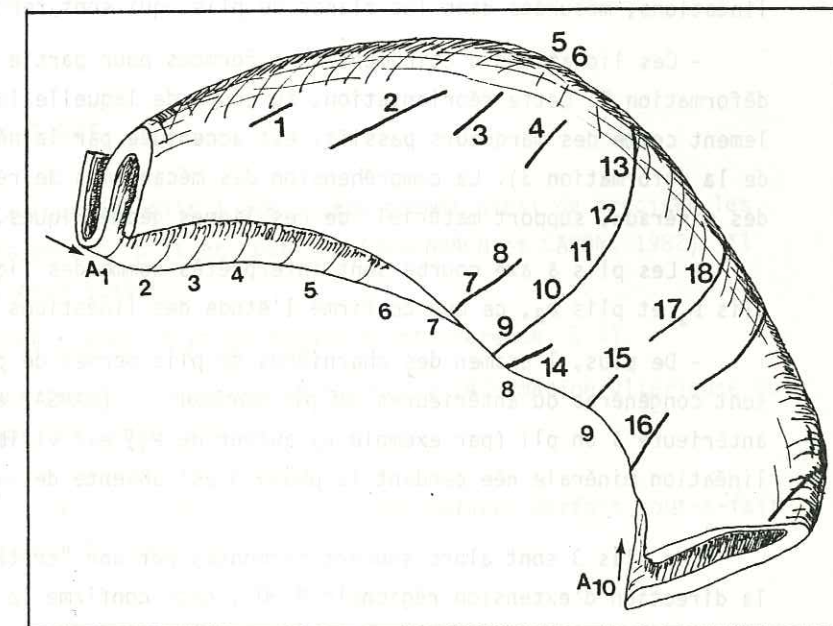
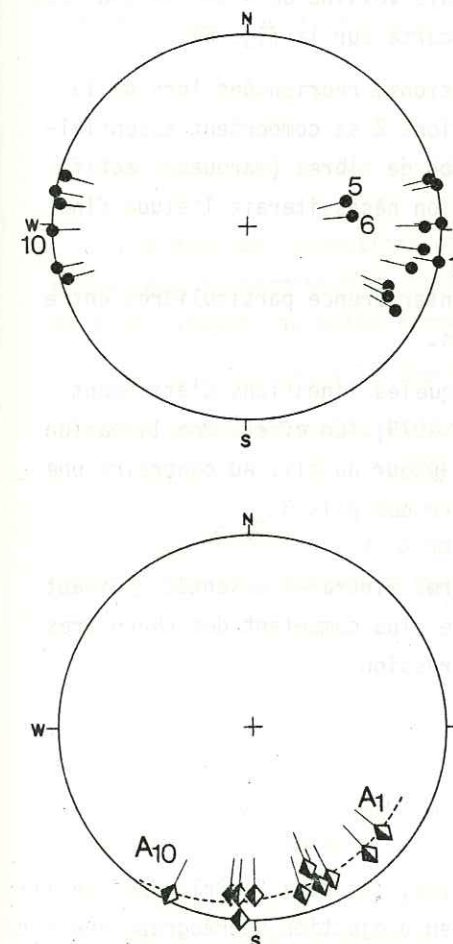
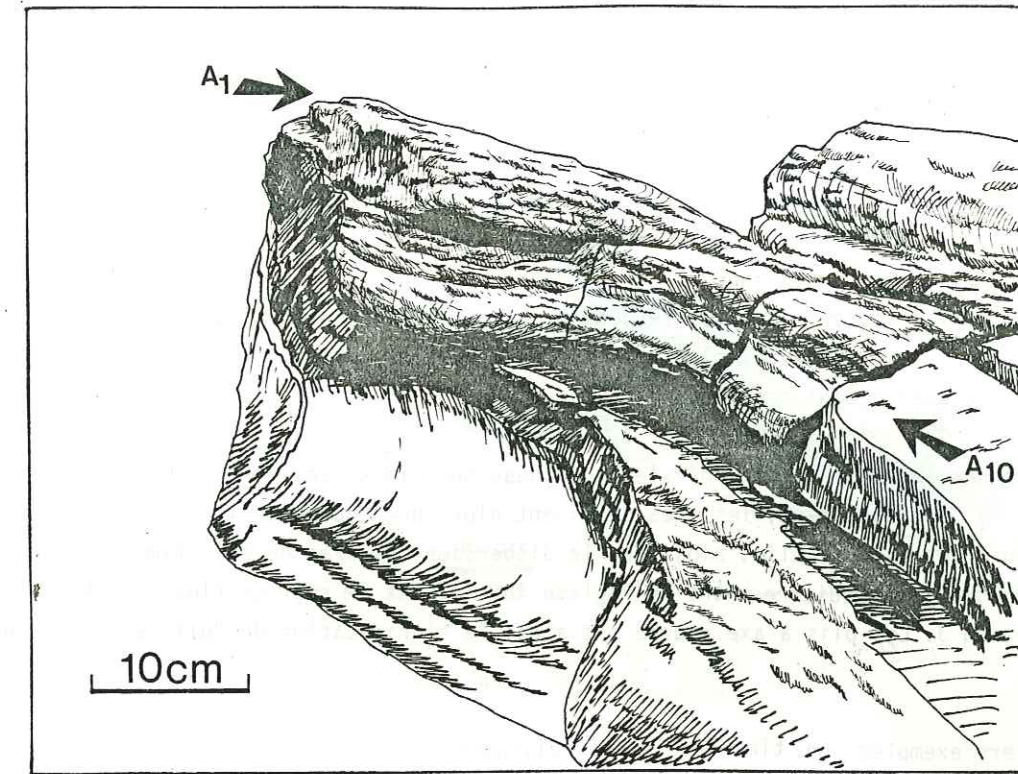


Fig. 76 - Réglage des linéations sur un pli à axe courbe.

L'action dispersive de la déformation 3, ou au contraire de resserrement de l'éventail de dispersion des plis 2, est fonction de l'orientation initiale des plis P_2 mais surtout de l'intensité de la déformation 3. Sur le pli à axe courbe de la figure 75 ces différents aspects de la réorientation des axes de plis et des linéations sont également bien illustrés. Les linéations minérales 2 sont réorientées de la même manière que l'axe du pli courbe dans la zone charnière, et beaucoup plus réorientées dans les flancs, où elles tendent à se paralléliser avec la direction d'étirement régionale en N 90. Dans les flancs des plis, des fibres minérales, marqueurs actifs de la déformation 3, renforcent le réétirement des linéations antérieures.

Dans certains cas, les linéations minérales sont beaucoup mieux réglées en N 90 dans les plis à axe courbe (fig. 76). Conjointement, les axes dessinent alors une courbure plus fermée. On admet donc que la courbure des axes de plis, ainsi que la dispersion des axes de plis mineurs, constituent un stade déréglé, intermédiaire entre un réglage initial et le réglage final, que tend à réaliser la déformation 3. Les plis à axe courbe ont ainsi la signification de "plis en fourreau" encore ouverts.

De ces derniers exemples, on tire les leçons suivantes.

- Il existe deux générations de linéations (au moins) dans les Schistes lustrés de la bordure W du massif d'Ambin.
- Les linéations 3 constituent la linéation d'étirement régionale voisine de N 90. Ce sont ces linéations, mesurées dans les flancs de plis, qui sont reportées en carte sur la fig. 64.
- Ces linéations d'étirement sont formées pour partie de linéations 2 réorientées lors de la déformation 3. Cette réorientation, au cours de laquelle les linéations 2 se comportent essentiellement comme des marqueurs passifs, est accentuée par la néoformation de fibres (marqueurs actifs de la déformation 3). La compréhension des mécanismes de réorientation nécessiterait l'étude fine des minéraux, support matériel de ces lignes géométriques.
- Les plis à axe courbe sont interprétés comme des figures d'interférence particulières entre plis P_2 et plis P_3 , ce que confirme l'étude des linéations déformées.
- De plus, l'examen des charnières de plis permet de préciser que les linéations d'étirement sont congénères ou antérieures au pli porteur (RAMSAY et STURT, 1979). En effet, une linéation antérieure à un pli (par exemple L_2 autour de P_3) est visible tout autour du pli. Au contraire une linéation minérale née pendant la phase 3 est absente de la charnière des plis 3.

Les plis 3 sont alors souvent surmontés par une "crête" de fibres minérales orientées suivant la direction d'extension régionale N 90 ; ceci confirme le caractère plus compétent des charnières de plis, ces "crêtes" fibreuses se développant dans des ombres de pression.

2. LES PLIS "NES COURBES"

Le pli de la figure 77 est sans doute un pli "né courbe"; en effet, les deux "guirlandes" de linéations mesurées dans la zone charnière (LA et LB) sont disposées en projection stéréographique sur deux petits cercles correspondants à des angles d'ouverture respectivement de 55° pour LA (l'axe correspondant mesuré est A4), et de 35° pour LB (l'axe correspondant est A8). Dans les flancs, les linéations ont tendance à se paralléliser avec la direction d'étirement 3 proche ici de N 70.

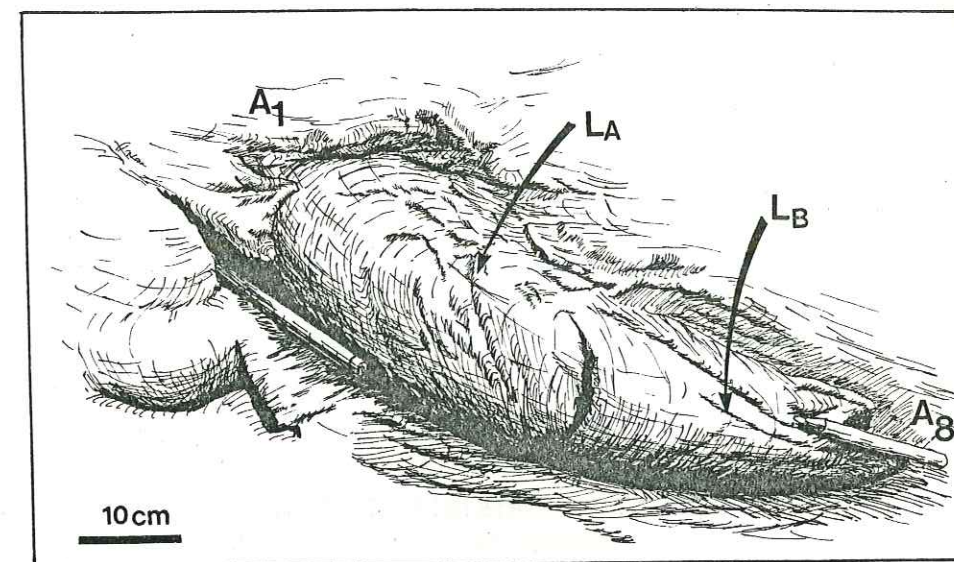
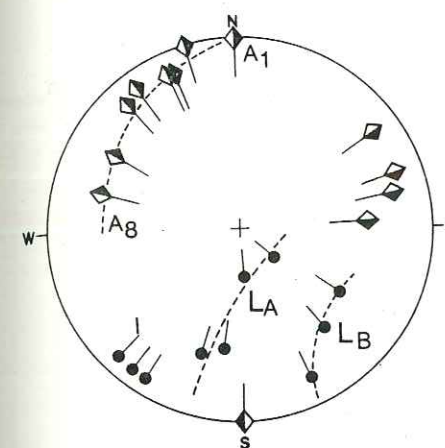


Fig. 77 - Pli "né courbe".

Comme il est vraisemblable que la linéation déformée était réglée avant le plissement, cette disposition implique que le pli est né avec un angle variable par rapport à la linéation : la courbure était ici d'une vingtaine de degrés entre A4 et A8. Cette courbure a été ensuite accentuée par une déformation ultérieure, puisque l'angle actuel entre A4 et A8 est environ de 60°.

3. INTERPRETATION DES PLIS A AXE COURBE

L'examen des linéations déformées autour des plis à axe courbe permet ainsi de préciser les mécanismes de formation de tels plis, et donc de plis en fourreau (ALLENBACH et CARON, 1982). Il faut distinguer, au moins formellement, deux stades.

- L'initiation de la courbure (pli "né courbe", § 2, ou figure d'interférence, § 1).
- L'accentuation de la courbure que peut produire n'importe quelle déformation ultérieure qui ne soit pas de l'aplatissement pur (cf. chap. IV).

La méconnaissance du premier stade pourrait conduire à une surestimation, parfois tout-à-fait erronée, du second stade (FAURE et MALAVIEILLE, 1980).

E - CONCLUSIONS

De l'étude de ces quelques aspects de la déformation dans les Schistes lustrés on tire les enseignements suivants.

- 1 - Le réglage des linéations minérales à l'échelle du massif témoigne de l'importance de la déformation liée à la phase 3 (réorientation et néoformation).
- 2 - Les plis à l'échelle mésoscopique se comportent comme des marqueurs passifs ; les plis P_2 et P_3 sont réorientés par la déformation 3.

- 3 - La déformation n'est pas homogène à l'échelle du secteur étudié, mais peut en première approximation être considérée comme homogène à l'intérieur de "paquets" hectométriques.
- 4 - L'intensité de la déformation augmente lorsqu'on se rapproche du contact majeur φ_c (parallélisation des axes de plis P_2 et P_3 à proximité du contact (fig. 66)).
- 5 - Pour quantifier à l'échelle régionale les variations d'intensité de cette déformation, le seul marqueur qui semble en définitive utilisable est représenté par la forme des plis mineurs et la disposition des linéations déformées (chap. IV).

V - HISTOIRE TECTONIQUE DU MASSIF D'AMBIN

On récapitule maintenant les caractères des générations successives de structures aux différentes échelles avant de proposer une interprétation de l'évolution tectonométamorphique du secteur étudié (fig. 78).

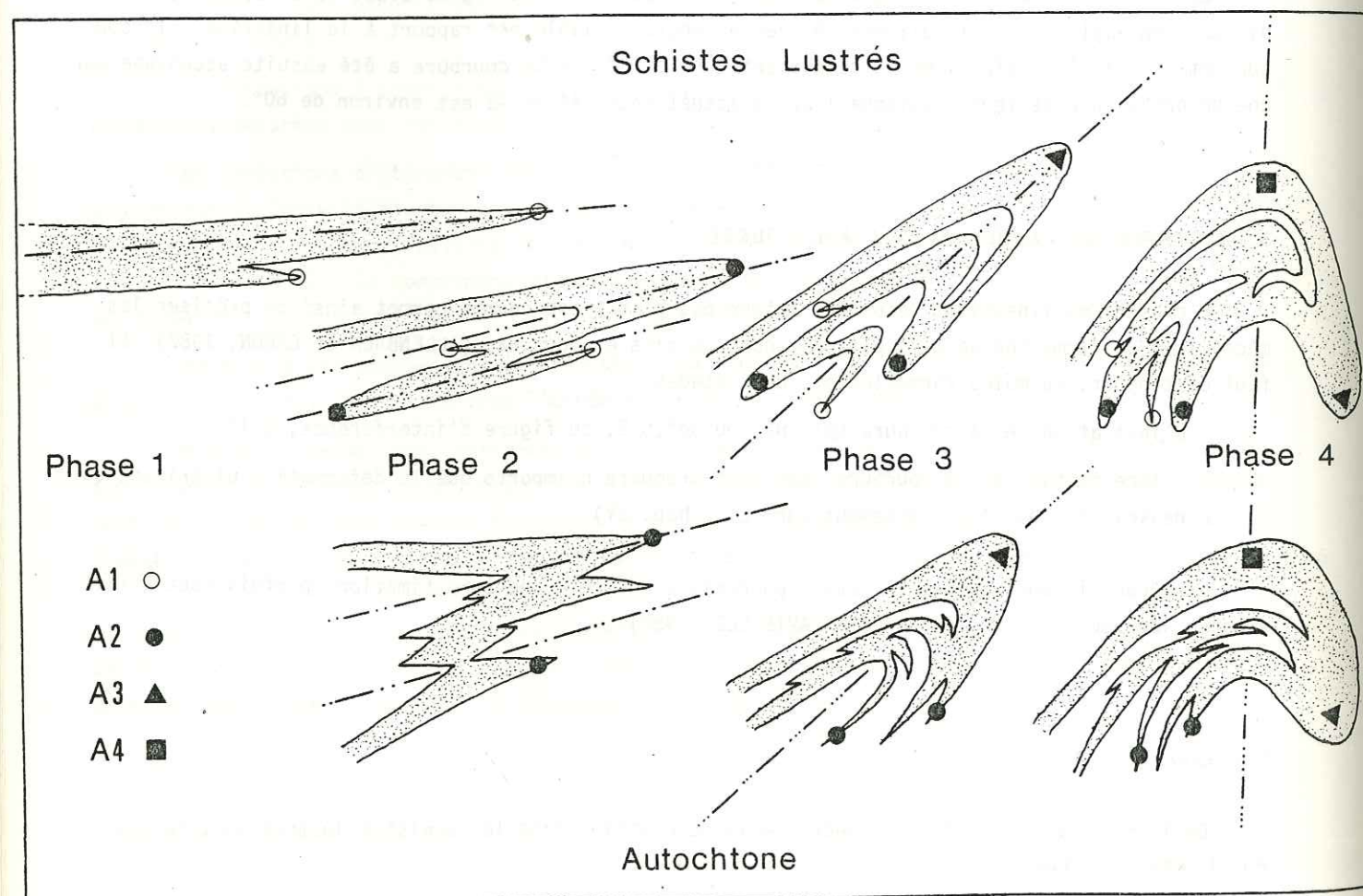


Fig. 78 - Caractères des phases de déformations successives pour les Schistes lustrés et l'autochtone.

A - CARACTERES DES PHASES SUCCESSIVES

1. PHASE 1

La première phase de déformation synschisteuse n'existe que dans les Schistes lustrés. Une foliation métamorphique omniprésente, dessinée par l'orientation préférentielle des phyllites, en constitue la manifestation principale. Cette foliation métamorphique (HP-BT) est associée à des plis P_1 rarement évidents, même à l'échelle de l'échantillon. A l'échelle régionale, aucun pli P_1 n'a été observé ; néanmoins la grande épaisseur apparente des Schistes lustrés pourrait être expliquée par de telles duplications tectoniques, difficiles à mettre en évidence en l'absence de niveaux repères (CARON, 1977). D'autre part, il est vraisemblable que certaines linéations minérales sont nées lors de la phase 1, leurs caractères initiaux ayant été modifiés ultérieurement. Aucune hypothèse n'est proposée ici quant à l'orientation initiale des P_1 . On rappelle que CARON (1977), dans les Alpes cottiennes septentrionales, reconstitue au moins localement une direction initiale voisine de N-S à NNW-SSE pour les plis P_1 .

2. PHASE 2

Cette deuxième phase de déformation symmétrique (HP-BT) affecte à la fois les Schistes lustrés déjà déformés et les diverses séries bréchiques, la couverture autochtone du massif d'Ambin et son soubassement antémésozoïque. Dans les séries autochtones et leur soubassement stéphano-permien, les P_2 ont une géométrie comparable à celle des P_1 dans les Schistes lustrés (charnière effilée) : en effet, ces plis sont alors les premiers à se développer, associés à la foliation métamorphique. Dans le groupe de la Claréa, il existe une foliation antérieure anté-alpine. Dans les Schistes lustrés, où le style des plis P_2 est voisin de celui des plis P_3 (classe 1C), les premiers sont très proches de la classe 3. La schistosité S_2 est une schistosité de crénulation fine, très serrée dans les faciès schisteux où elle transpose presque complètement la foliation S_1 . La linéation minérale L_2 est subparallèle aux axes de plis P_2 . La direction initiale des plis P_2 n'est pas reconstituée avec certitude : N 40 ou N 140, ou deux directions croisées N 40 et N 140.

3. PHASE 3

Comme pour la phase 2, cette génération de structures synschisteuses (métamorphisme Schiste vert) affecte conjointement l'ensemble des Schistes lustrés, les différentes séries bréchiques, la couverture autochtone du massif d'Ambin et son soubassement antémésozoïque. En règle générale, les plis P_3 , à charnière arrondie, sont plus ouverts que les plis P_2 . Ils appartiennent à la classe 1C et sont souvent plus aplatis dans les flancs qu'en charnière. Les figures d'interférence entre plis P_2 et P_3 sont omniprésentes. Orientés N 10 à N 160, les plis P_3 sont fortement déversés vers l'E. Au voisinage immédiat de la bordure W du massif d'Ambin, il existe sans doute une deuxième famille de plis P_3 dont les axes sont orientés E-W. La schistosité S_3 est une schistosité de crénulation, plus forte que la crénulation S_2 qu'elle peut toutefois faire rejouer. La phase 3 est responsable de l'orientation actuelle N 90 de la linéation minérale, ubiquiste sur le massif, qui représente en première approximation la direction d'étirement 3 vers laquelle se réorientent tous les éléments structuraux linéaires. A l'échelle de la carte, des plis P_3 hectométriques affectent toutes les unités. Ils représentent l'épisode de rétrodéversement classique sur cette transversale des Alpes (TRICART et al., 1977).

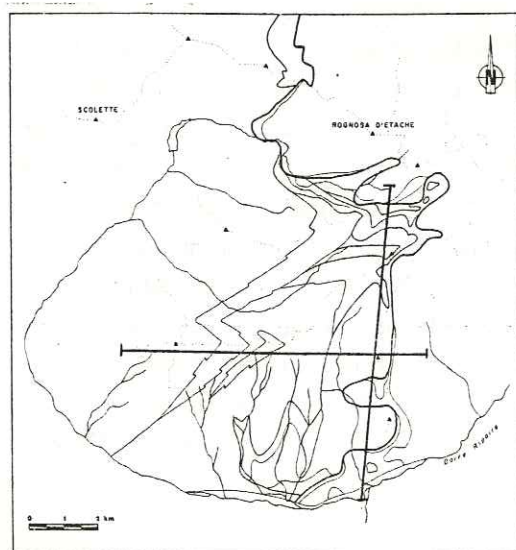
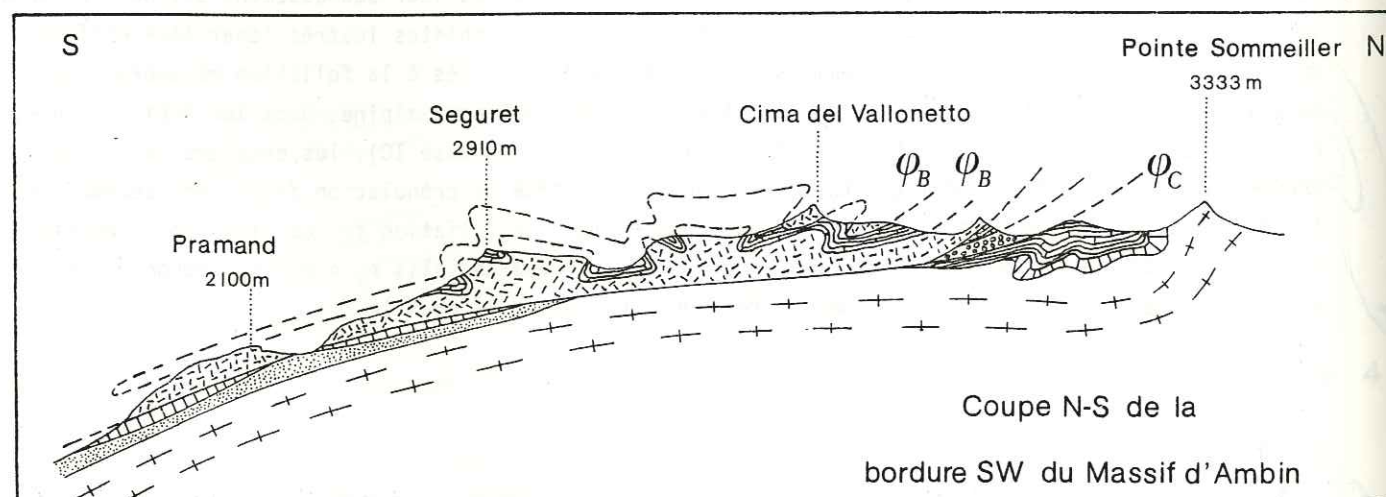
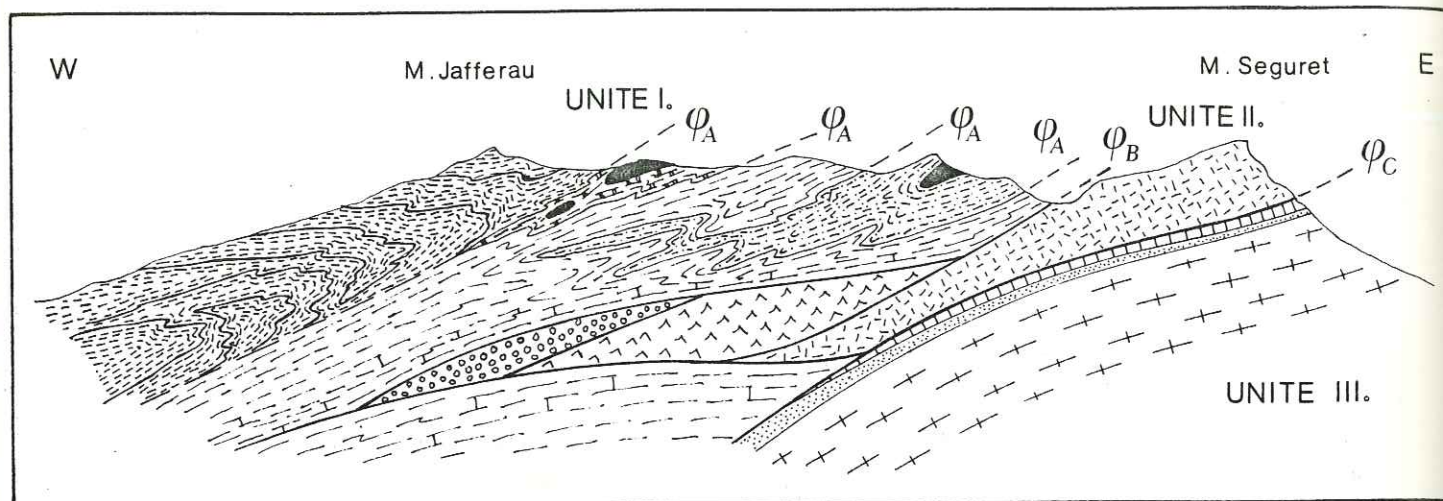
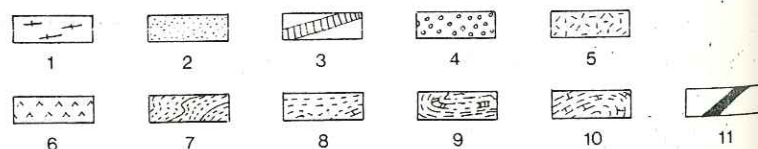


Fig. 79 - Coupes EW et NS de la bordure SW du massif d'Ambin.



4. LA PHASE 4

On a regroupé dans la phase 4 tous les événements tectoniques qui affectent le massif, postérieurement à la déformation 3. Les types de structures suivantes ont été observées :

- des plis décamétriques à plurihénométriques en genoux à plans axiaux raides légèrement déversés vers le SE ; ils sont sporadiquement associés à une schistosité mal individualisée ; dans les quartzites, il est parfois difficile de les distinguer des plis P_3 pluridécamétriques, ces plis P_4 sont particulièrement développés au N du secteur étudié,
- des couloirs N-S d'accidents cassants subverticaux,
- des fractures conjuguées délimitant des "coins" en extension subhorizontale,
- des fentes de tensions récentes affectant les éboulis de pente consolidés.

Les plis P_4 et les structures cassantes sont responsables au moins en partie de la voûture générale du massif d'Ambin, mais ne perturbent pratiquement pas la structure interne de l'ensemble des unités.

B - RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE LES CONTACTS ANORMAUX ET LES PHASES DE PLISSEMENT

L'agencement, actuellement complexe des différentes séries en carte (fig. 81) et en coupes (fig. 79), n'est pas dû uniquement à des plis, mais aussi à différentes générations de contacts anormaux. Comme on l'a vu au § I, trois unités composites sont séparées par les contacts φ_B et φ_C (fig. 79).

1. LES CONTACTS φ_A

L'unité I est composée des différentes séries de Schistes lustrés (cf. § I, II). Ces différentes séries sont séparées par des contacts anormaux φ_A , précoces. Ces contacts φ_A sont anté 2 car replissés par les phases 2 et 3. Le calage plus précis de ces contacts φ_A anté 2 est délicat : deux hypothèses sont envisagées.

- Comme dans les secteurs étudiés par CARON (1977), ces contacts pourraient être antérieurs à la phase 1, traduisant le charriage des séries piémontaises les plus internes sur les séries piémontaises externes. L'ensemble des Schistes lustrés serait ensuite affecté par le premier événement tectonométamorphique de haute pression-basse température.

- Une deuxième hypothèse consiste à ne pas séparer dans le temps les deux événements : le charriage des séries internes sur les séries externes serait alors associé à la première tectonique synschisteuse.

Aucun argument décisif ne permet ici de trancher entre ces deux hypothèses qui ne sont d'ailleurs pas incompatibles.

- 1-Anté Werfénien 2-Werfénien 3-Couverture autochtone 4-Série parautochtone 5-Série à mégabèches
6-Anhydrites 7-Série du Jafferau 8-Série Valfredda-Vin Vert 9-Série du Rocher de l'Aigle
10-Série du sommet du Vin Vert 11-Roches vertes.

2. LES CONTACTS φ_B

Plus nets que les contacts φ_A , les contacts φ_B prennent des aspects variés. Le contact φ_B majeur sépare les Schistes lustrés (unité I), des autres séries allochtones du massif d'Ambin : la série à mégabèche et les écaïlles parautochtones constituent l'unité II. L'unité II est elle-même composite, scindée par des contacts φ_B mineurs en différentes sous-unités aux comportements rhéologiques différents.

- La série à mégabèche est composée pour sa plus grande partie de bloc dolomitiques compétents emballés par des marbres très ductiles (fig. 80)

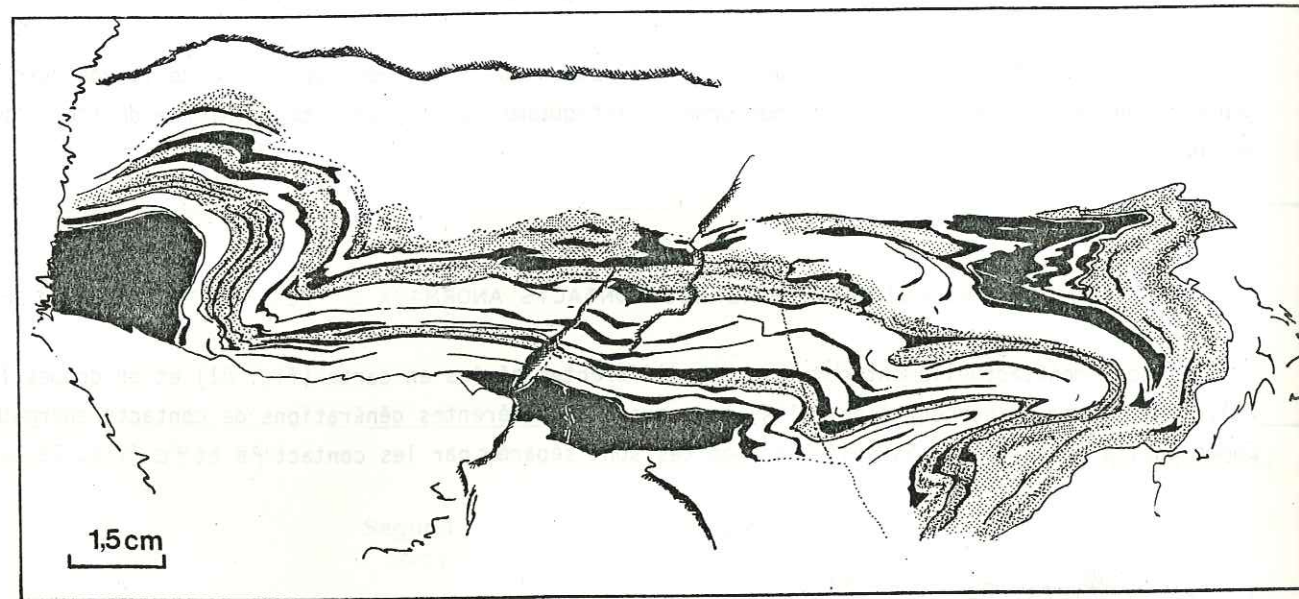


Fig. 80 - Style des plis dans les marbres.

Le style de ces plis décimétriques est tout-à-fait comparable à ce que l'on peut observer en grand pour la série à mégabèche.

Cette série à mégabèche constitue le repère cartographique qui souligne le mieux les plis majeurs.

- Les séries parautochtones, essentiellement quartzitiques et dolomitiques, sont très compétentes ; elles forment des écaïlles tectoniques dont l'épaisseur variable dépend de la localisation de leur contact de base dans la pile des quartzites. Ces écaïlles tectoniques sont très semblables à celles décrites par SIDDANS dans la région de Val d'Isère et par LEFEBVRE (1982) dans la zone d'Acceglio.

- Les gypses et anhydrites constituent un niveau particulièrement ductile : on en retrouve des "injections" dans les contacts φ_A et φ_B ; leur présence est toujours liée à un niveau de décollement majeur (fig. 79a).

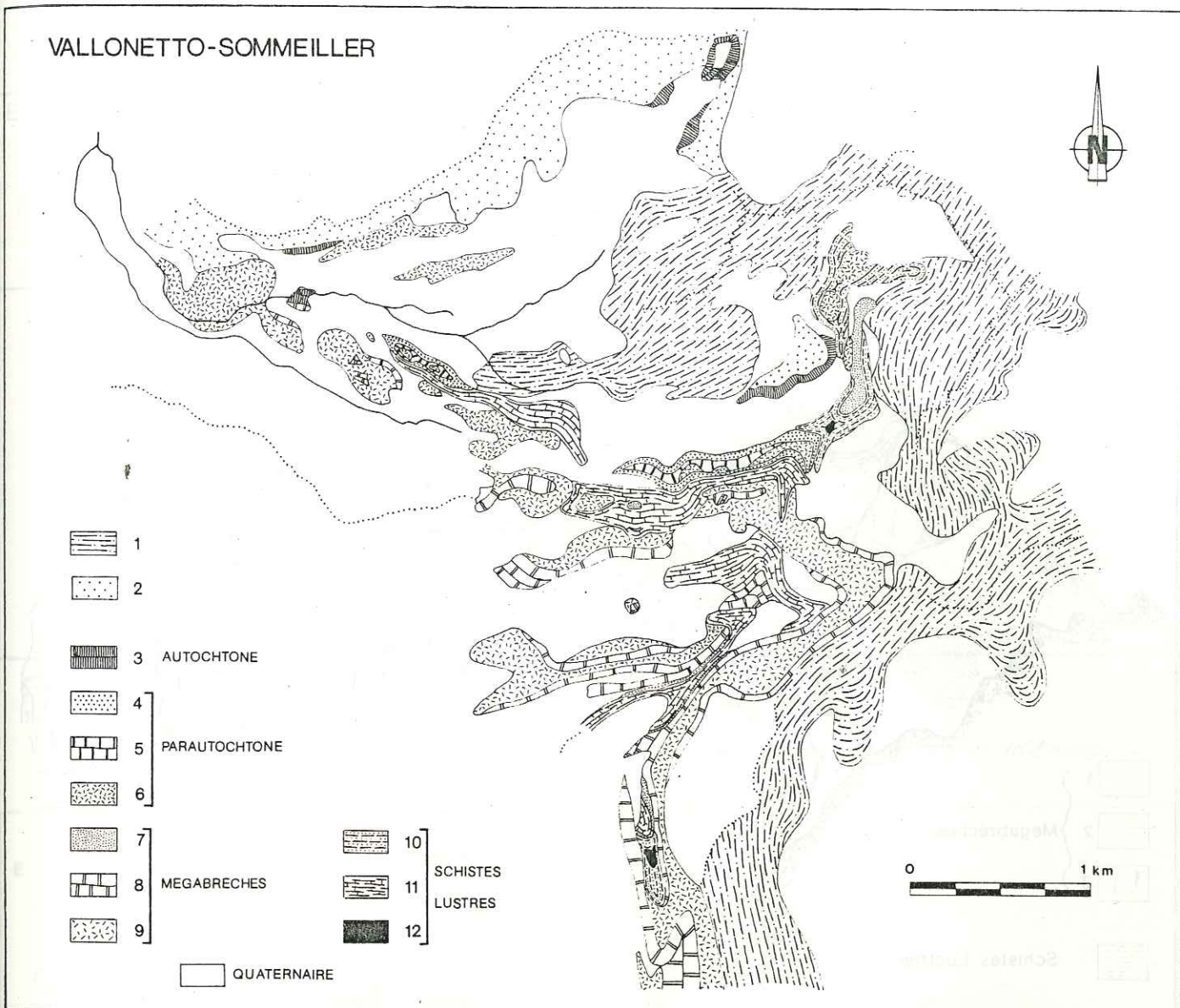


Fig. 81 - Carte géologique du secteur Vallonetto-Sommeiller.

1. Anté-Werfénien
2. Werfénien
3. Couverture mésozoïque autochtone
4. Faciès siliceux de la série parautochtone
5. Faciès carbonaté et marbre de la série parautochtone
6. Brèche dolomitique dans le parautochtone
7. Faciès siliceux de la série à mégabèche
8. Marbres de la série à mégabèche
9. Brèche dolomitique dans la série à mégabèche
10. Faciès à mica-schiste siliceux de la série de Fourneau
11. Faciès calcschisteux de la série de Fourneau
12. Roches vertes

Q : Quaternaire indifférencié

En fait l'unité II comprend également des Schistes lustrés pincés au coeur de la série à mégabréche par le jeu d'une synforme majeure P_2 couchée vers le NE dont la klippe bréchique du M. Vallonetto constitue le reste du flanc supérieur (fig. 82). Le contact φ_B est donc antérieur au plis P_2 . Sur la coupe N-S (fig. 79b), une série de plis en genoux 3 à déversements antagonistes replisse cette synforme 2 qui repose au Nord sur des écailles de séries parautochtones (fig. 79b.)

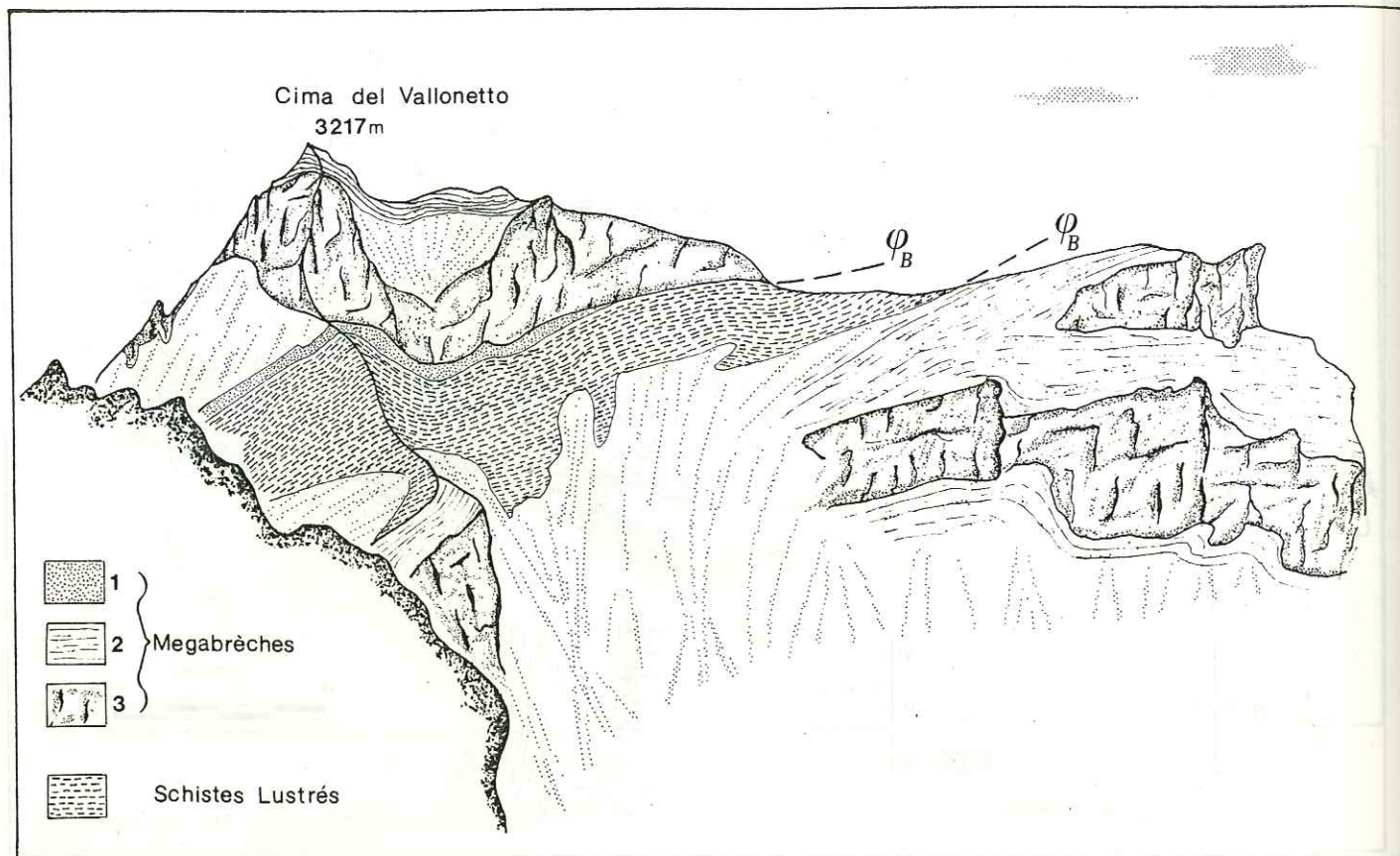


Fig. 82 - Panorama de la klippe du M. Vallonetto, vue du S depuis l'arête du Séguret.

Les contacts φ_B mineurs qui découpent l'unité II en une série d'écailles décimétriques à hectométriques sont particulièrement bien visibles en rive gauche de Rio de Fond (fig. 83 et 84).

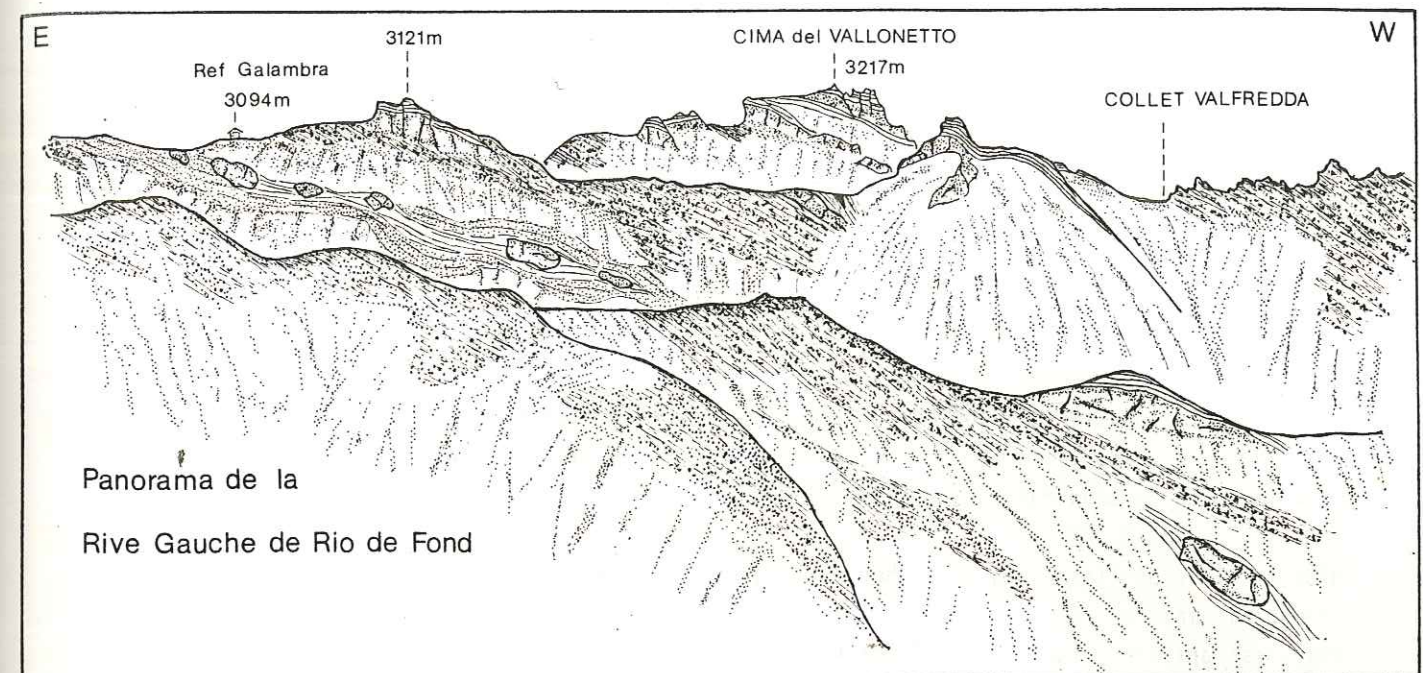


Fig. 83 - Panorama rive gauche de Rio de Fond entre Pte Fourneau méridionale et Valfredda.

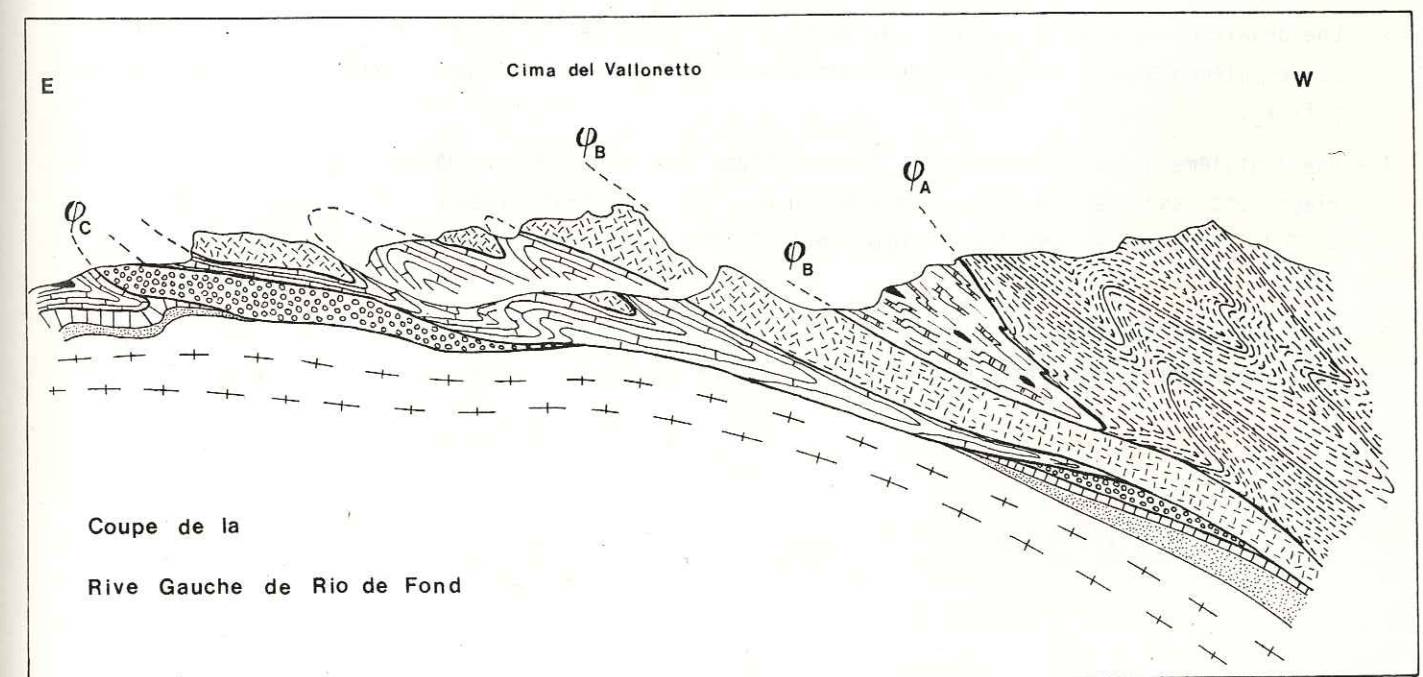


Fig. 84 - Coupe Pte de Fourneau méridionale, Crête Valfredda, correspondant à la fig. 83.

Les contacts φ_B , dont on vient de voir qu'ils étaient nés avant les plis P_2 , ont donc rejoué localement après ces plis. Ces rejeux constituent sans doute les rétroécaillages associés aux rétrodéversements de phase 3.

3. LE CONTACT φ_c

Son aspect bombé est dû à la voussure terminale du massif (phase 4). Le fait que ce contact recoupe des niveaux variés du massif d'Ambin (groupe d'Ambin jusqu'aux séries Crétacé supérieur - Paléocène présumées) est dû plus aux irrégularités sédimentaires mésozoïques qu'à une troncature tectonique importante (fig.79.b).

C - RECAPITULATION

A partir des données structurales, métamorphiques et sédimentologiques, la structure actuelle du massif d'Ambin et de ses bordures est interprétée comme l'effet des épisodes tectoniques suivants, à la suite de ceux qui sont récapitulés au § I.

- 1 - Mise en place d'olistolites de roches vertes, qui précède le charriage des Schistes lustrés piémontais internes ophiolitifères (φ_A) sur les Schistes lustrés piémontais externes. Ce charriage est antérieur (CARON, 1977) et/ou contemporain du premier événement métamorphique HP-BT, lui-même associé à la première phase de plissement qui n'affecte que les Schistes lustrés.
- 2 - Les Schistes lustrés, déjà tectonisés et métamorphisés, sont charriés sur les séries ultrabriançonnaises du massif d'Ambin avec les écailles parautochtones et la série à mégabrèche (contact φ_B).
- 3 - Une deuxième phase tectonométamorphique affecte l'ensemble des séries ultrabriançonnaises et des séries piémontaises. Elle se traduit par un deuxième événement métamorphique HP-BT et par des plis P_2 .
- 4 - Une troisième phase de déformation synschisteuse (la phase de rétrodéversement et de rétrocharriage) est associée à un étirement E-W généralisé et des écaillages (rejeu ou jeu des contacts φ_B et φ_C). Cette phase sans doute composite (SIDDANS, à paraître) complique la géométrie du bâti.
- 5 - A la suite de la phase 3 quelques plis de phase 4, la voussure terminale du massif et des accidents cassants à rejet faible complètent l'allure d'ensemble de la demi-fenêtre d'Ambin.

Chapitre III

PRÉSENTATION SOUS FORME MATRICIELLE DE LA DÉFORMATION HOMOGÈNE FINIE

Chapitre III

PRÉSENTATION SOUS FORME MATRICIELLE DE LA DÉFORMATION HOMOGENÈ FINIE

La mesure et la simulation des déformations reposent sur des opérations géométriques simples dans leur principe (RAMSAY, 1967 ; JAEGER et COOK, 1969), mais dont les développements algébriques deviennent très vite fastidieux, surtout en trois dimensions.

Or le calcul matriciel fournit un moyen condensé et de plus, facile à programmer sur calculateur pour mener ces calculs :

"The mathematics of irrotationnal deformation are simplified by presentation in matrix form. Matrix equations are easily programmed and are easily interpreted in geometrical terms. Graphical operations commonly carried out on orientation nets such as rotation of data can be translated into simple matrix equations for use with a computer. If the shape and orientation of the deformation ellipsoid for a pure shear are known, a matrix can be constructed for use as a deformation matrix. This can be used to deform other deformation ellipsoids to obtain a resultant ellipsoid. It can also be used to deform geological structures such as lineations and planes. The matrix equations for these operations are very simple, but their numerical solution often requires a computer". FLINN, 1979: The computation of deformation.

Cependant, les mathématiques élémentaires à la base de ces calculs de déformation sont actuellement dispersées, et parfois peu accessibles au géologue traditionnel. C'est pourquoi ce chapitre constitue une tentative de présentation de la formulation matricielle de la déformation (en toute rigueur, il s'agit d'ailleurs de calcul tensoriel), à partir de sources variées (MEANS, 1976 ; FLINN, 1979, 1980 ; RAMBERG et GHOSH, 1977 ; CARON cours inédit, 1979-80 ; RAMSAY et GRAHAM, 1970).

Le lecteur non familier avec le calcul matriciel en trouvera les bases nécessaires dans une note technique (ALLENBACH et CARON, 1982).

I - MISE EN ÉQUATION DE LA DÉFORMATION HOMOGÈNE FINIE

Sous l'influence d'apports d'énergie et au-delà d'un seuil de sollicitation, les matériaux de l'écorce terrestre se transforment. La nature de ces transformations est variable ; pour les transformations géométriques on parle de déformation.

"The study of strain is primarily a geometrical problem", RAMSAY (1967). Si on considère une unité de roche circulaire R_1 contenant les points M_1, M'_1, M''_1, M_1''' , subissant une déformation telle que R_1 soit transformé en R_2 contenant M_2, M'_2, M''_2, M_2''' , cette déformation peut être décomposée en (fig. 85) :

- un transport de masse de toute l'unité appelé *translation* et
- une déformation ou *distorsion* qui est la variation des positions relatives des différents points de l'objet.

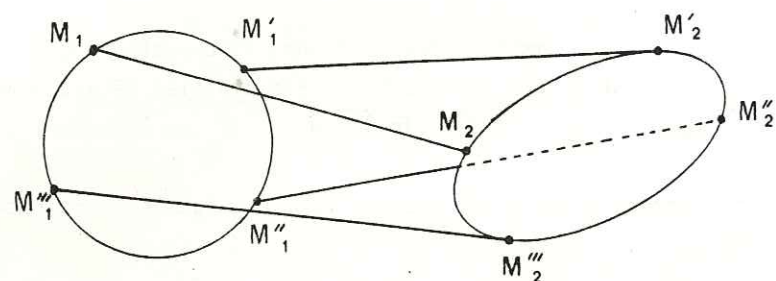


Fig. 85 - Déformation d'un cercle.

L'histoire de la déformation de R_1 en R_2 peut être complexe : une infinité de chemins sont possibles qui permettent le passage de R_1 en R_2 . Une restriction est effectuée dans l'étude de la déformation finie : seuls l'état initial R_1 et l'état final R_2 sont considérés. Décrire la déformation de R_1 en R_2 c'est étudier la transformation :

- de M_1 en M_2 donc calculer la translation $\vec{M_1M_2}$,
- du segment $M_1M'_1$ en $M_2M'_2$, donc son changement de longueur et son changement d'orientation,
- du lieu géométrique R_1 en un autre lieu R_2 .

A - TRANSFORMATION DE COORDONNÉES POUR UN POINT

Si l'on se place dans un espace tridimensionnel repéré par trois axes orthogonaux dont les vecteurs de base sont unitaires, la déformation du point M_1 en M_2 peut être décrite par un système de relations linéaires :

$$(1) \begin{cases} x_2 = ax_1 + by_1 + cz_1 \\ y_2 = dx_1 + ey_1 + fz_1 \\ z_2 = gx_1 + hy_1 + iz_1 \end{cases}$$

ou sous forme matricielle : $[M_2] = [T].[M_1]$

La déformation pour un point est décrite par une loi de transformation de coordonnées dans un espace affine, la matrice de la transformation ponctuelle est $[T]$.

Le déplacement de M_1 en M_2 est exprimé par le vecteur $\vec{D}$ (fig. 86) :

$$\begin{aligned} [D] &= [M_2] - [M_1] \\ &= [T].[M_1] - [M_1] \\ &= ([T] - 1).[M_1] \end{aligned}$$

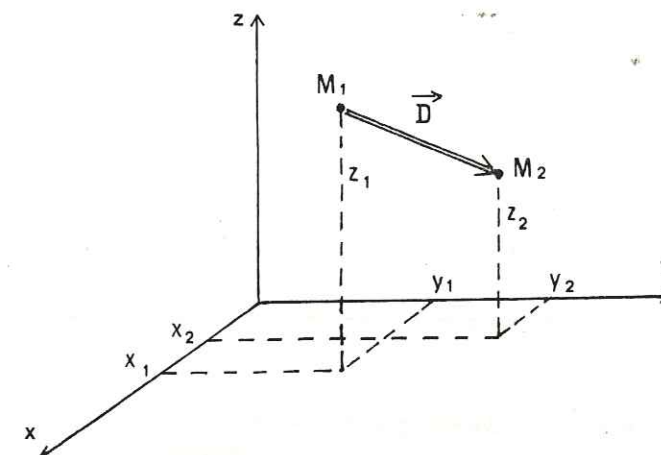


Fig. 86 - Déplacement pour un point.

La connaissance de la matrice $[T]$ de la transformation de coordonnées qui décrit la déformation suffit pour exprimer le déplacement.

B - TRANSFORMATION DE COORDONNÉES HOMOGÈNE POUR 2 POINTS

Si le même système de relations linéaires (1) permet de décrire la déformation d'un deuxième point M'_1 en M'_2 la déformation est homogène pour les deux points M_1 et M'_1 .

La matrice $[T]$ de transformation de coordonnées décrit la déformation homogène pour les deux points M_1 et M'_1 :

$$\begin{aligned} M_1 (x_1, y_1, z_1) &\xrightarrow{[T]} M_2 (x_2, y_2, z_2) \\ M'_1 (x'_1, y'_1, z'_1) &\xrightarrow{[T]} M'_2 (x'_2, y'_2, z'_2) \end{aligned}$$

$$\text{ou } [M_2] = [T] \cdot [M_1], [M'_2] = [T] \cdot [M'_1].$$

Un moyen habituel de quantifier la déformation est de comparer les longueurs avant et après déformation (fig. 87).

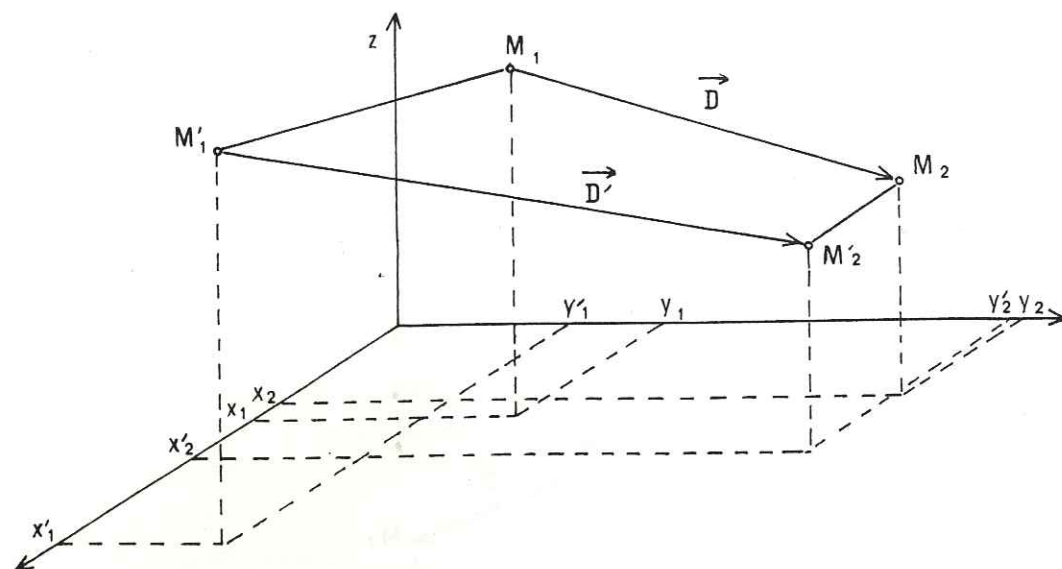


Fig. 87 - Transformation de coordonnées homogène pour 2 points.

La longueur L_1 du segment $M_1M'_1$ est donnée par la relation :

$$L_1 = \sqrt{(x_1 - x'_1)^2 + (y_1 - y'_1)^2 + (z_1 - z'_1)^2}$$

et celle du segment $M_2M'_2$ par :

$$L_2 = \sqrt{(x_2 - x'_2)^2 + (y_2 - y'_2)^2 + (z_2 - z'_2)^2}$$

ou en notation matricielle condensée :

$$L_1^2 = {}^t([M'_1] - [M_1]) \cdot ([M'_1] - [M_1])$$

$$L_2^2 = {}^t([M'_2] - [M_2]) \cdot ([M'_2] - [M_2])$$

En remplaçant $[M_2]$ par $[T] \cdot [M_1]$ et $[M'_2]$ par $[T] \cdot [M'_1]$ on peut alors exprimer la variation de longueur $\epsilon = (L_2 - L_1) / L_1$ (RAMSAY, 1967) uniquement à l'aide de coordonnées initiales de M_1 et M'_1 et de la matrice de transformation de coordonnées $[T]$.

Le changement d'orientation : l'angle entre $M_1M'_1$ et $M_2M'_2$ peut également être calculé en normant les coordonnées des segments respectivement par leurs longueurs L_1 et L_2 ; le produit scalaire des deux vecteurs $\vec{M_1M'_1}$ et $\vec{M_2M'_2}$ normés a pour résultat le cosinus de l'angle α entre les deux vecteurs :

$$\cos \alpha = (1/L_1 L_2) {}^t([M'_2] - [M_2]) \cdot ([M'_1] - [M_1])$$

Il est possible, connaissant la matrice de transformation de coordonnées $[T]$, de calculer la variation de longueur et le changement d'orientation d'un segment, d'exprimer la déformation homogène d'un bi-point.

C - TRANSFORMATION DE COORDONNEES HOMOGENE POUR UN ENSEMBLE DE POINTS

Si le même système de relations linéaires représenté par la matrice $[T]$ permet d'exprimer la variation de positions relatives de l'ensemble des points d'un objet R_0 déformé en R_1 , la déformation est homogène. Le meilleur moyen de visualiser cette déformation homogène finie est de construire le champ des vecteurs déplacement ($\vec{D}$) reliant les points $M_1, M'_1, M''_1 \dots$ de l'état initial respectivement aux points $M_2, M'_2, M''_2 \dots$ de l'état final (fig. 88).

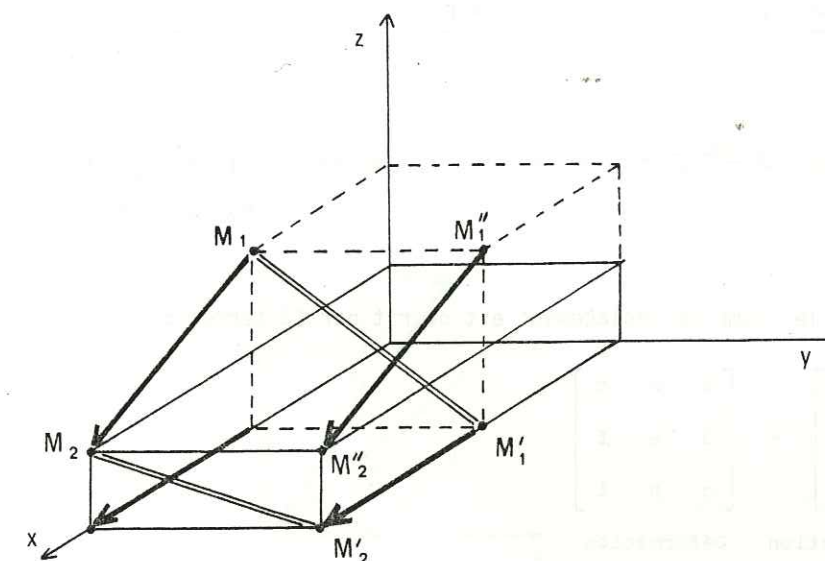


Fig. 88 - Déformation homogène et champ de déplacement.

$$[T] = \begin{bmatrix} 2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0.5 \end{bmatrix} \begin{array}{l} - \text{cube initial en pointillé} \\ - \text{état final en trait plein} \\ - \text{déplacement des sommets du cube initial, flèche} \\ - \text{changement de longueur et d'orientation de } M_1M'_1 \text{ en } M_2M'_2, \text{ double barre.} \end{array}$$

Le champ des vecteurs de déplacement peut être entièrement défini par la matrice de transformation de coordonnées $[T]$ car la matrice $[T]$ permet d'exprimer la variation de position relative de deux points (donc 2 à 2 d'une infinité de points), ainsi que le changement d'orientation du segment qu'ils définissent.

On peut conclure qu'une déformation homogène finie représentée par un champ de vecteurs de déplacement est entièrement décrite par une matrice $[T]$ de transformation de coordonnées.

La matrice $[T]$ est identique pour tous les points d'un lieu géométrique : la déformation est homogène. Dans le cas général, une déformation homogène se décompose pour un solide donné en (exemple en 2 dimensions, fig. 89) :

- une translation d'ensemble,
- une déformation, décomposable en rotation d'ensemble et distorsion.

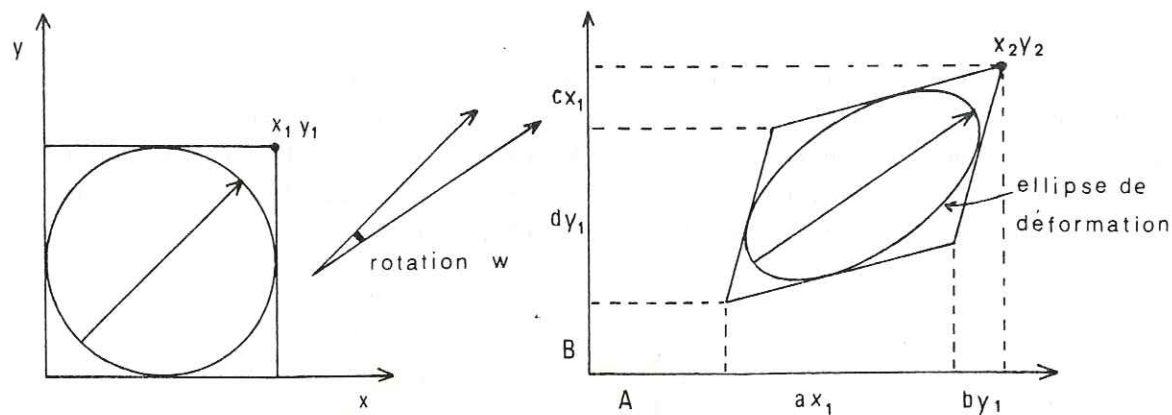


Fig. 89 - Déformation en deux dimensions $[\delta] = \begin{bmatrix} A \\ B \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} a & b \\ c & d \end{bmatrix}$
Translation Déformation

En trois dimensions le champ de déplacement est décrit par 12 termes :

$$[\delta] = \begin{bmatrix} A \\ B \\ C \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} a & b & c \\ d & e & f \\ g & h & i \end{bmatrix}$$

Translation Déformation

soient 3 termes pour la translation et 9 termes pour la déformation qui se décomposent en 3 pour la rotation d'ensemble et 6 pour la distorsion. Cette distorsion qui est en général seule accessible au géologue étudiant des cas naturels, se traduit notamment par des changements de longueur et d'orientation des lignes (fig. 89).

Elle peut être comme on le sait, visualisée par la transformation d'une sphère unitaire en ellipsoïde (FLINN, 1962) ; ceci est décrit comme on le verra par $[D] = {}^t[T^{-1}].[T^{-1}]$.

Jusqu'ici on a décrit l'état final en fonction de l'état initial (formulation Lagrangienne). Il est possible, réciproquement de décrire l'état initial en fonction de l'état final (formulation eulérienne) : la transformation est exprimée par $[T^{-1}]$, le champ de déplacement inverse par $[\delta^{-1}]$

décomposable en translation inverse :

- A
- B
- C

rotation inverse, et distorsion inverse $[D^{-1}] = [T].{}^t[T]$.

En résumé, il est important de bien distinguer pour une déformation homogène les matrices (tenseurs) de transformation de coordonnées encore appelées gradient de déformation $[T]$ du déplacement $[\delta]$ et de la distorsion $[D]$. Comme on le verra, la définition des transformations de coordonnées ou des déplacements permet de déterminer la distorsion en tout point.

Inversement, la connaissance (la mesure) de la distorsion ne permet pas de préciser toute la déformation : le géologue de terrain n'a en général accès qu'à une partie de l'information.

II - DÉFORMATION DE PLANS ET DE SPHÈRES : DÉFINITIONS DE LA DÉFORMATION HOMOGÈNE FINIE

A - DÉFORMATION DE PLANS

Soit, dans un espace à trois dimensions une famille de plans parallèles définis par le vecteur unitaire $\vec{u}_1$ porté par leur normale (fig. 91).

$[u_1] = [l_1 \ m_1 \ n_1]$, où l_1, m_1, n_1 sont les cosinus directeurs de $\vec{u}_1$ (fig. 90).

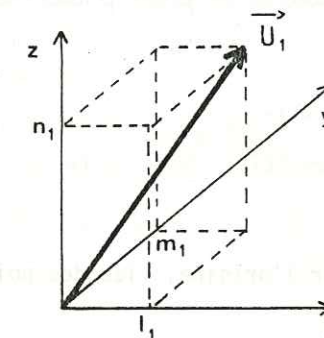


Fig. 90 - Cosinus directeurs d'un vecteur unitaire.

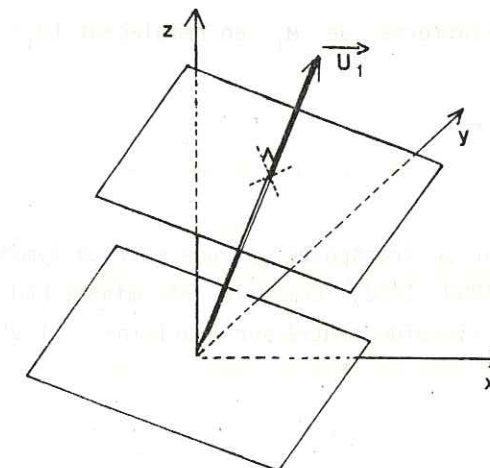


Fig. 91 - Famille de plans parallèles orthogonaux à $\vec{u}_1$.

Tout point $M_1 (x_1, y_1, z_1)$ de l'un de ces plans vérifie :

${}^t[M_1].[U_1] = c$ où c est une constante dépendant du plan considéré ($c = 0$ pour un plan passant par l'origine).

Appliquons au point M_1 une transformation de coordonnées homogène $[T]$. On obtient :

$$[M_2] = [T].[M_1].$$

En remplaçant $[M_1]$ par sa valeur $[T^{-1}].[M_2]$ dans l'équation des plans initiaux :

$${}^t[M_2].\underbrace{{}^t[T^{-1}].[U_1]}_{[U_2]} = c$$

Le vecteur $\vec{v}_2$, colinéaire au vecteur unitaire $\vec{u}_2$, a pour longueur $\frac{1}{|T|}$ où $|T|$ est le déterminant de $[T]$.

Les points M_2 transformés de M_1 appartiennent ainsi à une nouvelle famille de plans parallèles entre eux et vérifiant :

$${}^t[M_2].[U_2] = c.|T|$$

On retrouve ainsi une autre définition classique de la déformation homogène :

"Une déformation homogène transforme une famille de plans parallèles en une nouvelle famille de plans parallèles".

B - DEFORMATION D'UNE SPHERE

Considérons une sphère unitaire, centrée sur l'origine, lieu des points M_1 vérifiant :

$${}^t[M_1].[M_1] = 1$$

Soit $[T]$ la transformation homogène

$$[M_2] = [T].[M_1]$$

On trouve le lieu des points M_2 transformés de M_1 en remplaçant $[M_1]$ par $[T^{-1}].[M_2]$ dans l'équation de la sphère initiale :

$${}^t[M_2].\underbrace{{}^t[T^{-1}].[T^{-1}]}_{[D]}.[M_2] = 1$$

Le produit d'une matrice carrée par sa transposée est une matrice symétrique à laquelle correspond une quadrique (cf. ALLENBACH et CARON, 1982). Comme le déterminant $|D|$ de $[D]$, égal à $|T^{-1}|^2$ est positif, cette quadrique est un ellipsoïde centré sur l'origine : il s'agit de l'ellipsoïde de distorsion (fig. 92).

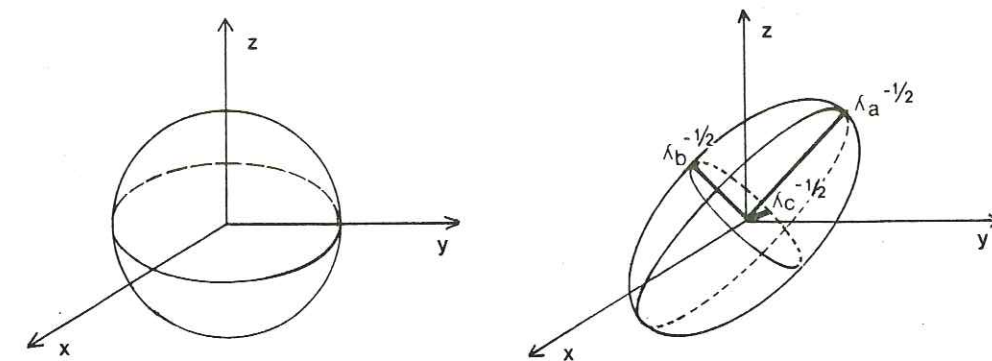


Fig. 92 - Déformation homogène d'une sphère.

On retrouve ainsi une troisième définition de la déformation homogène : "une déformation homogène transforme une sphère en ellipsoïde".

Les valeurs des demi-axes de l'ellipsoïde de distorsion sont $\lambda_a^{-1/2}$, $\lambda_b^{-1/2}$, $\lambda_c^{-1/2}$, où λ_a , λ_b , λ_c sont les trois valeurs propres de la matrice $[D]$. Les axes de l'ellipsoïde sont portés par les trois vecteurs propres correspondants $\vec{u}_a$, $\vec{u}_b$, $\vec{u}_c$.

Le volume de l'ellipsoïde est égal à $4/3.\pi.(\lambda_a.\lambda_b.\lambda_c)^{-1/2}$. La variation de volume de l'ellipsoïde par rapport à la sphère initiale (RAMSAY et WOOD, 1973) est donc :

$$\begin{aligned}\Delta V &= (\lambda_a.\lambda_b.\lambda_c)^{-1/2} & \Delta V &= V_e/V_s \\ &= |D|^{-1/2} \\ &= |T|\end{aligned}$$

Il faut enfin remarquer que la distorsion est caractérisée par une matrice $[D]$ symétrique, c'est-à-dire par 6 paramètres indépendants :

$$\begin{bmatrix} A & B & C \\ B & E & F \\ C & F & I \end{bmatrix}$$

On peut en effet caractériser l'ellipsoïde de distorsion par :

- les valeurs des trois demi-axes (3 paramètres),
- l'orientation du plus grand demi-axe (trois cosinus directeurs, c'est-à-dire 2 paramètres indépendants),
- l'orientation du plus petit demi-axe dans le plan perpendiculaire au plus grand demi-axe (1 paramètre supplémentaire).

Il est clair que l'on perd ainsi dans la connaissance de l'ellipsoïde de distorsion, une information par rapport aux 9 paramètres qui décrivent la déformation : les trois paramètres manquants correspondent comme on va le voir, à la partie "rotationnelle" de la déformation.

III - DÉCOMPOSITION OU FACTORISATION DE LA DEFORMATION

Soit une transformation quelconque représentée par la matrice $[T]$. Il peut-être utile, à des fins de visualisation ou de calcul, de décomposer cette transformation en une suite de transformations simples, c'est-à-dire de factoriser la matrice $[T]$ en un produit à gauche de matrices élémentaires (ELLIOT, 1972 ; FLINN, 1979, 1980).

A - CHANGEMENT DE REPERE POUR UNE DISTORSION

Nous avons vu que toute distorsion est décrite par une matrice carrée symétrique $[D]$. On sait, (ALLENBACH et CARON, 1982) qu'il existe pour toute matrice de ce type, une base dans laquelle l'écriture de la matrice se simplifie sous forme diagonale $[D_D]$.

Ceci revient à rapporter l'équation de l'ellipsoïde à ses axes, moyennant un changement de repère. La formule de diagonalisation est :

$$[D_D] = [\alpha^{-1}] \cdot [D] \cdot [\alpha]$$

$$\Leftrightarrow [D] = [\alpha] \cdot [D_D] \cdot [\alpha^{-1}]$$

où $[\alpha]$ est la matrice orthogonale dont les colonnes sont occupées par les cosinus directeurs des vecteurs propres de la matrice :

$\vec{u}_a, \vec{u}_b, \vec{u}_c$ (rotation qui, dans le sens direct amène les axes du repère initial en coïncidence avec les directions propres de la matrice (fig. 93 dans le plan)

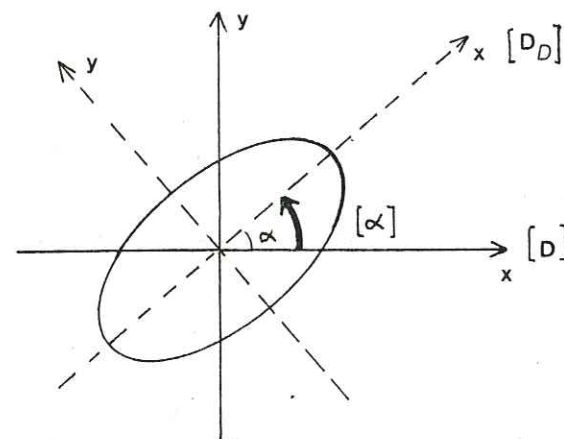


Fig. 93 - Diagonalisation en deux dimensions.

B - DECOMPOSITION DE DEFORMATIONS PLANES

1. "PURE SHEAR" ET "SIMPLE SHEAR"

Il existe deux types de transformations planes d'écriture simple dans un repère donné : le "pure shear" et le "simple shear".

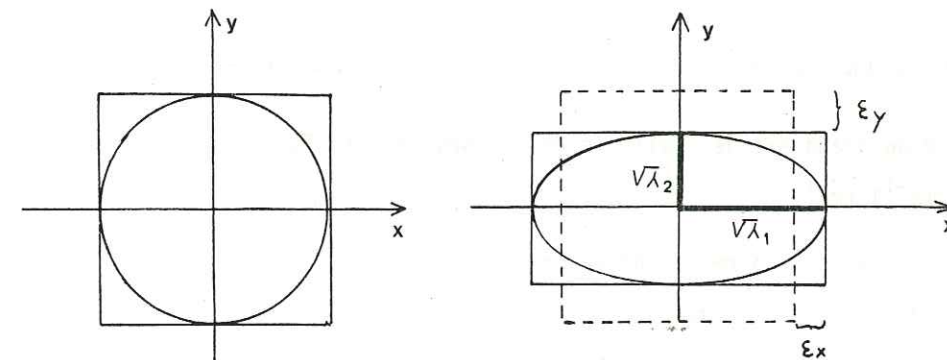


Fig. 94 - "Pure shear".

$$[P] = \begin{bmatrix} \sqrt{\lambda_1} & 0 \\ 0 & \sqrt{\lambda_2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 + \epsilon_x & 0 \\ 0 & 1 + \epsilon_y \end{bmatrix}$$

Les lignes portées par les axes de coordonnées sont invariantes en direction, mais pas en longueur, au cours de la transformation (fig. 94).

$$\text{Distorsion } [D] = {}^t[P^{-1}] \cdot [P^{-1}] = \begin{bmatrix} 1/\lambda_1 & 0 \\ 0 & 1/\lambda_2 \end{bmatrix}$$

Un "pure shear" suivant des directions inclinées sur les axes de coordonnées est décrit par une matrice symétrique non diagonale.

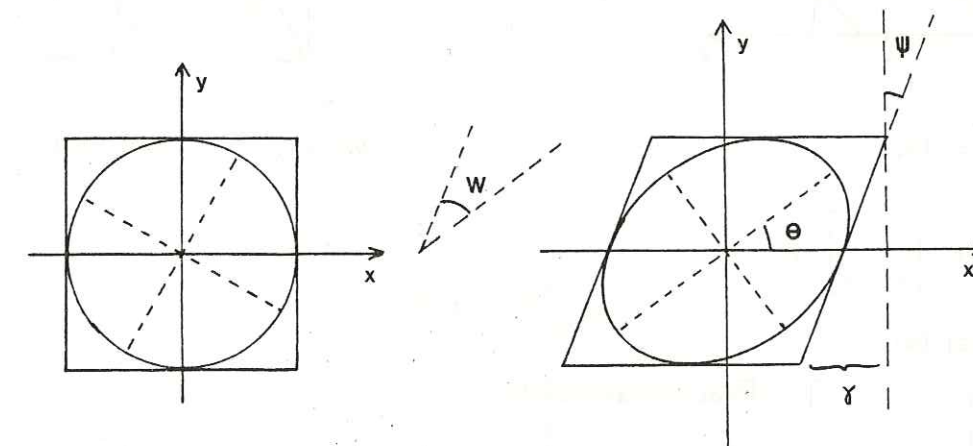


Fig. 95 - "Simple shear".

$$[S] = \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \operatorname{tg} \psi \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$$

Les lignes parallèles à l'axe des abscisses restent invariantes en direction et en longueur (fig. 95).
Les axes de l'ellipse de distorsion ne sont pas parallèles aux axes de coordonnées, et proviennent de la transformation de rayons du cercle qui ne leur sont pas colinéaires.

2. DECOMPOSITION D'UN "SIMPLE SHEAR" EN "PURE SHEAR" ET ROTATIONS

Soit M_2 l'extrémité du grand axe de l'ellipse de distorsion (fig. 96a) :

$$[D] = {}^t[S^{-1}].[S^{-1}]$$

On peut passer de M_1 à M_2 soit directement par :

$$[M_2] = [S].[M_1] \quad (\text{fig. 96a})$$

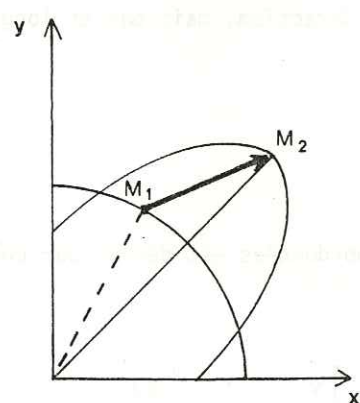
soit en effectuant d'abord une rotation de $-\omega$ de M_1 à M'_1 puis un "pure shear" de M'_1 à M_2

($[\omega]$ est une matrice de rotation d'angle ω) $[M_2] = [P].[-\omega].[M_1]$ (fig. 96 b),

ce qui revient à factoriser :

$$[S] = [P].[-\omega]$$

Fig. 96a et 96b - Factorisation d'un "simple shear".

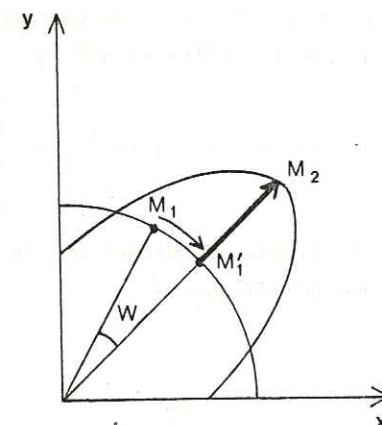


$$a) [M_2] = [S].[M_1]$$

$$\text{Pour } [S] \text{ donné } \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix},$$

$$[P] = [S].[\omega]$$

$$\Leftrightarrow \begin{bmatrix} a & b \\ b & d \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \cos \omega & -\sin \omega \\ \sin \omega & \cos \omega \end{bmatrix}$$



$$b) [M_2] = [P].[-\omega].[M_1]$$

$$a = \cos \omega + \gamma \sin \omega$$

$$\Leftrightarrow b = -\sin \omega + \gamma \cos \omega = \sin \omega$$

$$d = \cos \omega$$

$$\operatorname{tg} \omega = \gamma/2$$

$$a = (\gamma^2 + 2) / \sqrt{\gamma^2 + 4}$$

$$\Leftrightarrow$$

$$b = \gamma / \sqrt{\gamma^2 + 4}$$

$$d = 2 / \sqrt{\gamma^2 + 4}$$

$$[P] = \left(1 / \sqrt{\gamma^2 + 4} \right) \cdot \begin{bmatrix} \gamma^2 + 2 & \gamma \\ \gamma & 2 \end{bmatrix}$$

$$\Leftrightarrow$$

$$[\omega] = \left(1 / \sqrt{\gamma^2 + 4} \right) \cdot \begin{bmatrix} 2 & -\gamma \\ \gamma & 2 \end{bmatrix}$$

résultat classique (cf. par exemple RAMSAY, 1967 ; HOBBS et al., 1976).

3. DECOMPOSITION DE LA DEFORMATION PLANE

Cette factorisation peut être appliquée à toute transformation plane quelconque $[T] = \begin{bmatrix} a & b \\ c & d \end{bmatrix}$, que l'on peut décomposer en :

- une rotation d'ensemble $[-\omega]$
- un "pure shear" suivant des directions en général inclinées sur les axes de coordonnées :

$$[T] = [P].[-\omega]$$

$[P]$ est elle-même diagonalisable

$$[P] = [\alpha^{-1}].[P_D].[\alpha], \text{ si bien que :}$$

$$[T] = [\alpha^{-1}].[P_D].[\alpha].[-\omega] \quad (\text{fig. 97})$$

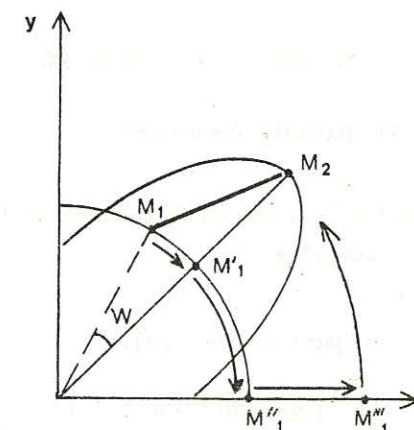
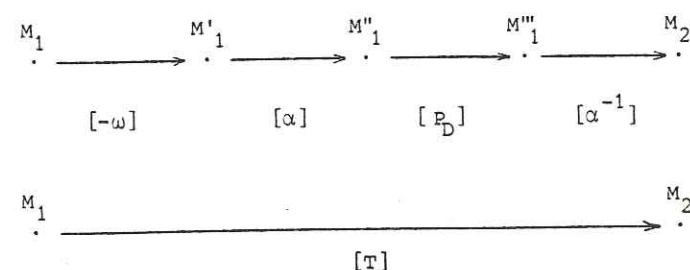


Fig. 97 - Factorisation de la transformation plane.



Ainsi toute transformation représentée par une *matrice carrée asymétrique* est dite "rotationnelle", alors qu'une transformation représentée par une *matrice carrée symétrique* est "non rotationnelle".

La rotation en question (ω) est celle qui donne les directions des demi-axes de l'ellipse de distortion à partir des rayons du cercle initial dont proviennent ces axes. Ce sont les seules directions orthogonales dans l'état final qui proviennent de directions également orthogonales dans l'état initial.

Il faut souligner que l'ellipse de distortion seule ne fournit pas d'information sur la part rotationnelle de la déformation : la considération des lieux géométriques fait perdre une information par rapport aux données sur les transformations de points.

En effet par exemple dans le cas du "simple shear" ci-dessus, M_1 est sur le cercle unité de départ :

$${}^t[M_1].[M_1] = 1$$

le lieu de $[M_2] = [S].[M_1]$ est tel que

$${}^t[M_2].{}^t[S^{-1}].[S^{-1}].[M_2] = 1$$

or $[S] = [P].[-\omega]$, et donc

$${}^t[M_2].{}^t[P^{-1}].{}^t[-\omega^{-1}].{}^t[-\omega^{-1}].[P^{-1}].[M_2] = 1$$

$[I]$ par définition des matrices orthogonales.

Le lieu des points M_2 transformés de M_1 par $[S]$ (déformation rotationnelle) est donc le même que le lieu des points M_2 transformés de M'_1 par $[P]$ (transformation non rotationnelle).

C - DECOMPOSITION DE DEFORMATIONS TRIDIMENSIONNELLES

Le même résultat est valable dans l'espace à 3 dimensions: toute transformation représentée par une matrice 3 x 3 asymétrique $[T]$ peut être décomposée en :

- une rotation d'ensemble $[\omega]$,
- une déformation non rotationnelle ou "pure strain" $[P]$.

En effet $[M_2] = [T].[M_1]$, et $[D] = {}^t[T^{-1}].[T^{-1}]$ qui correspond à l'ellipsoïde de distortion.

$[D]$ est symétrique donc diagonalisable

$$[D] = [\alpha^{-1}].[D_D].[\alpha], \text{ avec :}$$

$$[D_D] = \begin{bmatrix} \lambda_a & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_b & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_c \end{bmatrix}, \text{ posons } [\Sigma] = \begin{bmatrix} \lambda_a^{-1/2} & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_b^{-1/2} & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_c^{-1/2} \end{bmatrix}$$

$$\text{soit } [\Sigma]^{-2} = [D_D].$$

Posons de plus $[\beta] = [\Sigma].[\alpha].{}^t[T^{-1}]$.

On peut vérifier que $[\beta]$ est une matrice de rotation (orthogonale) :

$${}^t[\beta].[\beta] = [T^{-1}].[\alpha^{-1}].{}^t[\Sigma].[\Sigma].[\alpha].{}^t[T^{-1}]$$

$$\text{où } {}^t[\alpha^{-1}].{}^t[\Sigma].[\Sigma].[\alpha] = [D^{-1}] = [T].{}^t[T]$$

$$\text{donc } {}^t[\beta].[\beta] = [T^{-1}].[T].{}^t[T].{}^t[T^{-1}] = [I] \text{ CQFD}$$

On a donc ${}^t[T^{-1}] = [\alpha^{-1}].[E^{-1}].[\beta]$

$$\text{soit } [T] = [\alpha^{-1}].[E].[\beta]$$

$$\text{ou encore } [T] = [\alpha^{-1}].[E].[\alpha] \quad [\alpha^{-1}].[\beta]$$

Pure strain Rotation

$$= [P].[\omega].$$

Remarque : cette factorisation est une simple commodité de calcul ou de représentation : on décompose une déformation quelconque en rotation d'ensemble et déformation non rotationnelle (qui peut elle-même être diagonalisable).

Il s'agit d'une décomposition particulière parmi une infinité d'autres possibles, et il n'y a aucune raison pour que cette opération reflète le déroulement effectif des déformations successives.

Cette factorisation ne représente donc pas, sauf cas particulier extrêmement improbable, l'histoire des déformations.

IV - DÉFORMATION DE DROITES ET DE PLANS

Sauf pour quelques orientations initiales particulières, les lignes et les plans subissent au cours de la déformation, des changements d'orientation et de dimensions.

A - DEFORMATION DE DROITES

Soit un point $M_1 (x_1, y_1, z_1)$ appartenant à une droite définie par son vecteur unitaire $\vec{u}_1 (l_1, m_1, n_1)$.

$$[M_1] = \rho_1 [u_1] \text{ où } \rho_1 \text{ mesure } \overline{OM_1}$$

La transformation correspondant à $[T]$ fait passer M_1 à M_2 par

$$[M_2] = [T].[M_1], \text{ tel que}$$

$$[M_2] = \rho_2.[U_2].$$

Les changements de longueur sont donnés par ρ_2^2 / ρ_1^2 , où

$$\rho_1^2 = {}^t[M_1].[M_1]$$

$$\text{et } \rho_2^2 = {}^t[M_2].[M_2] = {}^t[M_1].{}^t[T].[T].[M_1]$$

$$= \rho_1^2.{}^t[U_1].{}^t[T].[T].[U_1]$$

$$\text{d'où } \rho_2^2 / \rho_1^2 = {}^t[U_1].{}^t[T].[T].[U_1]$$

si $[T]$ est symétrique ${}^t[T] = [T]$, et ${}^t[T].[T] = [D^{-1}]$.

La nouvelle orientation de la droite est donnée par

$$[U_2] = (1/\rho_2).[M_2] = (1/\rho_2).[T].[M_1]$$

$$= (\rho_1/\rho_2).[T].[U_1]$$

L'angle θ entre la direction finale et la direction initiale est donné par

$$\cos \theta = {}^t[U_2].[U_1] = (1/\rho_2).{}^t[M_1].[U_1]$$

$$= (\rho_1/\rho_2).{}^t[U_1].[T].[U_1].$$

B - DEFORMATION DE PLANS

Soit un point $M_1(x_1, y_1, z_1)$ situé dans un plan passant par l'origine et défini par sa normale, de vecteur unitaire $\vec{u}_1(1, m, n)$:

$${}^t[M_1].[U_1] = 0$$

Après déformation, $[M_2] = [T].[M_1]$,

$${}^t[M_2].[U_2] = 0$$

$$\text{d'où } {}^t[M_1].[U_1] = 0 = {}^t[M_2].\underbrace{{}^t[T^{-1}].[U_1]}_{[U_2]} = 0$$

La direction de la normale au plan est définie par

$$[U_2] = {}^t[T^{-1}].[U_1]$$

L'angle θ entre les normales initiales et finales est tel que :

$$\cos \theta = {}^t[U_2].[U_1] = {}^t[U_1].[T^{-1}].[U_1]$$

La variation de surface d'un cercle unitaire du plan initial correspond à la surface de l'ellipse, section de l'ellipsoïde de distorsion représentant $[D] = {}^t[T^{-1}].[T^{-1}]$ par un plan normal à $\vec{u}_2$. Ce qui nous amène à traiter le cas général de la section d'un ellipsoïde par un plan.

V - EFFETS EN DEUX DIMENSIONS D'UNE DÉFORMATION TRIDIMENSIONNELLE

Soit un ellipsoïde représenté par une matrice symétrique :

$$[D] = \begin{bmatrix} A & B & C \\ B & E & F \\ C & F & I \end{bmatrix}$$

Les sections de cet ellipsoïde par les plans orthogonaux respectivement à Ox (Ex), Oy (Ey), Oz (Ez) sont obtenus en annulant les composantes correspondantes (fig.98).

$$\text{Soit } [Ex] = \begin{bmatrix} E & F \\ F & I \end{bmatrix}$$

$$[Ey] = \begin{bmatrix} A & C \\ C & I \end{bmatrix}$$

$$[Ez] = \begin{bmatrix} A & B \\ B & E \end{bmatrix}$$

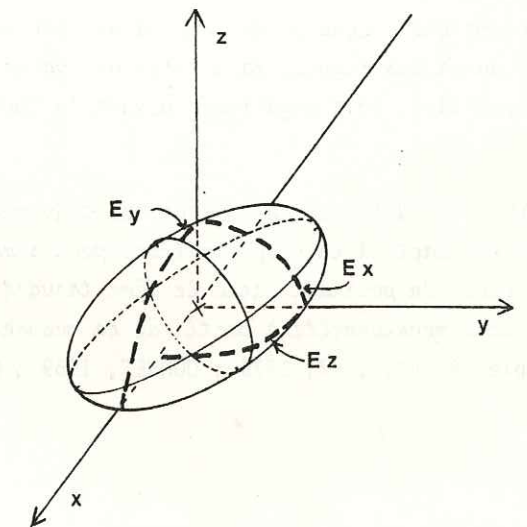


Fig. 98 - Sections perpendiculaires aux axes d'un ellipsoïde d'orientation quelconque.

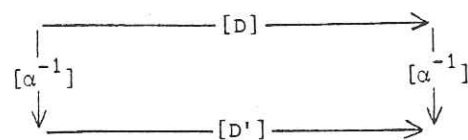
Pour obtenir la section par un plan quelconque normal à $\vec{u}(1, m, n)$, il suffit d'effectuer un changement de repère amenant par exemple $\vec{u}$ selon oz , ce qui nous ramène au cas précédent (fig.98).

Soit $[\alpha]$ la matrice de cette rotation qui amène $\vec{u}$ en z :

$$[\alpha] = \begin{bmatrix} m/\sqrt{1^2+m^2} & 1n/\sqrt{1^2+m^2} & 1 \\ -1/\sqrt{1^2+m^2} & mn/\sqrt{1^2+m^2} & m \\ 0 & -\sqrt{1^2+m^2} & n \end{bmatrix}$$

$$\text{et } [D'] = [\alpha^{-1}].[D].[\alpha]$$

ce que l'on schématise de la façon suivante :



avec $[D'] = \begin{bmatrix} A' & B' & C' \\ B' & E' & F' \\ C' & F' & I' \end{bmatrix}$

d'où l'équation de la section de l'ellipsoïde par le plan normal à $\vec{u}$ changé de repère est donnée par la matrice $[E'z]$

$$[E'z] = \begin{bmatrix} A' & B' \\ B' & E' \end{bmatrix}$$

et la variation de surface $\Delta S = |E'z|^{1/2}$

Il est ainsi important de souligner que, sauf cas particulier, une déformation tridimensionnelle isovolume quelconque produira dans un plan donné non seulement une réorientation et un changement de longueur des lignes, mais aussi une variation de surface. Cette variation de surface ΔS sera soit positive, soit négative, suivant la forme de l'ellipsoïde et l'orientation du plan de section.

BILAN : On dispose ainsi, pour les déformations homogènes finies tridimensionnelles, d'un outil cohérent adapté à la programmation, pour simuler les effets de la déformation sur les lignes et les plans. On pourrait faire le même travail pour le problème inverse : évaluation de la déformation tridimensionnelle à partir de la mesure d'objets linéaires ou planaires déformés (cf. par exemple RAMSAY, 1967, 1976 ; DUNNET, 1969 ; MILTON, 1980 ; SIDDANS, 1980).

Chapitre IV

MODÉLISATION DE LA DÉFORMATION DES LINÉATIONS AUTOUR DES PLIS MINEURS : UNE MÉTHODE DE QUANTIFICATION DE LA DÉFORMATION HOMOGÈNE FINIE

Chapitre IV

MODÉLISATION DE LA DÉFORMATION DES LINÉATIONS AUTOUR DES PLIS MINEURS : UNE MÉTHODE DE QUANTIFICATION DE LA DÉFORMATION HOMOGENÈNE FINIE

Dans les terrains polymétamorphiques comme les "Schistes lustrés" des Alpes occidentales, les marqueurs classiques de la déformation finie sont rares. L'étude de la déformation passe par la recherche de nouveaux marqueurs.

Deux types de structures très répandues, les plis mineurs (décimétriques à métriques) et les linéations déformées autour de ces plis sont utilisés ici comme marqueurs de la déformation finie.

Une quantification de la déformation est envisagée par comparaison de figures théoriques que l'on a simulées et de cas naturels de linéations déformées autour de plis.

I - LE MODÈLE

A - HYPOTHESES ET FONDEMENTS THEORIQUES

Le modèle proposé est fondé sur une décomposition de la genèse de certains plis en deux étapes : flexion puis déformation homogène.

1. FLEXION

Pour des plis concentriques nés par flexion, une linéation déformée (antérieure à la naissance du pli) fait un angle constant θ avec l'axe du pli (fig. 99). Le lieu des directions de la linéation déformée est une portion de cône (le lieu des linéations est une hélice) Ceci se traduit en projection stéréographique conforme (équiangle) par la disposition des linéations déformées sur un petit cercle (fig. 99).

Les niveaux compétents d'un matériel plissé par flexion (buckling) forment des plis concentriques 1B (RAMSAY, 1962, 1967). Leur épaisseur orthogonale t_α est constante et égale à l'épaisseur en charnière t_0 (fig. 100).

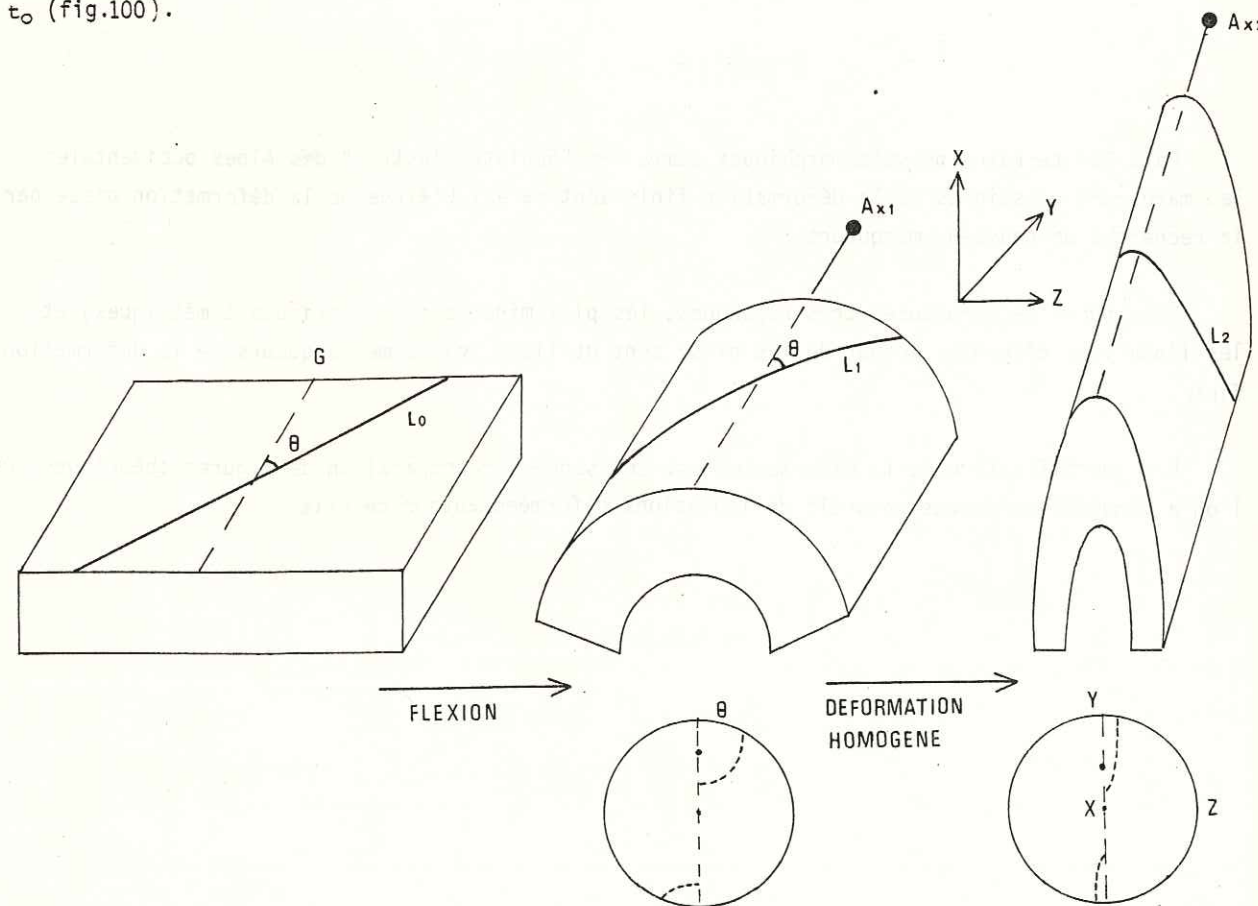


Fig. 99 - Décomposition de la genèse des plis simulés.

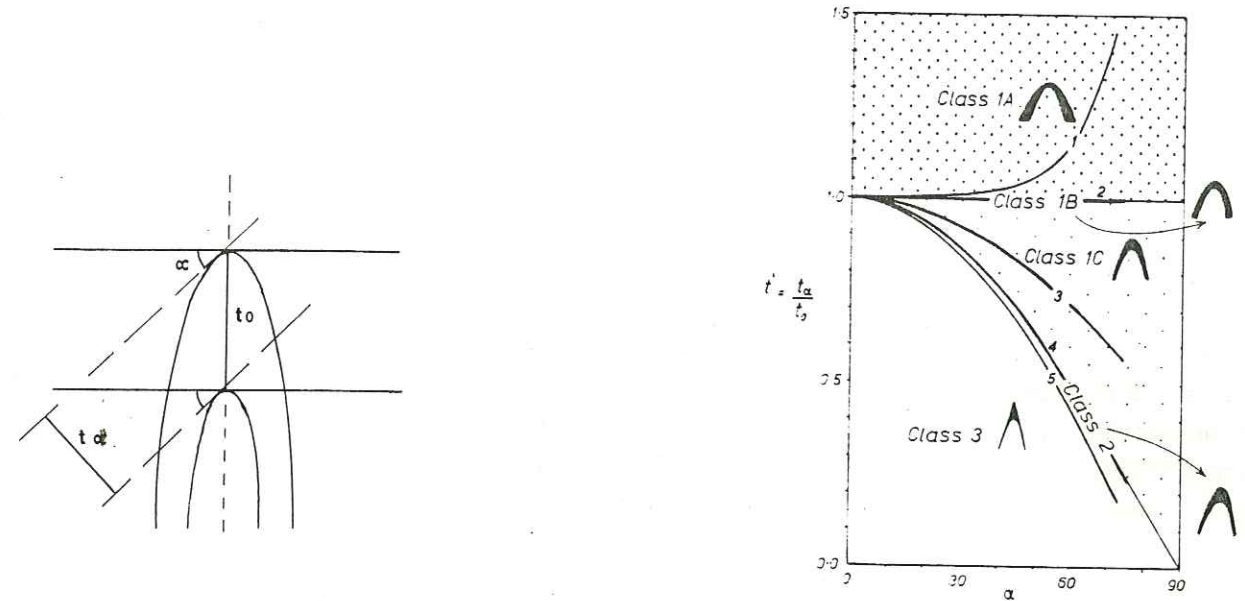


Fig. 100 - Mesure des épaisseurs orthogonales et abaque correspondante pour les différentes classes de plis (RAMSAY, 1967).

2. DEFORMATION HOMOGÈNE

Une déformation homogène affectant un pli né par flexion en réoriente les éléments structuraux linéaires et planaires (RAMSAY, 1967 ; HUDLESTON, 1973). L'axe du pli est réorienté vers la direction d'étirement x (ESHER et WATTERSON, 1974 ; SANDERSON, 1973), le plan axial du pli tend à se paralléliser avec le plan d'aplatissement xy. (Si les éléments de symétrie du pli ne sont pas confondus avec les axes de la déformation).

Les linéations faisant initialement un angle constant avec l'axe du pli sont également réorientées et tendent à se paralléliser avec la direction d'étirement x (fig. 99).

B - COMPATIBILITE DU MODELE AVEC LES OBSERVATIONS DE TERRAIN

Dans les Schistes lustrés, les observations de terrain montrent que pour certains plis un tel modèle peut être envisagé.

- Les mesures de profils de plis effectuées montrent que dans de nombreux cas ceux-ci appartiennent à la classe 1C des plis concentriques aplatis.

- Cependant on peut observer, dans les secteurs où la déformation est moins intense, des plis proches de la classe 1B pour lesquels les linéations déformées se disposent sur un petit cercle en projection stéréographique.

- Quand la déformation ultérieure est hétérogène, il existe des charnières préservées où les linéations gardent leur disposition sur un petit cercle, alors que dans les flancs, où la déformation est plus intense elles sont fortement réorientées (cf. chapitre II, § IV, et CARON 1974, 1977, 1979).

DE SITTER (1958) et RAMSAY (1962, 1967) estiment qu'un raccourcissement important d'un niveau compétent uniquement par flexion n'est généralement pas possible. DE SITTER suggère que pour certains plis l'évolution ultérieure de la déformation s'effectue par un mécanisme d'aplatissement (déformation homogène) ; ce type de plis est appelé par RAMSAY (1962) "flattened parallel folds" ou plis concentriques aplatis. La mesure des profils de plis par la méthode des épaisseurs orthogonales permet alors d'estimer la valeur du rapport x/y dans le plan du profil du pli.

C - MISE EN EQUATIONS DU MODELE

Le modèle réalisé permet de simuler sur ordinateur :

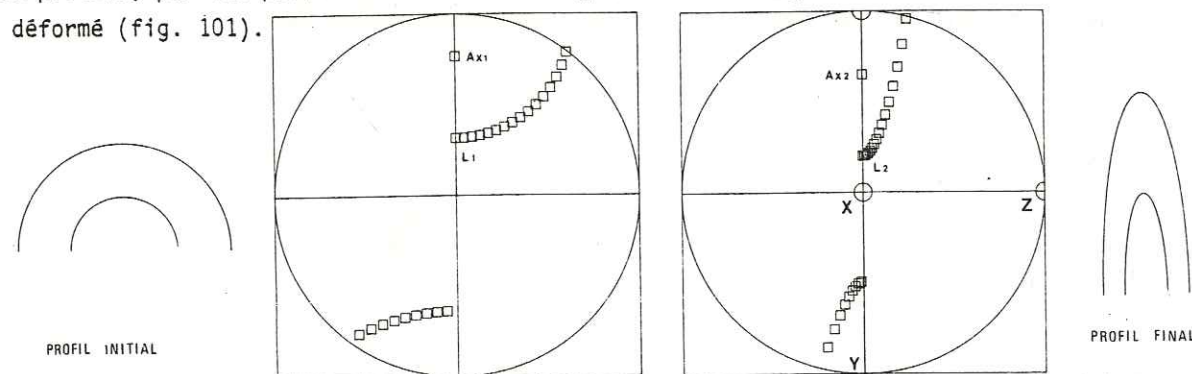
- la réorientation de lignes autour de plis nés par flexion subissant une déformation homogène surimposée,
- l'évolution du profil du pli lors de l'aplatissement surimposé, ainsi que la réorientation des éléments de symétrie du pli.

La mise en équation passe par trois stades successifs.

- L'état initial antérieur à la formation du pli: cet objet est représenté par la génératrice G, la linéation initiale L_0 et l'angle θ entre G et L_0 .

- L'état intermédiaire résultant de la naissance par flexion d'un pli de type concentrique 1B autour de la génératrice G: cet objet est représenté par le petit cercle (formé des pôles des n linéations L_1), par l'axe du pli Ax_1 , par θ l'angle d'ouverture du cône, et par le profil du pli concentrique dont l'épaisseur orthogonale est fixée à 1.

- L'état final obtenu par déformation homogène du pli né par flexion: il est représenté par l'axe du pli Ax_2 , par les pôles des n linéations L_2 (déformées de L_1), et par le profil du pli dans l'état déformé (fig. 101).



X/Y/Z: 5.0/ 3.0/ 1.0

DIRECTION D'ETIREMENT X
Ø 90, W

PLAN XY
Ø 90, W

Fig.101 - Représentation des états initial et final par la table traçante.

1. L'ETAT INITIAL

La mise en équation du modèle est effectuée dans un espace tridimensionnel défini par un repère orthonormé direct (FLINN, 1979). Les trois axes du repère Ox , Oy , Oz sont mis en correspondance avec le repère géographique familier au géologue : Ox horizontal pointe à l'E, Oy horizontal pointe au N et Oz vertical pointe vers le haut.

Dans ce cas, tout élément linéaire L défini par son azimuth A et son plongement P est associé dans l'espace vectoriel de notre repère, à un vecteur unitaire colinéaire dont les trois cosinus directeurs l_0 , m_0 , n_0 sont définis par le système d'équation (1) (fig. 102).

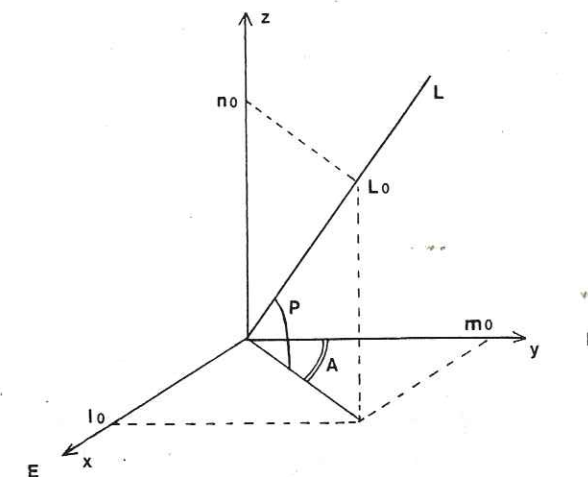


Fig. 102 - Orientation du repère de l'espace vectoriel, décomposition en cosinus directeurs.

$$(1) \quad \begin{aligned} l_0 &= \cos P \cdot \sin A \\ m_0 &= \cos P \cdot \cos A \\ n_0 &= \sin P \end{aligned} \quad \text{avec } l_0^2 + m_0^2 + n_0^2 = 1$$

La déformation de la linéation L_0 en une autre linéation L_1 est représentée par la transformation de coordonnées, écrite sous forme matricielle qui transforme les cosinus directeurs de L_0 (l_0 , m_0 , n_0) en (l_1 , m_1 , n_1), cosinus directeurs de L_1 (après les avoir normés).

La déformation totale simulée par le modèle est décomposée en une suite d'opérations écrites sous forme matricielle condensée, symbolisée sur la figure 103.

$$\begin{aligned} [M_1] &= [T_1] \cdot [L_0] \quad \text{et} \quad [M_1] = \rho_1 [L_1] && \text{"Buckling"} \\ [M_2] &= [T_2] \cdot [L_1] \quad \text{et} \quad [M_2] = \rho_2 [L_2] && \text{"Pure strain"} \end{aligned}$$

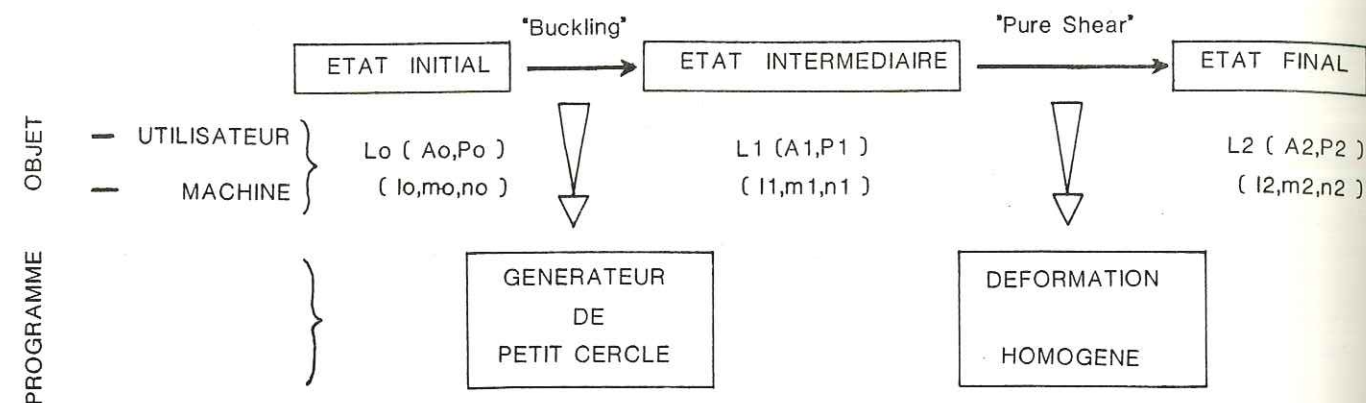


Fig. 103 - Organisation schématique de la simulation.

2. LA FLEXION

L'état intermédiaire après la flexion est représenté par un petit cercle en projection stéréographique (une portion de cône de 180° d'ouverture dans l'espace). L'axe du cône Ax_1 est l'axe du petit cercle et son orientation est celle de la génératrice g (fig.104).

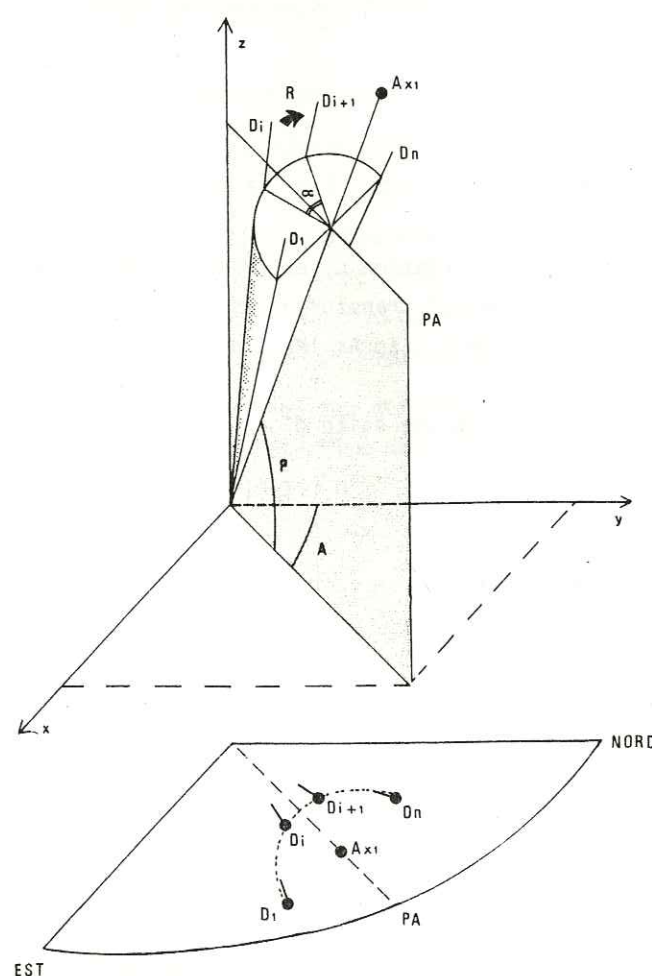


Fig. 104 - Repères géométriques pour la génératrice du petit cercle.

- Ax_1 : axe du pli d'azimut A et de pendage P ,
- PA : plan axial du pli (vertical),
- n : nombre de linéations décrivant la partie du cône,
- α : écart angulaire entre la $i^{\text{ème}}$ et la $(i+1)^{\text{ème}}$ droite du cône,
- R : rotation autour de Ax_1 d'un angle α .

Soit n le nombre de droites choisies pour décrire la portion de cône. Connaissant l'orientation de la première droite D_1 , une rotation R autour de l'axe Ax_1 d'un angle $\alpha = 180/n$ permet de calculer l'orientation des $n-1$ droites restantes.

On est alors ramené au problème (traité dans le paragraphe sur les rotations, ALLENBACH et CARON, 1982) de la recherche de la matrice d'une rotation R connaissant l'angle α de la rotation, l'azimut et le pendage de l'axe de rotation.

Une rotation autour de z d'un angle A $[Rz, A]$, puis une rotation autour de x d'un angle $\pi/2-P$ notée $[Rx, \pi/2-P]$ permettent d'effectuer un changement de repère tel que l'axe du cône Ax_1 devient parallèle avec l'axe z du repère.

Dans ce nouveau repère, la rotation qui permet de générer le petit cercle est appelée R' ; elle s'effectue autour de z d'un angle α et s'écrit :

$$[R'z, \alpha] = \begin{bmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha & 0 \\ \sin \alpha & \cos \alpha & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

$$\text{et } [RAx_1, \alpha] = {}^t[Rz, A] \cdot {}^t[Rx, \pi/2-P] \cdot [R'z, \alpha] \cdot [Rx, \pi/2-P] \cdot [Rz, A]$$

$$\text{avec } [Rz, A] = \begin{bmatrix} \cos A & -\sin A & 0 \\ \sin A & \cos A & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad [Rx, P] = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \sin P & -\cos P \\ 0 & \cos P & \sin P \end{bmatrix}$$

3. LA DEFORMATION HOMOGÈNE

La déformation homogène est définie en orientation par :

- l'orientation de l'axe d'étirement x ,
- l'orientation du plan d'aplatissement xy ;

et en intensité par les valeurs des rapports axiaux $x/y/z$.

La relation entre les rapports axiaux de la déformation et les valeurs des élongations $\sqrt{\lambda_1}, \sqrt{\lambda_2}, \sqrt{\lambda_3}$ est donnée dans le cas d'une déformation isovolume par le système d'équations (2) :

$$(2) \begin{cases} x/y = \sqrt{\lambda_1}/\sqrt{\lambda_2} \\ x/z = \sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_3} \\ \sqrt{\lambda_1} \cdot \sqrt{\lambda_2} \cdot \sqrt{\lambda_3} = 1 \end{cases}$$

$$\text{d'où } \sqrt{\lambda_1} = (x^2/yz)^{1/3}, \quad \sqrt{\lambda_2} = (y^2/xz)^{1/3}, \quad \sqrt{\lambda_3} = (z^2/xy)^{1/3}$$

La matrice correspondant à la transformation diagonalisée (dans le repère rapporté à ses axes) s'écrit :

$$[T_D] = \begin{bmatrix} \sqrt{\lambda_1} & 0 & 0 \\ 0 & \sqrt{\lambda_2} & 0 \\ 0 & 0 & \sqrt{\lambda_3} \end{bmatrix}$$

Il faut la réécrire dans le repère géographique ce qui nécessite en général un changement de base faisant passer $[T_D]$ à $[T]$.

Ce changement de base correspond (cf. Note Technique, ALLENBACH et CARON, 1982) à l'inverse de la rotation $[R_D]$ qui parallélise le plan d'aplatissement xy avec le plan des axes ox et oy du repère et l'axe d'étirement maximum x avec ox donc l'axe intermédiaire y avec oy .

D'où la matrice de rotation $[R_D]$ s'obtient par le produit des rotations :

- $[R_z, Axy]$, rotation autour de l'axe z rapporte le plan xy en N-S (l'angle de rotation est Axy , l'azimut du plan xy).
- $[R_y, Pxy]$, rotation autour de l'axe y rapporte le plan xy à l'horizontale (l'angle de rotation est Pxy le pendage de xy).
- $[R_z, Ax]$, rotation autour de l'axe z permet de paralléliser dans le plan ox, oy , l'axe de déformation x avec ox .

Il faut remarquer que l'azimut de x doit être recalculé en appliquant successivement $[R_z, Axy]$ et $[R_y, Pxy]$ à son orientation initiale avant de calculer $[R_z, Ax]$.

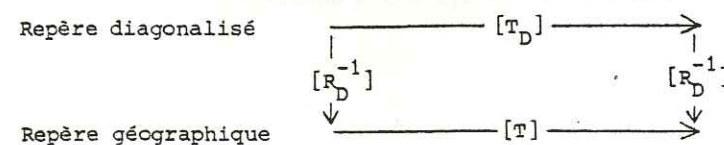
La matrice de diagonalisation $[R_D]$ est alors obtenue en effectuant le produit de ces trois rotations :

$$[R_D] = R_z, Ax \cdot [R_y, Pxy] \cdot [R_z, Axy].$$

D'où l'on calcule $[T]$, la matrice de la déformation dans le repère géographique :

$$\begin{aligned} [T] &= [R_D^{-1}] \cdot [T_D] \cdot [R_D] \\ &= {}^t[R_z, Axy] \cdot {}^t[R_y, Pxy] \cdot {}^t[R_z, Ax] \cdot [T_D] \cdot [R_z, Ax] \cdot [R_y, Pxy] \cdot [R_z, Axy] \end{aligned}$$

Cette équation peut être schématisée de la façon suivante :



Et la déformée L_2 de toute droite L_1 représentée par son vecteur colinéaire unitaire s'écrit :

$$[M_2] = [T] \cdot [L_1]$$

et il faut normer $[L_2] = [M_2] / \bar{M}_2$

La même matrice $[T]$ permet également de déformer des plans représentés par leur normale. La déformée P_2 d'un plan P_1 représenté par le vecteur unitaire colinéaire à sa normale s'écrit : $[P_2] = {}^t[T^{-1}] \cdot [P_1]$ (cf. chap. III).

4. CALCUL DES PROFILS DE PLIS

a. Loi de variation de l'épaisseur en fonction du pendage

La mesure des variations d'épaisseur orthogonale dans une section normale à l'axe d'un pli permet au moyen d'abaques, d'évaluer le rapport des demi-axes x'/y' d'une ellipse (RAMSAY, 1962, 1967 ; HUDLESTON, 1973) (fig. 105). Cette ellipse peut dans les cas favorables, représenter l'ellipse de distorsion dans le plan de mesure.

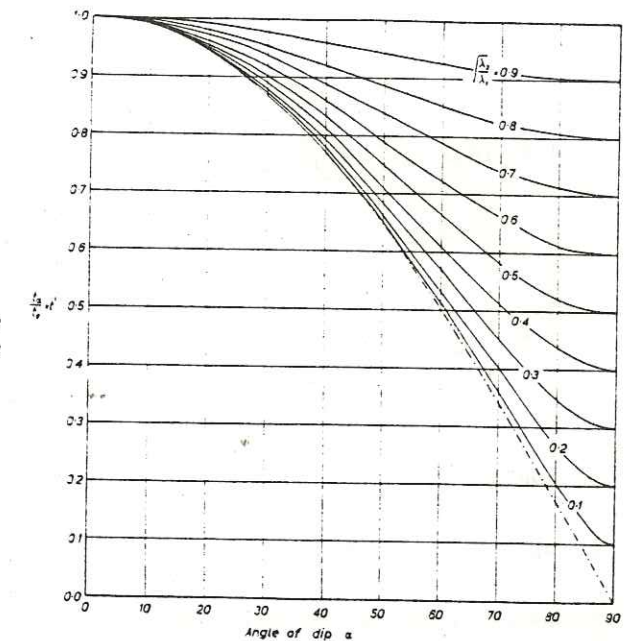


Fig. 105 - Valeur de X/Y dans le plan perpendiculaire à l'axe du pli, en fonction des valeurs de $t' = t_a/t_o$, pour les plis concentriques aplatis (1C) (RAMSAY, 1967).

Inversement, ces abaques ont été construites à partir de la loi de variation de longueur en fonction de l'orientation, dans un plan où l'ellipse de distorsion est donnée. Sous forme matricielle le calcul peut être conduit comme suit.

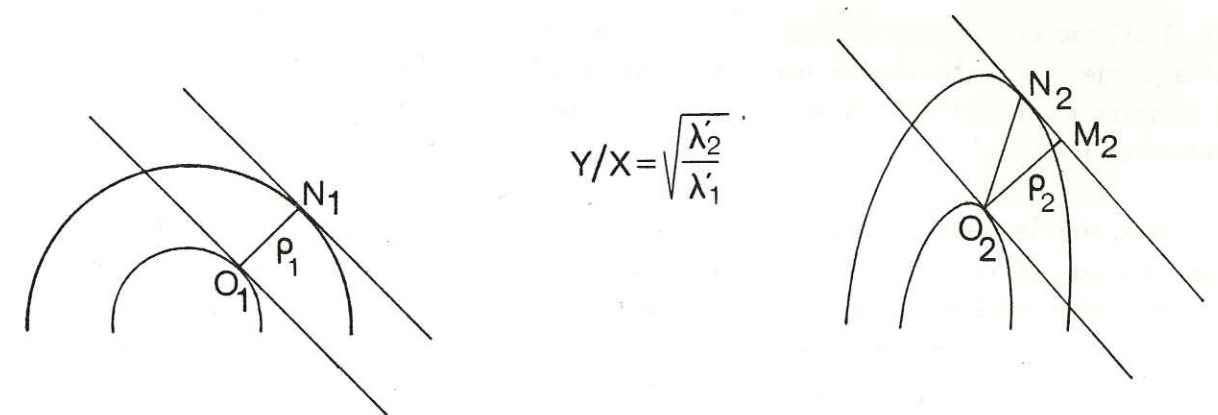


Fig. 106 - Variation de l'épaisseur en fonction du pendage.

Soit, dans l'état initial, deux tangentes de même pendage à un profil de pli isopaque (épaisseur $p_1 = 1$), et N_1 le point de tangence à l'enveloppe externe. Dans l'état final, N_2 est le transformé de N_1 , et p_2 la distance O_2M_2 qui mesure l'épaisseur orthogonale (fig. 106).

Le produit scalaire $\vec{ON}_2 \cdot \vec{OM}_2$ est égal à ρ_2^2 :

$${}^t[N_2] \cdot [M_2] = \rho_2^2$$

Or $[M_2] = \rho_2 [U_2]$, avec $\vec{u}_2$ vecteur unitaire de la direction o_2M_2 , et $[U_2] = [\sin \alpha, \cos \alpha]$. D'où

$${}^t[N_2] \cdot [U_2] = \rho_2$$

ce qui donne $\rho_2^2 = {}^t[U_2] \cdot [N_2] \cdot {}^t[N_2] \cdot [U_2]$.

De plus, $[N_2] = [T] \cdot [N_1]$, avec

$$[T] = \begin{bmatrix} \sqrt{\lambda'_2} & 0 \\ 0 & \sqrt{\lambda'_1} \end{bmatrix}$$

$$\Leftrightarrow \rho_2^2 = {}^t[U_2] \cdot [T] \cdot [N_1] \cdot {}^t[N_1] \cdot {}^t[T] \cdot [U_2]$$

$$= {}^t[U_2] \cdot [T] \cdot {}^t[T] \cdot [U_2] \quad ([N_1] \cdot {}^t[N_1] = 1 \text{ par hypothèse})$$

en développant : $\rho_2^2 = \lambda'_2 \sin^2 \alpha + \lambda'_1 \cos^2 \alpha = t_\alpha^2$

t_α représente la longueur finale suivant x, et donc $t_\alpha^2 = \lambda'_1$.

On obtient ainsi le résultat connu :

$$\begin{aligned} t_\alpha^2 &= \frac{t_\alpha^2}{t_\alpha^2} = \frac{\lambda'_2}{\lambda'_1} \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha \\ &= \frac{\lambda'_2}{\lambda'_1} + (1 - \frac{\lambda'_2}{\lambda'_1}) \cos^2 \alpha. \end{aligned}$$

Toutefois, l'ellipse de demi-axes $\sqrt{\lambda'_1}$ et $\sqrt{\lambda'_2}$ ne représente l'ellipse de distorsion ${}^t[T^{-1}] \cdot [T^{-1}]$ que si elle provient de la transformation d'un cercle dans l'état initial. C'est-à-dire que, dans le plan P_1 initial qui deviendra, dans l'état déformé, le plan P_2 perpendiculaire à l'axe du pli, le pli doit être isopaque.

Ceci n'est vrai dans le modèle utilisé que si le plan P_2 normal à l'axe final est issu d'un plan déjà normal à l'axe initial, c'est-à-dire si les éléments géométriques de l'ellipsoïde de distorsion sont parallèles aux éléments géométriques du pli (par exemple xy suivant le plan axial, et y suivant l'axe). Dans ces conditions, ni l'axe ni son plan orthogonal ne pivotent au cours de la déformation. Il est clair que, dans le cas de plis naturels ce cas est peu fréquent.

Dans le cas général, l'ellipse obtenue par la mesure de $t_\alpha = f(\alpha)$ représente la transformée d'une ellipse, et non pas d'un cercle (fig.107) dans l'état initial. Il faut donc connaître l'ellipse initiale pour déduire l'ellipse de distorsion.

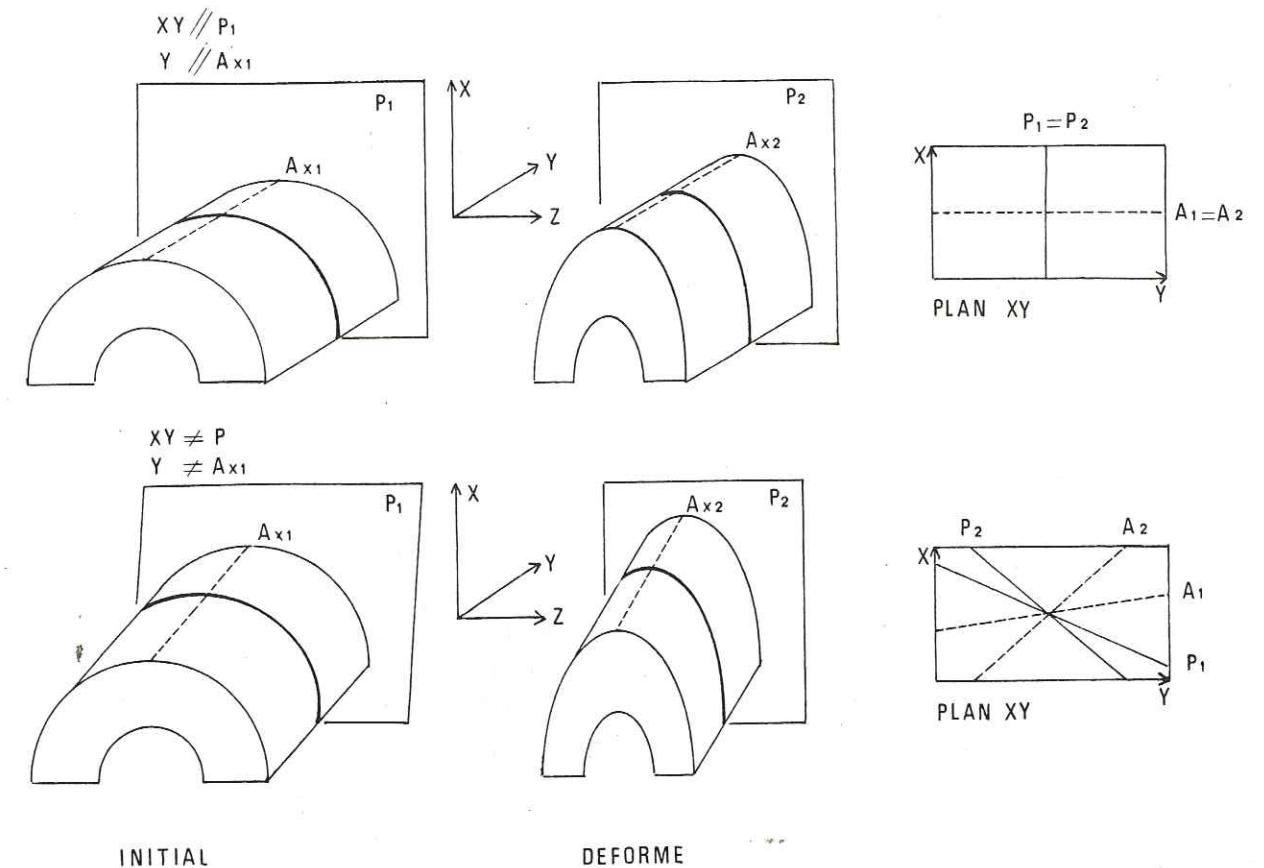


Fig.107 - Deux cas d'orientation relative des axes de la déformation et des axes de symétrie du pli.

On doit ainsi successivement :

- déterminer l'orientation du plan initial qui se transformera en plan normal à l'axe déformé,
- déterminer la forme de la section du pli initial dans ce plan (section elliptique d'un cylindre d'orientation connue par un plan d'orientation connue),
- évaluer l'ellipse correspondant à la forme du pli dans le plan normal à l'axe final,
- calculer le profil du pli final suivant la procédure indiquée ci-dessus.

5. Recherche du plan P_j qui donnera le plan du profil de l'état final P_2

On a vu que $[P_2] = {}^t[T^{-1}] \cdot [P_1]$,

or $[P_2] = [Ax2] = [T] \cdot [Ax1]$

d'où $[P_1] = {}^t[T] \cdot [Ax2]$

$$= {}^t[T] \cdot [T] \cdot [Ax1]$$

Si l'on fixe le repère à l'ellipsoïde de distorsion avec x suivant x, y suivant y et z suivant z $[T]$ est sous forme diagonale :

$$\begin{bmatrix} \sqrt{\lambda_1} & 0 & 0 \\ 0 & \sqrt{\lambda_2} & 0 \\ 0 & 0 & \sqrt{\lambda_3} \end{bmatrix}$$

$$\text{et } {}^t[T] \cdot [T] = [T] \cdot {}^t[T] = [D^{-1}] = \begin{bmatrix} \sqrt{\lambda_1^{-1}} & 0 & 0 \\ 0 & \sqrt{\lambda_2^{-1}} & 0 \\ 0 & 0 & \sqrt{\lambda_3^{-1}} \end{bmatrix}$$

c. Calcul de l'intersection du plan P_1 avec le pli (le cylindre) de l'état intermédiaire

Pour faciliter les calculs, on effectue un changement de repère où z est fixé à l'axe du pli (du cylindre) Ax_1 .

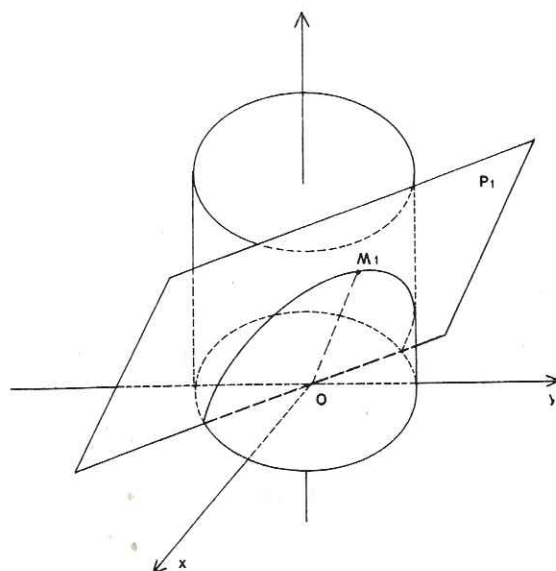


Fig. 108 - Intersection d'un cylindre (d'un pli) par un plan quelconque.

La matrice de changement de repère $[R_F]$ est obtenue par le produit de deux rotations simples respectivement autour des axes z pour la rotation en azimut et x pour la rotation en plongement :

$$[R_F] = [R_x, \pi/2 - P(Ax_1)] \cdot [R_z, A(Ax_1)]$$

Dans ce nouveau repère, un point $M_1 (x_1, y_1, z_1)$ appartient au cylindre de rayon unité et d'axe de révolution z si il vérifie le système d'équation (3) :

$$(3) \quad \begin{cases} x_1^2 + y_1^2 = 1 \\ 1 + z_1^2 = \rho^2 \end{cases}$$

où ρ^2 est le carré de la longueur du vecteur $\vec{OM}_1$.

Le vecteur $\vec{OM}$ appartient au plan $P_1 (A, B, C)$ d'où :

$$(4) \quad xA + yB + zC = 0 \quad (\vec{OM} \text{ et } P_1 \text{ étant orthogonaux leur produit scalaire est nul}).$$

Si les vecteurs $\vec{OM}$ et $\vec{OM}_1$ sont colinéaires, le vecteur $\vec{OM}_1$ appartient au plan P_1 et le point M_1 appartient au cylindre de rayon unité et d'axe de révolution z ; l'équation (5) est vérifiée :

$$(5) \quad x_1A + y_1B + z_1C = 0$$

Le système (6) résultant de la combinaison de l'équation (5) et du système (3) :

$$(6) \quad \begin{cases} x_1^2 + y_1^2 = 1 \\ 1 + z_1^2 = \rho^2 \\ x_1A + y_1B + z_1C = 0 \end{cases}$$

décrit l'équation d'une ellipse dans l'espace.

Un procédé itératif a été choisi pour calculer l'orientation et la longueur des demi-axes principaux de cette ellipse.

En posant $x_1 = \cos \alpha$ et $y_1 = \sin \alpha$ pour vérifier la 1ère équation du système (6), la valeur de z_1 est déduite de la 3° équation du système (6) :

$$z_1 = (x_1A + y_1B) / C = (A \cos \alpha + B \sin \alpha) / C$$

$$\text{d'où } \rho = 1/C \cdot \sqrt{C^2 + (A \cos \alpha + B \sin \alpha)^2}$$

On obtient nécessairement $\rho = 1$ pour l'extrema minimum.

En faisant varier α de 0 à 90 degrés et en retenant la valeur maximale de $\sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_1^2}$ on calcule la valeur et l'orientation de l'autre axe principal de l'ellipse.

Soient E'_1 et E'_2 , les deux vecteurs propres de l'ellipse de longueur $\overline{E'_1}$ et $\overline{E'_2}$; les deux vecteurs propres correspondants dans le repère initial sont obtenus en utilisant la matrice de changement de repère inverse $[R_F^{-1}]$.

$$\text{d'où } [E_1] = [R_F^{-1}] \cdot [E'_1]$$

$$[E_2] = [R_F^{-1}] \cdot [E'_2]$$

Il faut évidemment prendre la précaution de normer au préalable $[E'_1]$ et $[E'_2]$.

d. Calcul de l'intersection de l'ellipsoïde de déformation finie avec le plan P_2

Ici aussi (cf. § c) le calcul est facilité en effectuant un changement de repère, de façon à paralléliser l'axe du pli déformé Ax_2 avec l'un des axes du repère (on a choisi arbitrairement z).

La matrice de changement de repère R_r se calcule de façon analogue à celle calculée dans le paragraphe précédent :

$$R_r = [R_x, P(Ax_2)] \cdot [R_z, A(Ax_2)]$$

L'équation de l'ellipsoïde de déformation finie est obtenue en écrivant l'équation de la transformation d'une sphère de rayon unité par la matrice de déformation homogène $[T]$.

Le point M_1 appartient à la sphère de rayon unité :

$${}^t[M_1] \cdot [M_1] = 1$$

$$\text{et } [M_2] = [T] \cdot [M_1]$$

Il faut effectuer le changement de repère défini plus haut :

$$[M_3] = [R_x] \cdot [M_2] = [R_x] \cdot [T] \cdot [M_1]$$

$$\Rightarrow [M_1] = [T^{-1}] \cdot [R_x^{-1}] \cdot [M_3]$$

$$\text{et } {}^t[M_1] = {}^t[M_3] \cdot [R_x] \cdot {}^t[T^{-1}]$$

$$\text{d'où } {}^t[M_1] \cdot [M_1] = {}^t[M_3] \cdot [R_x] \cdot {}^t[T^{-1}] \cdot [T^{-1}] \cdot [R_x^{-1}] \cdot [M_3]$$

$$\Leftrightarrow {}^t[M_3] \cdot [R_x] \cdot [R_D^{-1}] \cdot [T_D^{-1}] \cdot [T_D^{-1}] \cdot [R_D] \cdot [R_x^{-1}] \cdot [M_3] = 1$$

qui est l'expression d'une quadrique de la forme :

$$ax^2 + ey^2 + iz^2 + 2 bxy + 2 cxz + 2 fyz = 1$$

L'équation de l'ellipse, intersection de l'ellipsoïde de déformation finie avec le plan P_2 du profil du pli dans l'état final est obtenue en annulant les termes en z de l'équation précédente, d'où :

$$ax^2 + ey^2 + 2 bxy = 1$$

Il existe deux vecteurs propres $\vec{v}'_1$ et $\vec{v}'_2$ associés aux deux valeurs propres λ_1 et λ_2 de cette ellipse :

$$\lambda_1 = ((a + e) + \sqrt{(a + e)^2 - 4(ae - b^2)})/2$$

$$\lambda_2 = ((a + e) - \sqrt{(a + e)^2 - 4(ae - b^2)})/2$$

$$\text{et } [v'_1] = [-b/(a - \lambda_1), 1, 0]$$

$$\text{et } [v'_2] = [-b/(a - \lambda_2), 1, 0]$$

Après avoir normé $\vec{v}'_1$ et $\vec{v}'_2$ on effectue le changement de repère inverse qui permet de trouver l'orientation de deux vecteurs propres $\vec{v}_1$ et $\vec{v}_2$ dans le repère d'origine :

$$[v_1] = [R_x^{-1}] \cdot [v'_1]$$

$$[v_2] = [R_x^{-1}] \cdot [v'_2]$$

e. Calcul du profil du pli dans l'état final

On a successivement calculé l'orientation de l'objet initial, sa forme (l'équation du lieu géométrique), l'intensité et l'orientation de la déformation qu'il faut lui appliquer.

L'équation du profil du pli de l'état final correspond à la composition des deux ellipses calculées aux § c et d.

Ce calcul étant associé à une visualisation des profils de plis, un procédé itératif a de nouveau été choisi pour obtenir les valeurs et les orientations des axes.

D - LES PROGRAMMES

1. LE SYSTEME GRAPHIQUE TEKTRONIX 4054

Le système graphique 4054 de Tektronix a été utilisé comme support de la simulation. Il s'agit d'un microordinateur de table qui dans la version utilisée comporte une mémoire morte (ROM) de 32K octets de capacité et comporte une mémoire vive (RAM) de 64K octets de capacité.

Trois périphériques internes sont connectés directement au bus du microprocesseur central :

- le clavier (périphérique d'entrée principal)
- l'écran (périphérique de sortie principal)
- le dérouleur de bande magnétique (mémoire de masse).

Le système est doté de plus :

- d'un périphérique externe, la table traçante 4663 de Tektronix
- d'un module standard additionnel de logiciel câblé réalisant le calcul matriciel.

Remarque : pour les machines ne disposant pas d'un tel module, il est possible de programmer des opérations telles que le produit, l'inversion et la transposition de matrices, ce qui permet ensuite la programmation des équations (SANDERSON, 1982). Le langage BASIC du système 4054 est une version étendue du BASIC - temps - partagé : les extensions se situent au niveau du graphique, de la méthode d'accès aux fichiers, de la manipulation des opérations d'entrée-sortie (I/O), des matrices, des chaînes de caractères, de la manipulation des interruptions en langage évolué.

2. ORGANISATION DU SYSTEME DE SIMULATION

a. Méthode de programmation

Trois critères d'appréciation des programmes sont couramment utilisés par les informaticiens.

- L'encombrement : la capacité de la mémoire centrale d'un système n'est pas extensible indéfiniment.
- La vitesse d'exécution : cet argument n'entre en ligne de compte dans le cas des programmes décrits que pour des temps de travail qui deviennent sensibles à l'utilisateur.
- L'organisation du système : celui-ci doit être évolutif.

Afin de satisfaire en particulier ce dernier critère, les règles de la programmation structurée ont été adoptées pour l'établissement des programmes. Le système a été découpé en modules élémentaires autonomes appelés directement par des touches du clavier à usage prédéfini.

Pour chaque module les règles de programmation utilisées sont :

- le découpage en sous-programmes autonomes,
- l'attribution, dans la mesure du possible, de chaque variable à un seul paramètre,
- la limitation des opérations d'entrée/sortie (I/O) (c.à.d. d'échange entre le système central et les périphériques) afin de faciliter la tâche d'utilisateurs éventuels non informaticiens, et afin de gagner de la vitesse d'exécution,
- l'adjonction de nombreuses remarques dans le listing afin d'en faciliter la lecture.

b. Organisation du système

Le système comporte 2 parties subdivisées en modules autonomes appelés directement par des touches à usage prédéfini (fig.109 et 110).

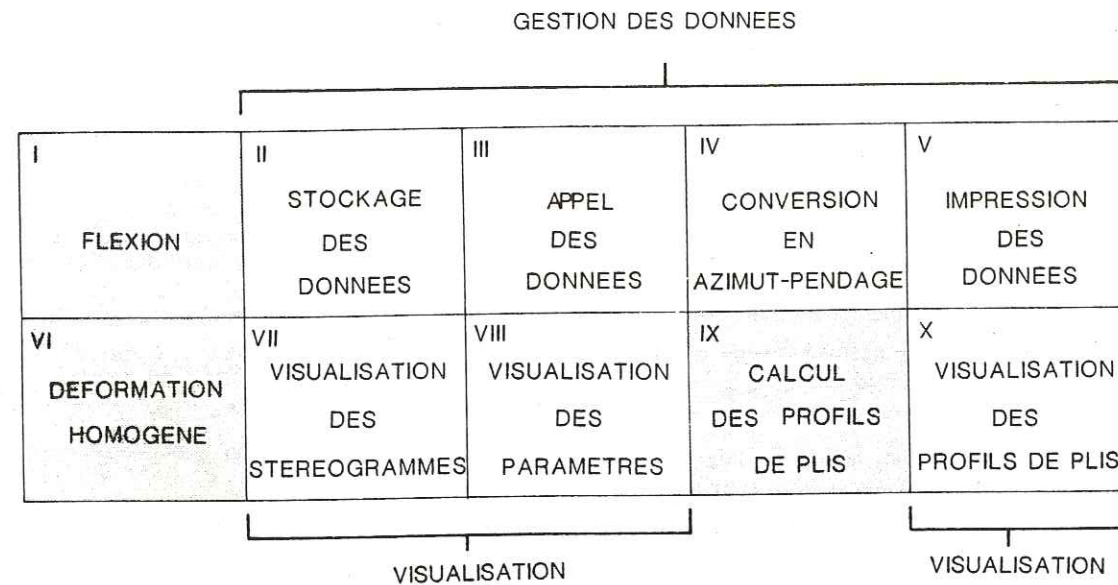


Fig. 109 - Clavier des touches prédéfinies du programme de simulation.

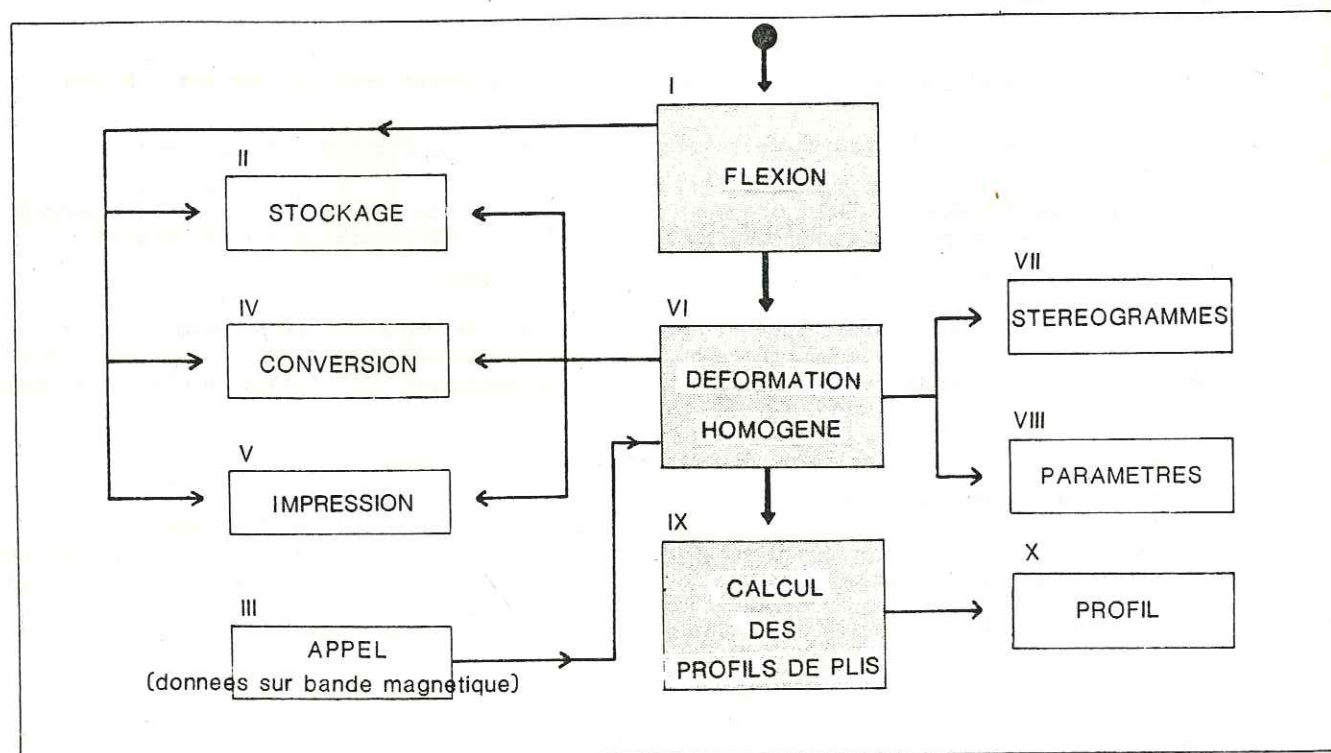


Fig. 110 - Organisation du système de simulation.

La première partie réalise la simulation et comprend 3 modules de calcul :

- le module I réalise la flexion,
- le module VI réalise la déformation homogène,
- le module X effectue le calcul des profils de plis.

La deuxième partie comprend 3 ensembles de gestion et de visualisation des données comprenant 1 ou plusieurs modules.

Le premier ensemble comprend 4 modules, il assure la gestion et l'impression des données numériques :

- module II : stockage des données sur la bande magnétique,
- module III : appel de données depuis la bande magnétique,
- module IV : conversion des données (stockées en cosinus directeurs) en azimuth, pendage, direction de pendage,
- module V : impression écran ou imprimante des données sous forme de cosinus directeurs ou en azimuth-pendage.

Le deuxième ensemble comprend 2 modules, il assure la visualisation sous forme de stéréogramme de l'état intermédiaire et de l'état final :

- module VII : visualisation en projection stéréographique de l'état intermédiaire et de l'état final,
- module VIII : visualisation des paramètres de la déformation.

Le troisième ensemble ne comprend qu'un module, il assure la visualisation des profils de plis dans l'état intermédiaire et final :

- module X : visualisation des profils de plis.

c. Manipulation du système de simulation

L'ensemble du programme de simulation conservé sur bande magnétique est logé en une opération dans la mémoire vive de l'ordinateur ; son encombrement est d'environ 35K octets. La mise en route du programme s'effectue alors à l'aide des touches à usage prédéfini (fig. 109). Le travail s'effectue en mode conversationnel ; l'ordinateur interroge, au moyen de messages affichés sur l'écran, l'utilisateur qui lui répond par l'intermédiaire du clavier. L'introduction de données relatives à l'orientation d'éléments géométriques, lignes ou plans, s'effectue en azimuth, plongement (pendage) et direction de plongement (pendage). (Exemple : 125,35 W pour la génératrice d'un pli). Tous les calculs sont effectués en cosinus directeurs ce qui a motivé la création du module IV de conversion en azimuth-pendage (plongement).

Toute simulation débute par le programme de flexion (module I) ; les données à introduire sont :

- le nombre de plis,
- l'angle d'ouverture entre linéation et génératrice du pli,
- le nombre de linéations représentant un petit cercle (fig. 109).

Pour continuer la simulation, le module VI de déformation homogène doit être sélectionné. Les paramètres à introduire sont :

- l'orientation de l'axe d'étirement X,
- l'orientation du plan d'aplatissement XY,
- les valeurs des rapports axiaux X/Y/Z (fig. 110).

Le calcul des profils de plis est alors possible à l'aide du module IX qui ne demande pas l'introduction de paramètres supplémentaires (fig. 111). Le programme de stockage (module II) permet d'enregistrer sur bande magnétique l'ensemble des données des modèles en cours d'exécution, concernant soit l'état intermédiaire après flexion, soit l'état final. Le programme d'appel de données depuis la bande magnétique (module III) permet de rappeler des données enregistrées et de réinjecter ainsi les "sorties" aux "entrées" lorsqu'on veut effectuer de la déformation incrémentale.

Les programmes de visualisation comprennent de nombreuses options quant aux symboles utilisés et à l'agencement des figures ; le périphérique de sortie pouvant être au choix, soit l'écran, soit la table traçante pour les documents définitifs (fig. 112).

La durée d'exécution d'une routine comprenant flexion et déformation homogène simultanément pour 6 plis décrits chacun par 30 linéations est de l'ordre de une minute. La visualisation sur l'écran des stéréogrammes correspondants (état initial et final) prend environ 30 secondes, trois à quatre minutes sur la traçante (fig. 111).

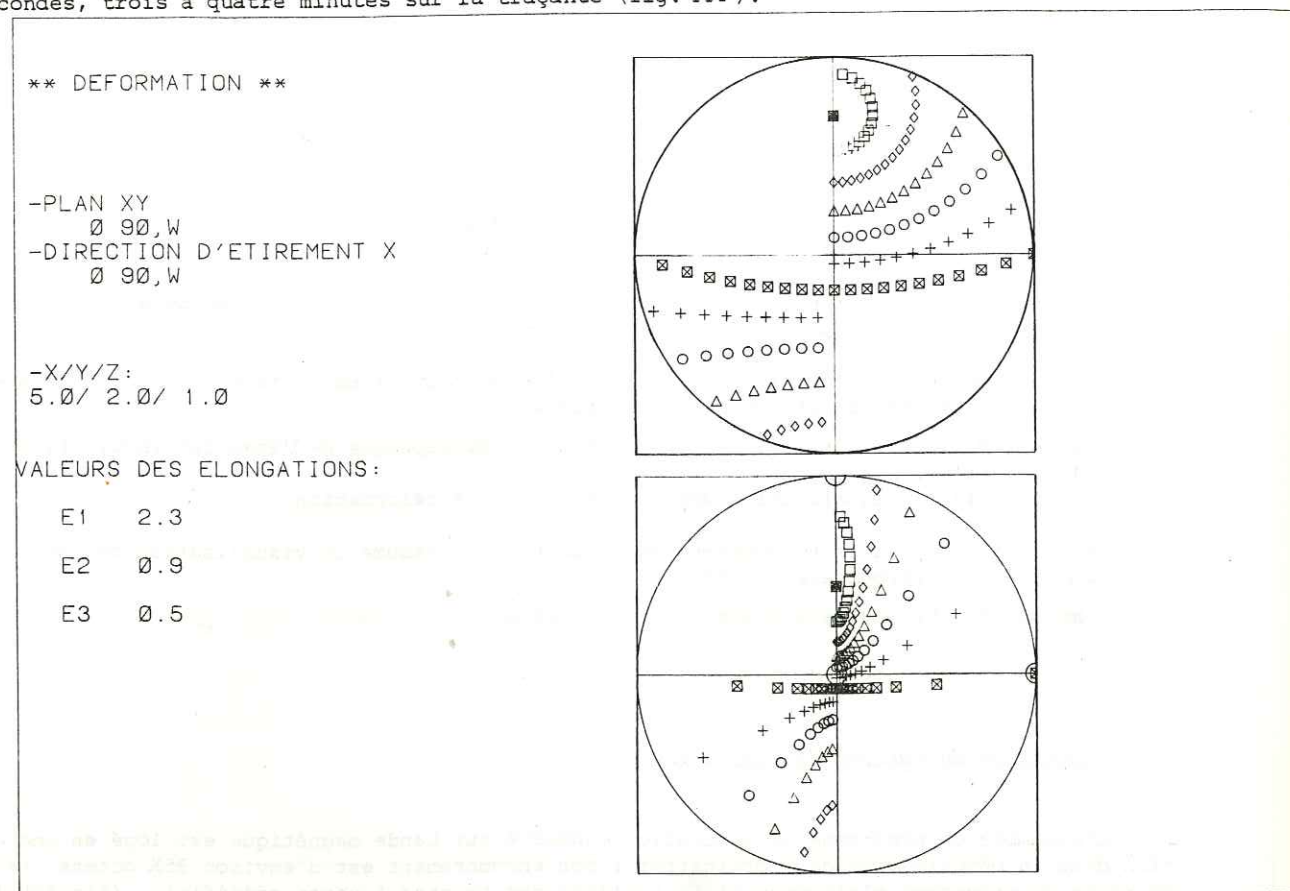


Fig. 111 - Exemple de sortie traçante.

II - LA SIMULATION

Il s'agissait, dans un premier temps de savoir dans quelle mesure les linéations déformées autour de plis mineurs pouvaient être un marqueur de la déformation homogène finie, et si le type de représentation graphique utilisé, la projection stéréographique des pôles des linéations déformées et des axes de plis, pouvait être démonstratif;

dans un deuxième temps de dégager les grandes lignes de variations du modèle en fonction des différents paramètres afin d'envisager un algorithme d'aide à la quantification de la déformation à partir de cas naturels de déformations de linéations autour de plis et de la mesure des profils de plis.

Pour cela un atlas de figures a été réalisé en faisant varier les différents paramètres du modèle:

- sur l'objet initial (orientation de la génératrice du pli et angle entre la linéation et la génératrice),
- sur la déformation (orientation et intensité).

A - LES LINEATIONS DEFORMEES AUTOUR DE PLIS MINEURS : UN CRITERE DE ROTATION DES AXES DE PLIS

1. LES AXES DE LA DEFORMATION HOMOGENE SURIMPOSEE SONT PARALLELES AUX AXES DE SYMETRIE DU PLI

La première figure proposée (fig. 112) a été construite en faisant varier simultanément deux paramètres :

- l'angle entre la génératrice du pli et la linéation initiale,
- l'intensité de la déformation.

L'orientation des axes de la déformation est particulière :

- + le plan XY est parallèle au plan axial du pli,
- la direction d'étirement X est perpendiculaire à l'axe du pli.

Les stéréogrammes (projection stéréographique conforme, hémisphère supérieur) obtenus pour les différentes valeurs de rapports axiaux ont été disposés de façon approximative dans un diagramme de FLINN.

Les résultats classiques de la déformation homogène de lignes sont particulièrement bien mis en évidence.

- La réorientation des linéations se fait vers la direction X dans le plan XY.
- Cette réorientation est d'autant mieux réalisée que l'intensité de la déformation est plus importante.

Même pour des déformations de faible intensité, la modification de l'orientation des linéations est notable et caractéristique.

Pour de fortes intensités, rapidement, seule la direction de l'axe d'étirement ou la direction d'étirement et l'orientation du plan d'aplatissement sont déductibles de l'observation du stéréogramme.

Notons bien que pour la figure 112, l'axe et le plan axial du pli ayant été choisis parallèlement aux axes de la déformation, ils ne sont par conséquent pas réorientés ; la disposition des linéations en projection stéréographique est symétrique.

2. LES AXES DE LA DEFORMATION SURIMPOSEE NE SONT PAS PARALLELES AUX AXES DE SYMETRIE DU PLI

La figure 113 a été construite en faisant varier simultanément deux paramètres :

- l'orientation de la génératrice du pli (qui reste néanmoins dans un plan),
- l'intensité de la déformation.

Le plan XY est vertical NS et X est vertical.

Si ce n'est qu'XY est parallèle au plan axial du pli, l'orientation est quelconque par rapport à l'axe du pli, sauf pour deux petits cercles.

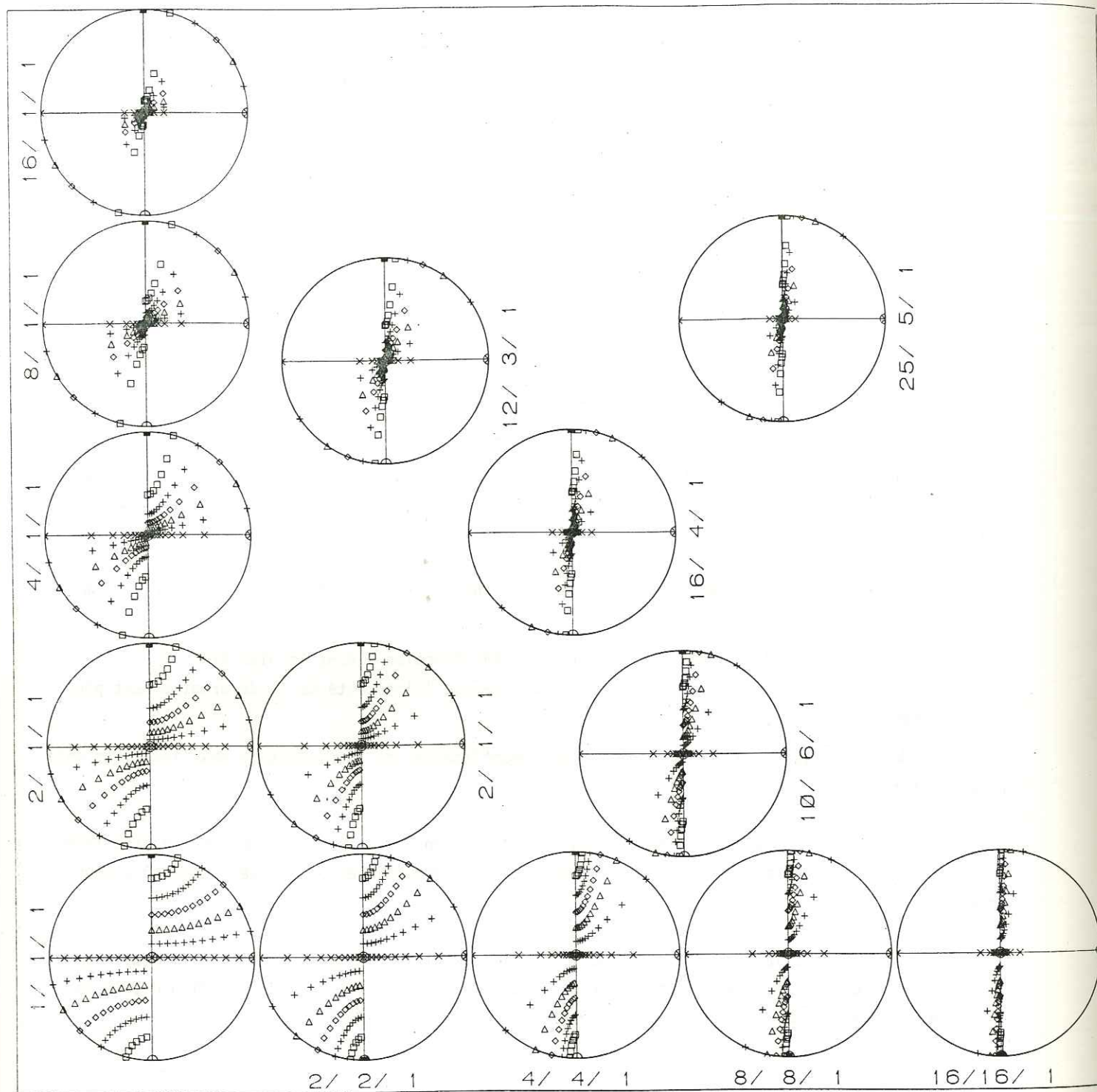


Fig. 112 - Exemple de sortie traçante: Simulation de la réorientation des linéations pour des intensités variables de la déformation.
 -les six axes de plis sont NS et horizontaux
 -les six plans axiaux sont NS et verticaux
 -le plan XY est confondu avec les plans axiaux
 -la direction d'étirement X est perpendiculaire à l'axe des plis.
 Les stéréogrammes correspondant aux différentes valeurs de la déformation sont reportés dans un diagramme de FLINN.
 La disposition des linéations est symétrique.

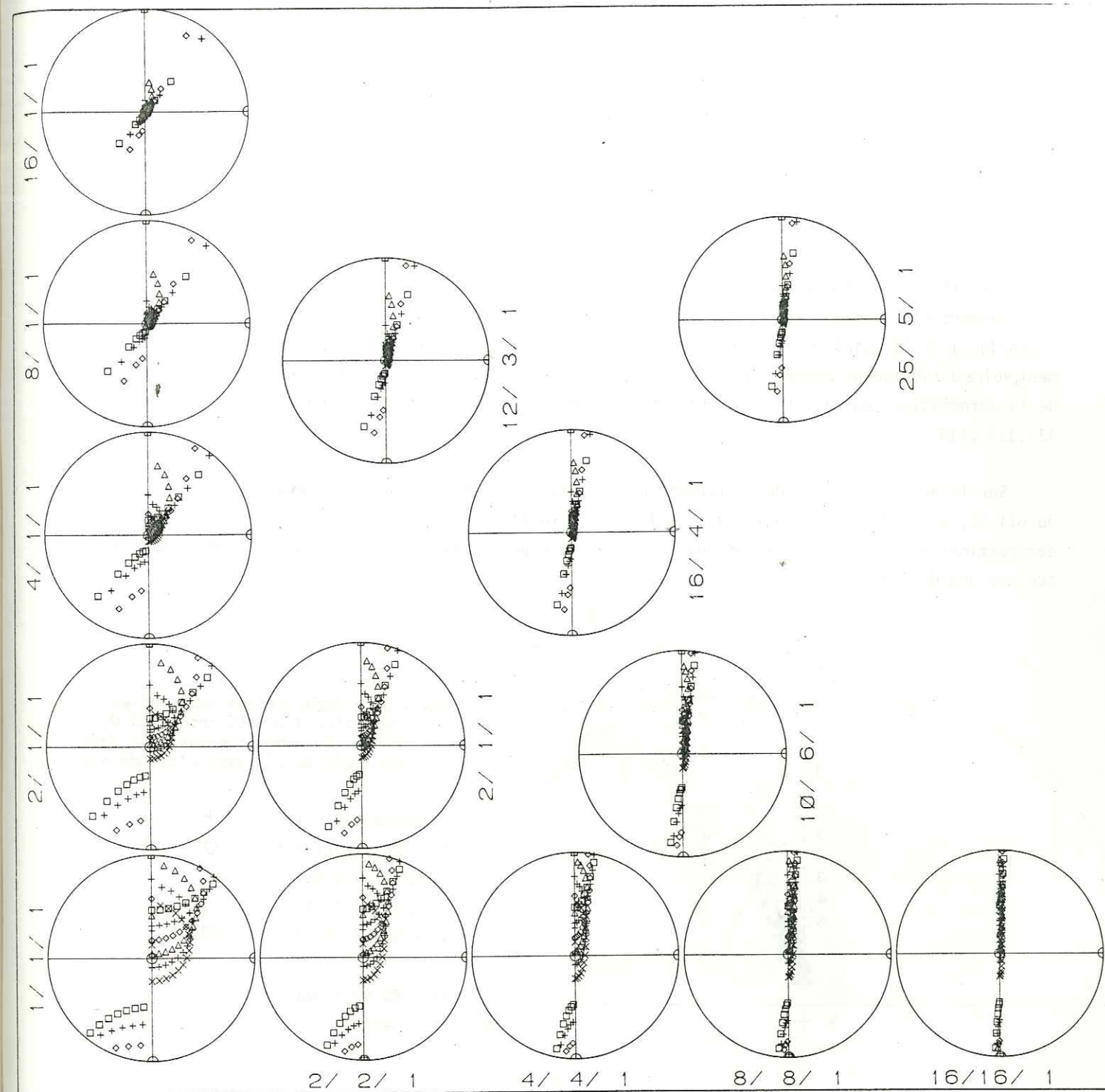


Fig. 113 - Simulation de la réorientation des linéations, pour des orientations relatives quelconques entre les axes de plis et les axes de la déformation.
 -les six axes de plis sont NS et de plongement variable
 -les six plans axiaux sont NS, verticaux
 -le plan XY est NS, vertical
 -la direction d'étirement X est vertical.
 La disposition des linéations est asymétrique.

L'axe du pli est réorienté, la disposition des linéations déformées est asymétrique. La disposition symétrique ou asymétrique des linéations déformées autour d'un pli concentrique en aplatissement surimposé est donc un critère de rotation de l'axe du pli.

B - DEFORMATIONS SUCCESSIVES

Quantifier la déformation par comparaison de cas naturels de linéations déformées autour des plis mineurs à des cas théoriques revient à ajuster sur stéréogramme une "guirlande" calculée (théorique) et la guirlande mesurée sur le terrain. Pour envisager un programme d'aide à l'ajustement, voire d'ajustement automatique, il faut prévoir des algorithmes faisant varier les paramètres de la déformation (entre autres). Trois exemples de ces variations sont proposés sur les figures 114, 115, 116.

Sur le premier exemple des déformations successives sont appliquées à un même pli initial (axe du pli NS, penté de 20°, l'angle avec la linéation initiale représentée par des + est de 30°), ces déformations successives coaxiales ont leurs points représentatifs dans un diagramme de FLINN situé sur une droite (fig. 117).

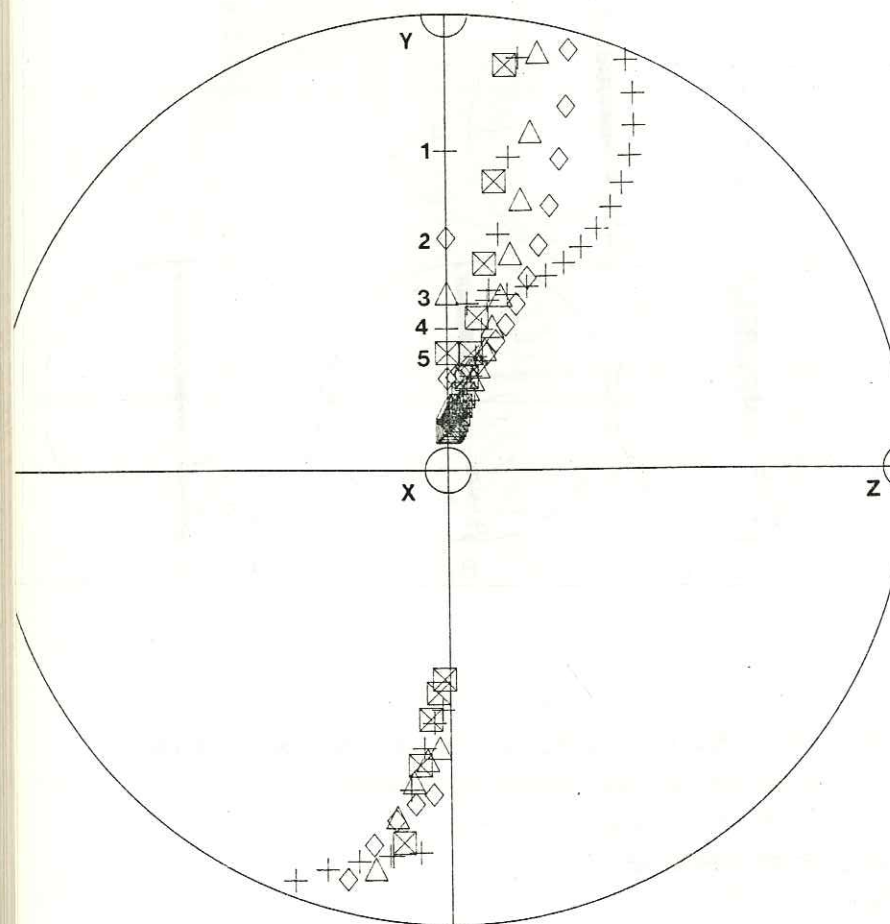


Fig. 114 - Déformations successives coaxiales d'un pli orienté N 0, 20 S.; la linéation initiale fait un angle de 30° avec l'axe du pli.

- | | |
|-----------------------|---|
| 1. $X/Y/Z = 1/1/1$ | + |
| 2. $X/Y/Z = 3/1.5/1$ | ◇ |
| 3. $X/Y/Z = 6/2/1$ | △ |
| 4. $X/Y/Z = 10/2.5/1$ | + |
| 5. $X/Y/Z = 15/3/1$ | ⊠ |

XY : NS vertical
X : vertical

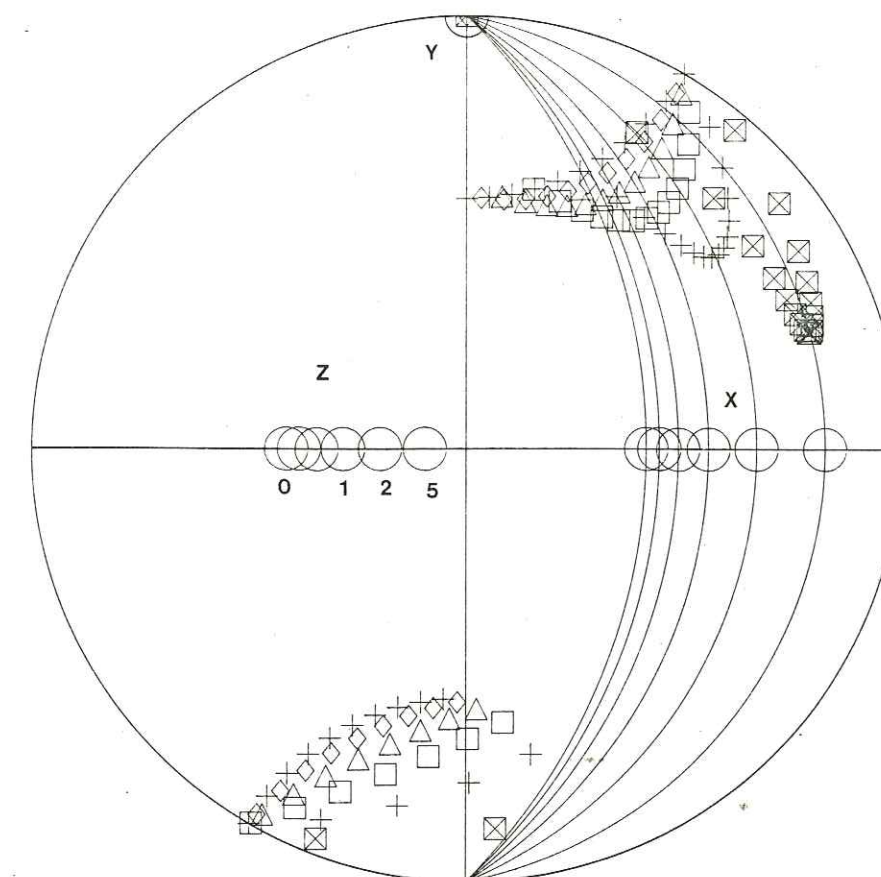


Fig. 115 - Déformation non coaxiale d'un pli N 0, 0 (linéation initiale à 30°), pour

$\gamma = 0 \rightarrow 5$

$\gamma = 0 +$, $\gamma = 0.2 \diamond$, $\gamma = 0.5 \triangle$, $\gamma = 1 \square$, $\gamma = 2 +$, $\gamma = 5 \boxtimes$

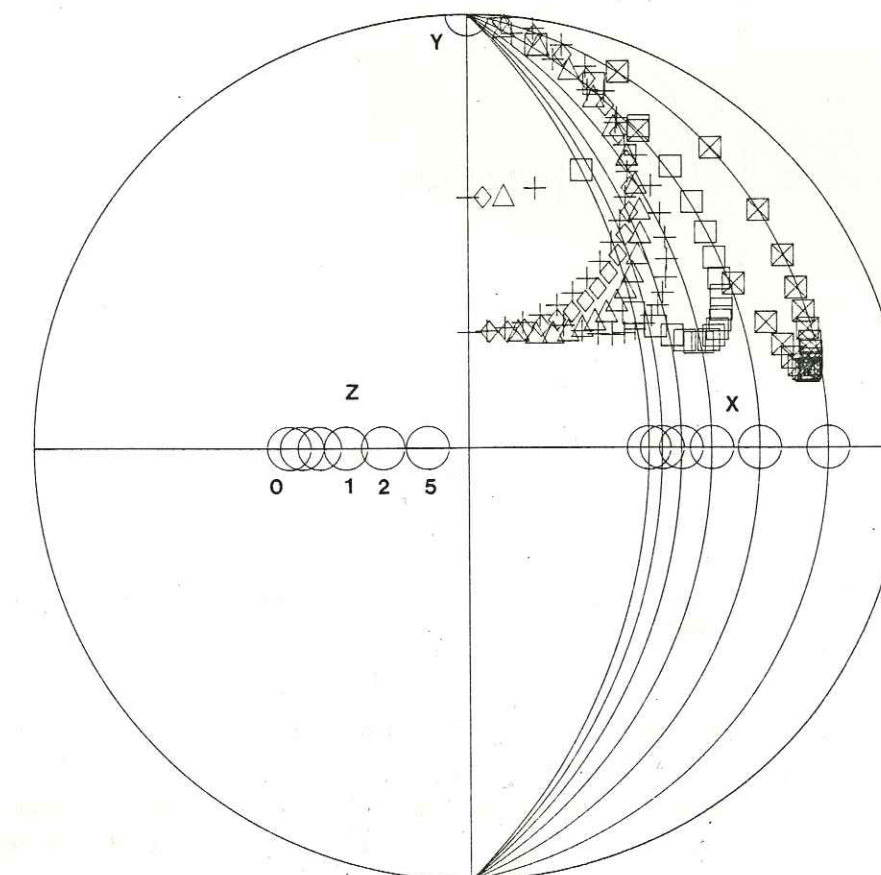


Fig. 116 - Déformation non coaxiale d'un pli N 0, 30 S (linéation initiale à 30°)

$\gamma = 0 +$, $\gamma = 0.2 \diamond$, $\gamma = 0.5 \triangle$, $\gamma = 1 +$, $\gamma = 2 \square$, $\gamma = 5 \boxtimes$

Les deux autres exemples (fig. 115 et 116) sont construits à partir d'une déformation plane non coaxiale en cisaillement simple, l'intensité du cisaillement variant pour γ compris entre 0.2 et 5.

On a fait calculer simultanément pour la déformation coaxiale de la figure 114 les profils de plis correspondants aux déformations représentées (fig. 117).

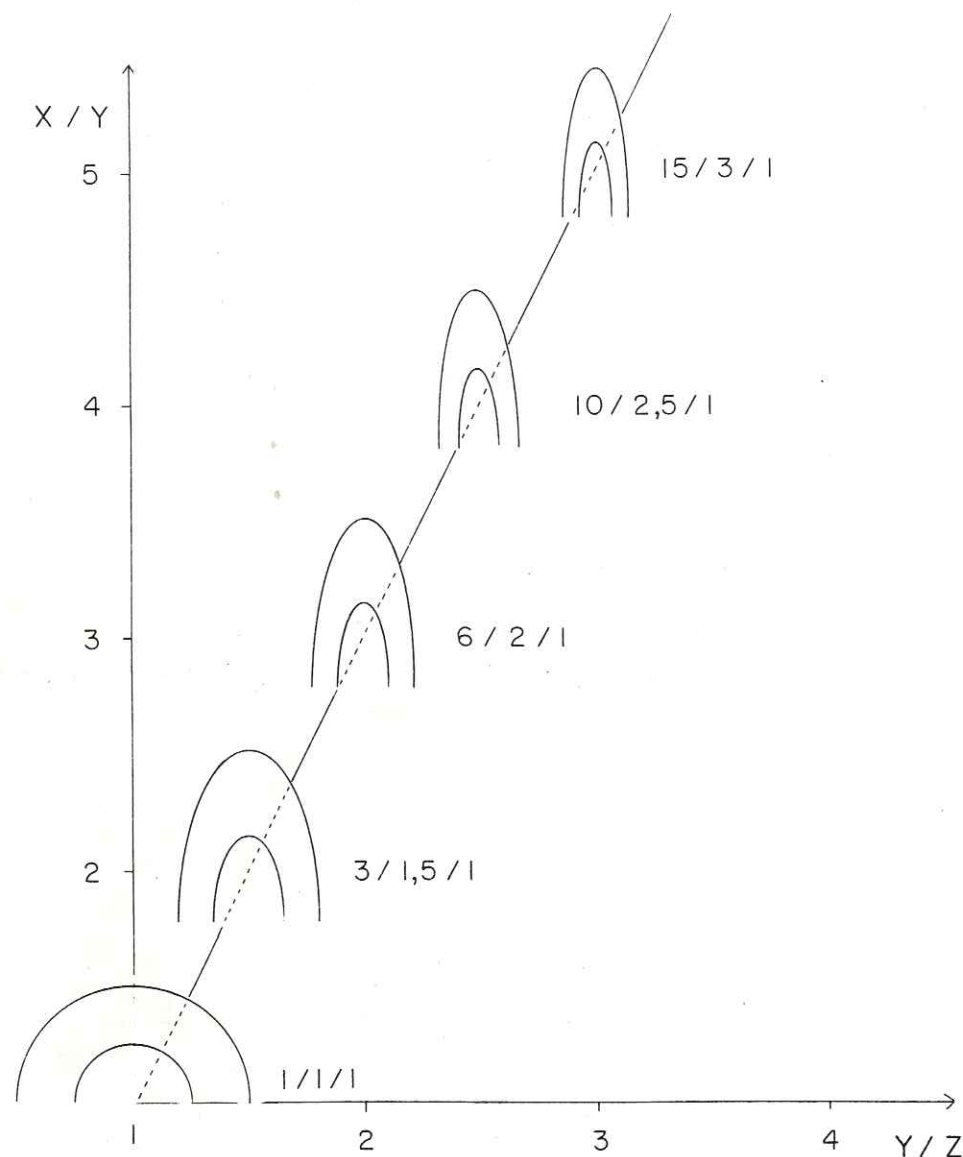


Fig. 117 - Evolution du profil d'un pli (N 0,20 S) à plan axial vertical pour une déformation coaxiale dont le plan XY est vertical NS et X vertical.

Si les variations de l'allure des profils des plis sont significatives, en revanche, leur interprétation n'est pas simple. En effet dans l'exemple choisi il y a rotation de l'axe du pli au cours de la déformation ; le plan P_2 normal à l'axe du pli dans l'état final n'est pas issu du plan perpendiculaire à l'axe initial (cf. § I,4,a). Le rapport $\sqrt{\lambda'_2}/\sqrt{\lambda'_1}$ mesuré par la méthode des épaisseurs orthogonales ne donne qu'une valeur approchée de la distorsion réelle (cf. § I,4,a).

C - ETUDE DES PROFILS DE PLIS

1. L'AXE DU PLI EST PARALLELE A L'AXE Y DE LA DEFORMATION

C'est un cas simple, il n'y a pas rotation de l'axe au cours de la déformation ; le plan du profil du pli perpendiculaire à l'axe est un plan principal de la déformation : le plan XZ. Les valeurs mesurées par la méthode des épaisseurs orthogonales sont directement utilisables comme mesure de la distorsion. L'exemple présenté (fig. 118) correspond à la figure 112, les différents profils de plis obtenus sont représentés dans un diagramme de FLINN.

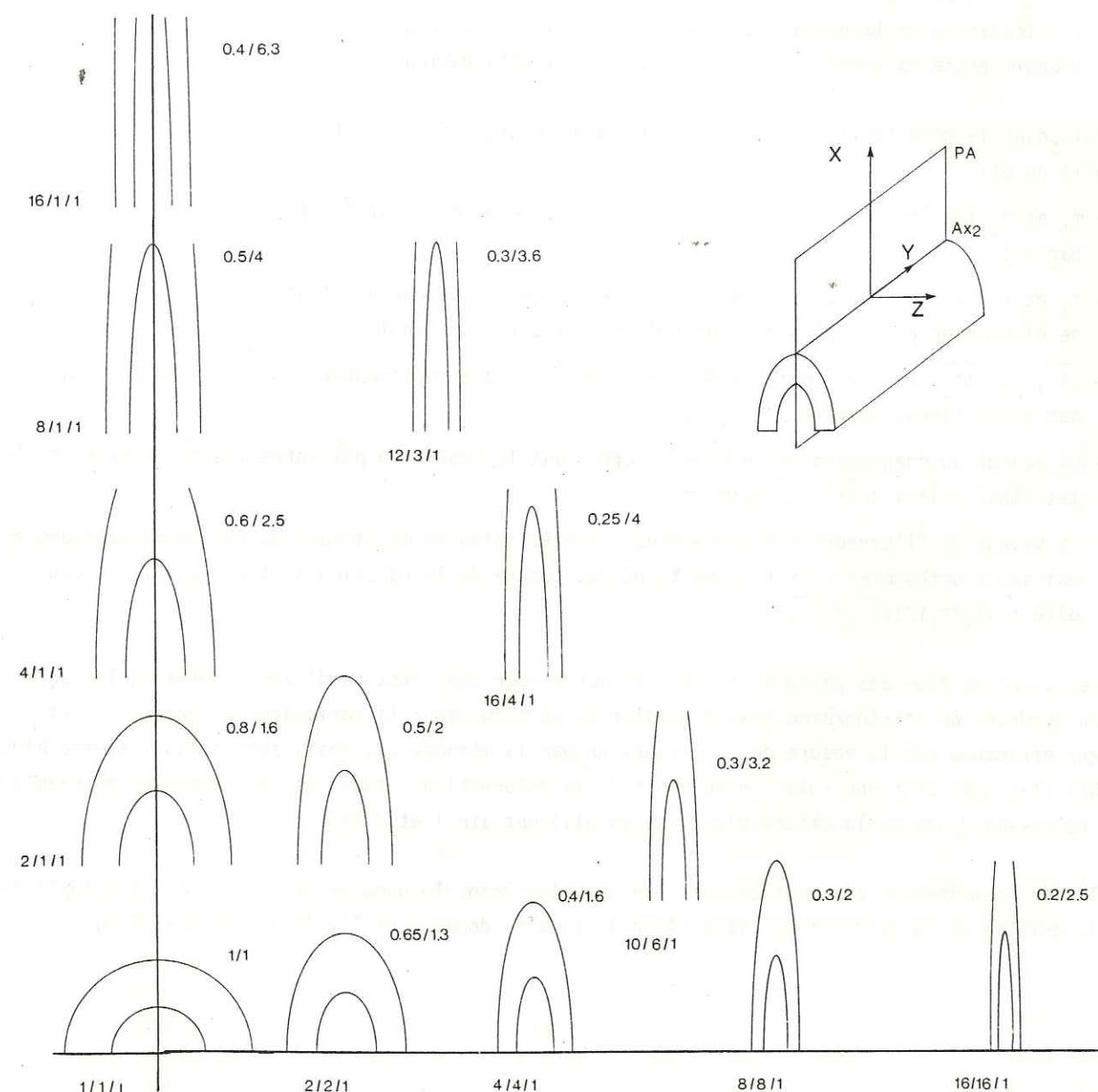


Fig. 118 - Profils de plis calculés dans le cas où l'axe du pli est confondu avec un axe de la déformation (Y).

2. METHODE D'ETUDE DES PROFILS DE PLIS

Afin d'étudier les profils de plis dans des cas plus complexes, un programme spécifique a été créé permettant de suivre différents paramètres intervenant dans leur calcul (fig. 118).

On a ainsi fait calculer et reporter dans un tableau :

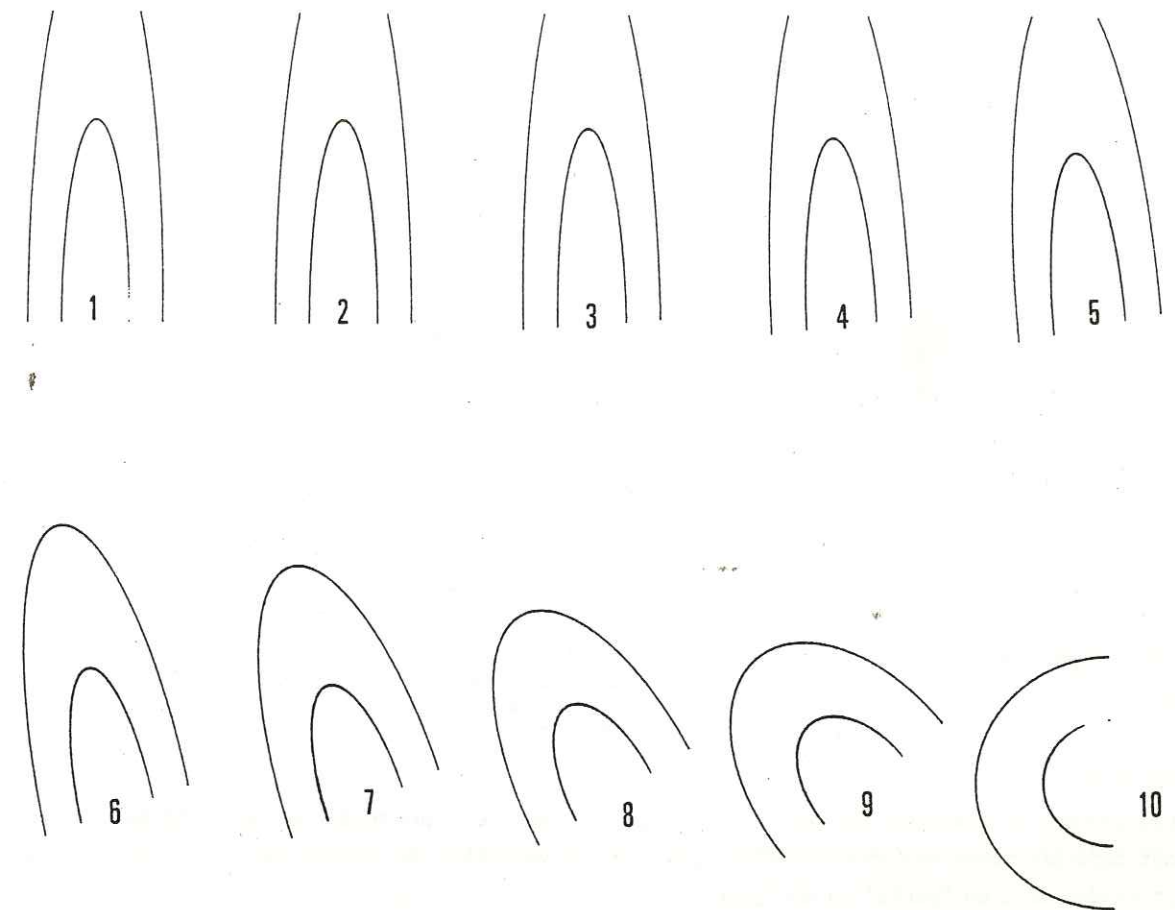
- l'orientation initiale de l'axe du pli Ax_0 ,
- l'angle entre l'axe du pli et la direction d'étirement,
- l'orientation de l'axe du pli après déformation Ax_2 ,
- l'angle entre l'axe initial Ax_0 et l'axe final Ax_2 ,
- l'orientation de la normale au plan P_0 qui donnera le plan du profil du pli dans l'état final,
- l'angle entre la normale à P_0 et l'axe Z de la déformation.

Puis, dans le même tableau on a reporté les différentes valeurs calculées permettant de dessiner le profil du pli.

- T_1 et T_2 les longueurs des demi-axes de l'ellipsoïde état initial (intersection du cylindre par P_0).
- F_1 et F_2 les longueurs des demi-axes de l'ellipse représentant l'intersection de l'ellipsoïde de distorsion par le plan du profil du pli dans l'état final.
- $\sqrt{\lambda'_1}$ et $\sqrt{\lambda'_2}$ les longueurs des demi-axes de l'ellipse représentant le profil du pli dans l'état final (cumul de T_1-T_2 et F_1-F_2).
- La valeur du changement de surface ΔS affectant le profil du pli entre l'état initial et l'état final soit : $(\sqrt{\lambda'_1} \cdot \sqrt{\lambda'_2}) / (T_1 \cdot T_2)$
- La valeur de "l'erreur" effectuée dans l'appréciation de la distorsion par la méthode des épaisseurs orthogonales si l'on ne tient pas compte de la rotation de l'axe du pli, c'est-à-dire : $(F_1/F_2) / (\sqrt{\lambda'_1}/\sqrt{\lambda'_2})$.

Le calcul de tous ces paramètres a été effectué pour une centaine d'axes de plis équirépartis dans un quadrant du stéréogramme afin d'étudier en particulier : la variation de surface ΔS et l'erreur effectuée sur la mesure de la distorsion par la méthode des épaisseurs orthogonales de RAMSAY pour des plis subissant une rotation au cours de la déformation ; tous les cas possibles d'orientations relatives (axe de la déformation - axe du pli) sont ainsi étudiés.

Trois intensités de déformations ont été choisies : dans le domaine de la constriction (6/2/1), dans le domaine de la déformation plane (4/2/1), dans le domaine de l'aplatissement (4/3/1).



		$\overset{\frown}{Ax_0 O X}$		$\overset{\frown}{Ax_0 O Ax_2}$		$\overset{\frown}{NP_0 O Z}$													
		Ax ₀		Ax ₂		NP ₀		T ₁	T ₂	F ₁	F ₂	$\sqrt{\lambda'_1}$	$\sqrt{\lambda'_2}$	ΔS	ΔE				
1	0, 0 W	90		0, 0 W	0	0, 0 W	90	1.0000	1	2.6207	0.4368	2.6207	0.4369	1.1450	1.0000				
2	10, 2 W	88		5, 6 W	6	3,18 W	88	1.0434	1	2.5109	0.4380	2.6191	0.4385	1.1008	0.9598				
3	19, 4 W	86		10,12 W	12	5,34 W	86	1.1340	1	2.2366	0.4414	2.5335	0.4419	0.9873	0.8838				
4	29, 5 W	85		15,16 W	17	8,42 W	84	1.1979	1	2.0396	0.4482	2.4356	0.4496	0.9142	0.8400				
5	39, 6 W	84		22,21 W	22	11,50 W	83	1.2578	1	1.8088	0.4593	2.2589	0.4626	0.8307	0.8064				
6	49, 8 W	82		30,29 W	28	16,62 W	82	1.3163	1	1.4546	0.4743	1.8822	0.4825	0.6900	0.7862				
7	59, 9 W	81		40,35 W	32	23,69 W	82	1.3455	1	1.2366	0.4967	1.6027	0.5157	0.6143	0.8010				
8	69,10 W	81		52,40 W	34	33,74 W	81	1.3631	1	1.0687	0.5292	1.3468	0.5724	0.5656	0.8583				
9	79,10 W	81		69,44 W	35	52,78 W	81	1.3729	1	0.9426	0.5749	1.1058	0.6724	0.5416	0.9964				
10	90,10 W	80		90,47 W	37	90,81 W	81	1.3764	1	0.8736	0.5937	0.8736	0.8172	0.5187	1.3764				

Fig. 119 - Variation des différents paramètres dans le calcul des profils de plis, pour dix plis d'orientations différentes.

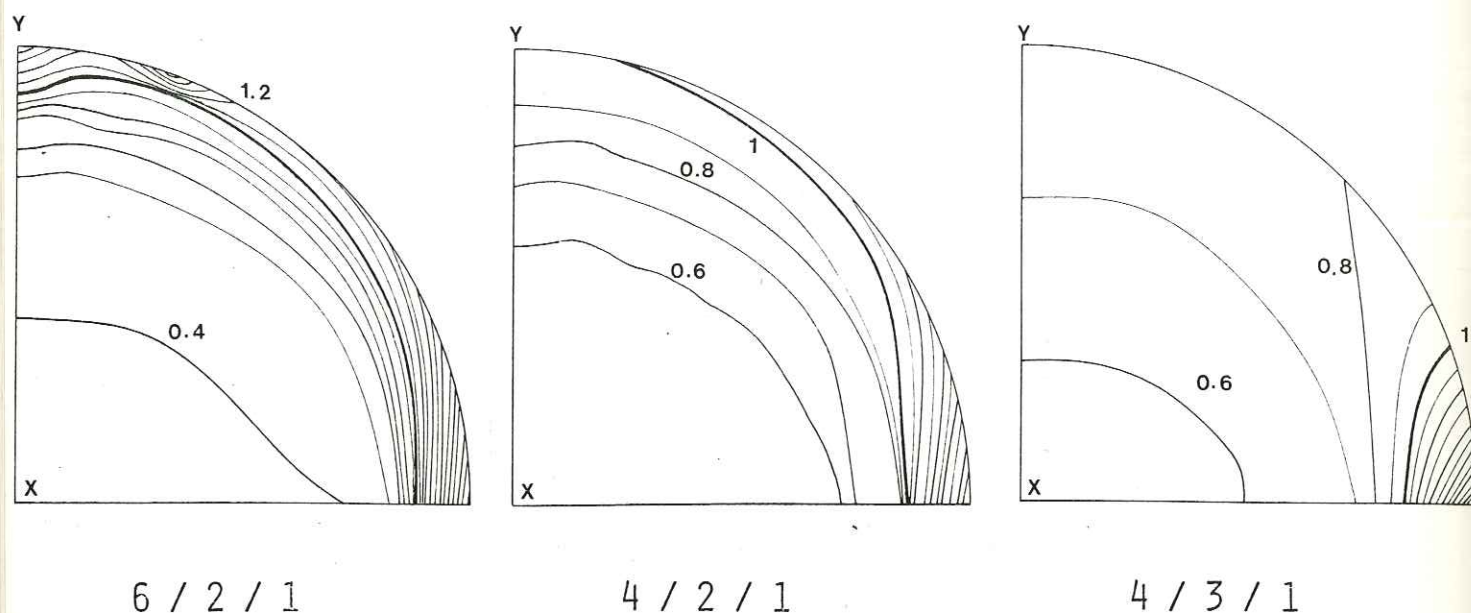


Fig. 120 - Variation de surface dans le plan du profil du pli entre l'état initial et l'état final (XY vertical NS, X vertical). Les valeurs sont reportées au point de la position des axes dans l'état initial (les courbes d'isovaleurs ont été calculées à partir de 100 points pour l'ensemble du quadrant et sont tracées tous les 10 %).

Les courbes d'isovaleurs de variations de surface montrent que même pour des déformations relativement modestes comme celles que l'on a appliqué, la variation de surface dans le plan du profil peut atteindre 60 % en "perte" ou en "gain".

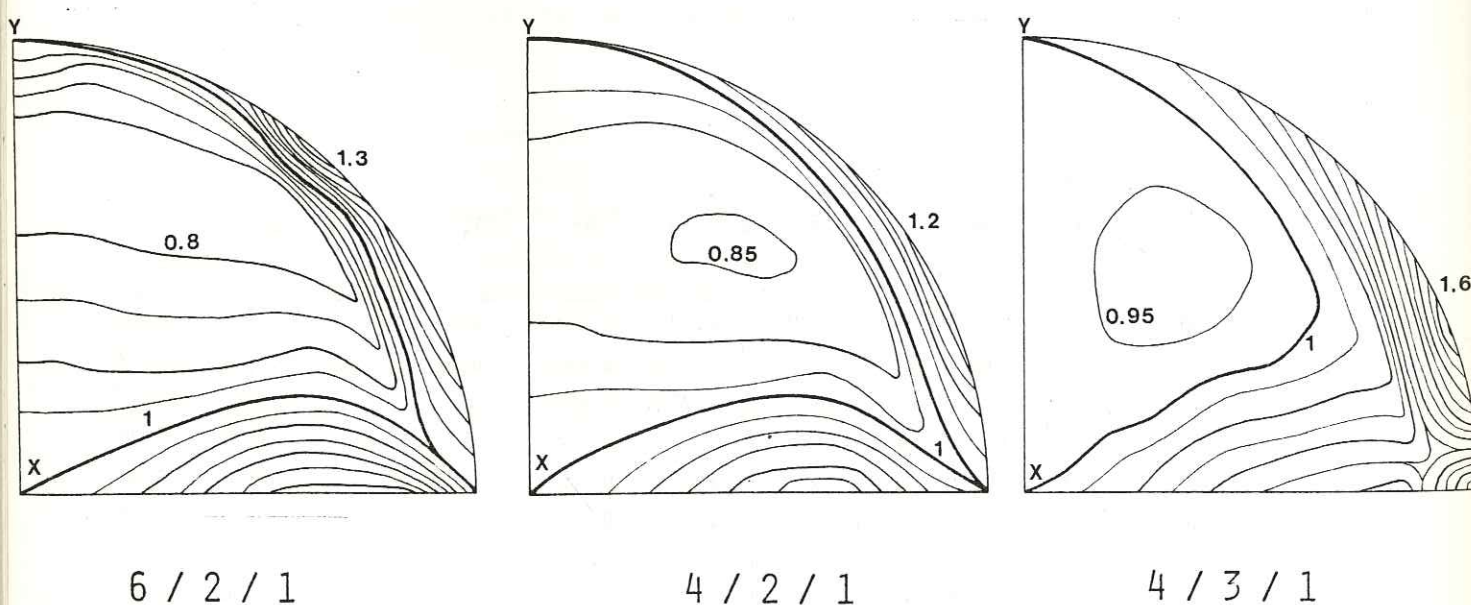


Fig. 121 - "Erreur" calculée sur l'estimation de la déformation dans le plan du profil par la méthode des épaisseurs orthogonales, dans le cas où il y a rotation des axes au cours de la déformation (les courbes d'isovaleurs ont été calculées à partir de 100 points pour l'ensemble du quadrant et sont tracées tous les 5 %).

Même pour des déformations faibles (4/3/1) la sous estimation de la déformation par la méthode des épaisseurs orthogonales peut atteindre 60%.

Il est donc nécessaire, pour effectuer le test par la méthode des épaisseurs orthogonales de pouvoir reconstituer la direction originelle des axes de plis ayant subi une réorientation au cours de la déformation.

III - EXEMPLE DE QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION

Un essai d'évaluation de la déformation par comparaison de "guirlandes" théoriques de disposition des linéations et d'un cas naturel est proposé, effectué sur un pli P_2 prélevé au M. Fraitève, au Sud du terrain étudié.

La mesure des épaisseurs orthogonales effectuée sur ce pli, de classe 1C, donne un rapport $\sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_1}$ dans le plan du profil proche de 0,3.

Pour pouvoir effectuer la comparaison, la guirlande des linéations a été basculée pour que le plan axial du pli soit vertical.

Une trentaine d'essais d'ajustement d'une guirlande théorique à la guirlande mesurée a été effectuée. Si le calage en direction de la déformation a été rapidement acquis (fig. 122), en revanche la quantification de l'intensité de la déformation est plus floue.

La restitution de la direction des plis P_2 en N 160 obtenue par simulation est raisonnable dans le contexte régional (CARON, 1977).

Un plus grand nombre d'essais d'évaluation de la déformation par cette méthode sont nécessaires pour pouvoir apprécier la qualité des résultats obtenus.

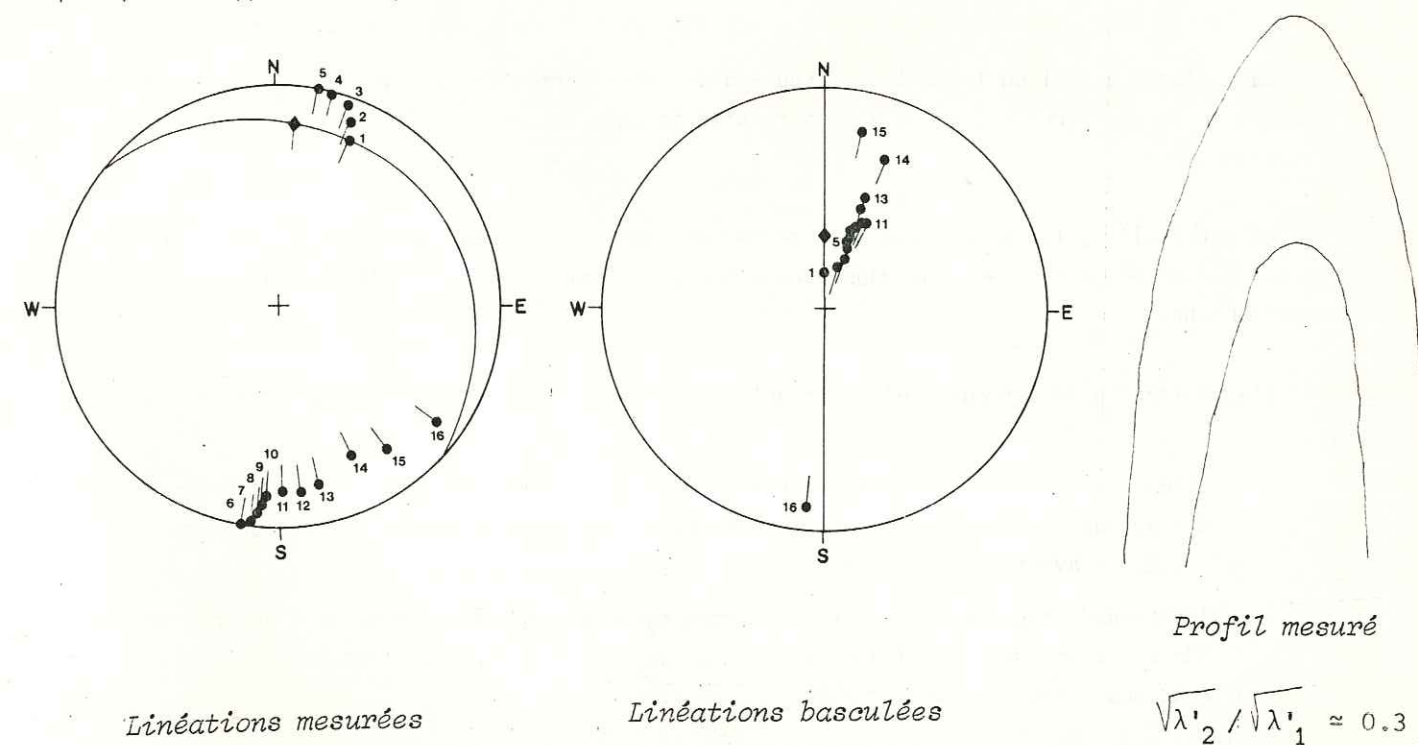


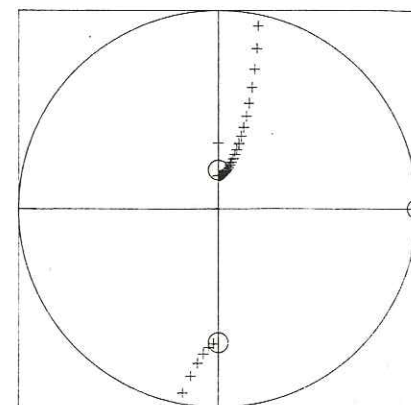
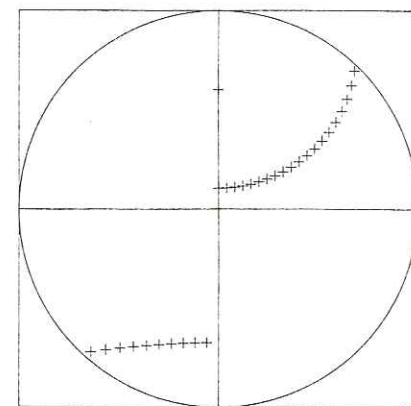
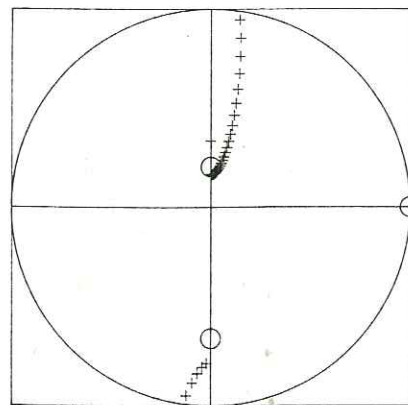
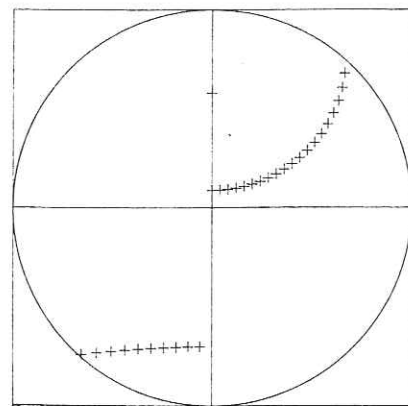
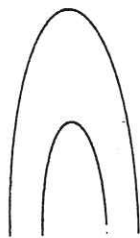
Fig. 122 - Quantification de la déformation.

9 / 3 / 1

$$\sqrt{\lambda'_2} / \sqrt{\lambda'_1} = 0.28$$

X : N 0,67 S

XY : N 0,90

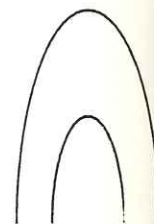


8 / 2.5 / 1

$$\sqrt{\lambda'_2} / \sqrt{\lambda'_1} = 0.32$$

X : N 0,68 S

XY : N 0,90



IV - CONCLUSION

Dans l'état actuel du travail on dispose d'un outil permettant de simuler une déformation homogène tridimensionnelle (variable en intensité et en orientation) d'éléments linéaires et planaires.

En particulier, le modèle développé permet de simuler la réorientation de linéations enroulées par un pli auquel est surimposée une déformation homogène et de calculer le profil du pli correspondant.

L'exploitation de cet outil n'en est qu'à ses débuts, on peut cependant déjà tirer les leçons suivantes.

- L'estimation de la déformation, par comparaison de modèles calculés et de cas naturels, dépend beaucoup de la précision des mesures (sur le profil et sur les linéations) et de la validité des hypothèses du modèle.
- Les nombreuses figures déjà obtenues permettent d'envisager la création d'un programme d'aide à l'ajustement de figures théoriques aux cas naturels, et d'utiliser le test par la méthode des épaisseurs orthogonales des profils de plis.
- Il est possible à partir des programmes déjà établis de construire des modèles plus précis, en particulier, en différenciant la charnière et les deux flancs du pli simulé (cf. chapitre II) pour se rapprocher de ce qui a été observé sur le terrain.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les principaux résultats acquis peuvent être résumés de la manière suivante.

- Six types de séries lithostratigraphiques mésozoïques sont distinguées : la couverture autochtone du massif d'Ambin, deux séries bréchiques allochtones, deux séries piémontaises externes, une série piémontaise à substratum ophiolitique présumé.
- Les cinq premières séries, riches en brèches s'ordonnent selon un agencement paléogéographique conditionné dès le début du Jurassique par la structure en escarpement de faille de la transition entre domaines briançonnais et piémontais externe. Dans la région étudiée cette transition paléogéographique s'établit probablement suivant une direction NW-SE, oblique à l'allongement actuel des Alpes occidentales.
- Une discontinuité importante entre les Schistes lustrés d'une part et les séries autochtones du massif d'Ambin d'autre part, est mise en évidence. Une première phase tectonométamorphique se déroule dans les Schistes lustrés (Crétacé supérieur ?) tandis que la sédimentation persiste dans la couverture mésozoïque de type ultrabriançonnais, dans le massif d'Ambin. Après le charriage des Schistes lustrés - ensemble composite déjà structuré sur le massif d'Ambin - toutes les unités subissent une même évolution tectonométamorphique polyphasée (faciès Schistes bleus puis Schistes verts ; phases 2, 3 et 4).
- Le réglage médiocre des plis mineurs ainsi que l'excellent réglage EW des linéations minérales sont liés pour l'essentiel à des étirements associés à la phase 3, et sont donc tardifs.
- La linéation minérale réglée EW, ubiquiste sur le massif représente une déformation liée au rétrodéversement des unités allochtones, et non pas au transport initial de nappes de charriage vers l'Ouest.
- Dans les zones où les marqueurs classiques de la déformation sont rares (ou absents) à l'exception des plis mineurs enroulant des linéations, l'outil de simulation de la déformation homogène développé peut constituer un moyen de quantification.

BIBLIOGRAPHIE

Liste des figures

Table des matières

BIBLIOGRAPHIE

- ALLENBACH B. et CARON J.M. (1982) - Déformation des linéations, comparaison de modèles calculés et de cas naturels. Interprétation des champs de déformation finie en tectonique. Table ronde internationale du C.N.R.S., Rennes 1p.
- ALLENBACH B. et CARON J.M. (1982) - Notions élémentaires de calcul matriciel appliqué à la géométrie. Lab. de géol. et paléont., Strasbourg. Note techn. de l'Inst. de Géol. Strasbourg, 13, 40 p.
- ALLENBACH B. et CARON J.M. (1982) - Relations paléogéographiques et tectoniques entre le massif d'Ambin et les Schistes lustrés de sa bordure SW. 9^e R.A.S.T., 17-19 mars 1982, p. 6.
- BERTRAND M. (1889) - Sur les Schistes lustrés du Mont Cenis. *Bull. Soc. Géol. France*, 3, 17, p. 664.
- BOCQUET J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse, Grenoble, 489 p.
- BOURBON M. (1980) - Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse Doc. Sci. E.N.M.S., Paris, 335 p.
- BOURBON M. DE GRACIANSKY P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et MERCIER D. (1975) - Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées dans le Mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes françaises). Excursion 5, IX^e Congrès international de Sédimentologie, Nice, 155 p.
- 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.
- CABY R. (1964) - Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Suse). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 40, p. 131-186.
- CARON J.M. (1970) - Contribution à l'étude géologique de la région de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). Thèse 3^e cycle, Orsay, 188 p.
- CARON J.M. (1971) - Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). *Géol. Alpine*, 47, p. 45-67.
- CARON J.M. (1973) - Les glissements synschisteux dans les Schistes lustrés piémontais. (Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie) : leurs liaisons avec les rétrocharriages. *Sci. géol. Bull.*, 26, p. 259-278.
- CARON J.M. (1974) - Les glissements synschisteux, reflets dans les Schistes lustrés de mouvements de socle (exemple dans les Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie). *Géol. Alpine*, 50, p. 45-55.
- CARON J.M. (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Sci. Géol., Mém.*, 48, 326 p.
- CARON J.M. (1979) - Déformation des linéations, *Eclogae geol. Helv.*, 72, 2, p. 485-496.
- CARON J.M. (1979) - Relations entre métamorphisme et déformation dans les Alpes cottiennes. *Eclogae geol. Helv.*, 72, p. 497-507.
- CARON J.M., SCHUMACHER F. et TRICART P. (1973) - Chronologie et évolution des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). *Sci. Géol. Bull.*, 26, p. 245-258.
- CARON J.M. et GAY M. (1977) - La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais. *Eclogae geol. Helv.*, 70, 3, p. 643-665.
- CHATTERJEE N.D. (1971) - Phase Equilibria in the Alpine Metamorphic Rocks of the Environs of the Dora-Maira Massif, Western Italian Alps. *Neues Jb. Mineral Abh.*, 114, p. 181-245.
- CHESSEX R. (1959) - La géologie de la haute vallée d'Abondance, Haute-Savoie (France). *Eclogae geol. Helv.*, 52, p. 295-400.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 38-40.
- DE SITTER L.U. (1958) - Structural Geology. Mc Graw-Hill Book Company, New York.
- DUNNET D. (1969) - A technique of finite-strain analysis using elliptical particles. *Tectonophys.*, 7, p. 117-136.
- ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie). *Mém. expl. Carte géol. dét. Fr.*, 561 p.
- ELLIOTT D. (1972) - Deformation paths in structural geology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 2621-2638.
- ESCHER A. et WATTERSON J. (1974) - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophys.*, 22, p. 223-231.
- FAURE M. et MALAVIELLE J. (1980) - Les plis en fourreau du substratum de la nappe des Schistes lustrés de Corse. Signification cinématique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 290, p. 1349-1352.

- FLINN D. (1962) - On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quart. J. Géol. Soc. London*, 118, p. 385-433.
- FLINN D. (1979) - The computation of deformations, *Geol. J.*, 14, p. 87-98.
- FLINN D. (1980) - The deformation matrix and the deformation ellipsoid. *Journ. Struct. Géol.*, 1, p. 299-307.
- FRANCHI S. (1898) - Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 29, p. 173-247 et 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.
- GASTALDI B. (1874) - Studi geologici sulle Alpi occidentali. Parte II. *Mem. R. Com. Geol. Ital.*, II, p. 59.
- GAY M. (1971) - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Thèse, Lyon, 296 p.
- 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.
- GOGUEL J. (1955) - Précisions nouvelles sur les écaillies de la couverture du massif d'Ambin. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, V, p. 65-75.
- GOGUEL J. (1958) - Présence des conglomérats à la base du "groupe d'Ambin" dans les schistes cristallins du Massif d'Ambin (Savoie). *C.R. Soc. Géol. France*, 11-12, p. 229-231.
- GOGUEL J. et ELLENBERGER F. (1952) - La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 262-264.
- GOGUEL J. et LAFFITE P. (1952) - Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, 2, p. 575-595.
- HERMANN F. et RAGUIN E. (1930) - Carta geologica della regione comprese fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso, alla scala 3 : 200 000. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, VIII.
- HOBBS B.E., MEANS W.D. et WILLIAMS P.F. (1976) - An outline of structural geology. Wiley, New York, 571 p.
- HSU R.J. (1974) - Melanges and their distinction from olistostromes : p. 321-333, In *Modern and Ancient geosynclinal sedimentation*, R.H. Dott and R.H. Shaver (Edt), *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Pub.* 19.
- HUDLESTON P.J. (1973) - "An analysis of "single-layer" folds developed experimentally in viscous media". *Tectonophysics*, 16, p. 189-214.
- IPPOLITO F. (1949) - Carta geologica del Moncenisio alla scala 1 : 25 000 e note illustrative. *Mem. Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli*, II, p. 105-117.
- JAEGER J.C. et COOK N.G.W. (1969) - Fundamentals of rock mechanics. Methuen and Co, London, 513 p.
- LAGABRIELLE Y. (1982) - Ophiolites et croûte océanique. Tectonique et environnement sédimentaire. Apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitiques du Queyras (Alpes franco-italiennes). Thèse 3e cycle, Brest, 198 p.
- LEBLANC D. (1962) - Etude géologique de la région du Col du Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). Diplôme d'Etudes Supérieures, Paris, 82 p.
- LEFEVRE R. (1982) - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. Thèse Doc. Sci., Paris, Orsay, 435 p.
- LEFEVRE R. et MICHARD A. (1976) - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans le faciès des Schistes bleus à jadéite. *Sci. Géol., Bull.*, 29;3, p. 183-222.
- LEMOINE M. (1961) - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 4, p. 163-180.
- LEMOINE M. (1963) - Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. *Geol. Rdsch.*, 53, p. 113-131.
- LEMOINE M. (1967) - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Geol. Rdsch.*, 56, p. 320-335.
- LEMOINE M. (1970) - Les séries post-triasiques de la marge externe du complexe piémontais. "Chapitre 10", manuscrit inédit, 82 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.
- LIEWIG N. (1981) - Les phengites, marqueurs géométriques, chimiques et isotopiques de l'histoire des roches métamorphiques - application aux Schistes lustrés des Alpes cottiennes. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 99 p.
- LIEWIG N., CARON J.M. et CLAUER N. (1981) Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of Alpine sheet silicates during polyphased deformation. *Tectonophysics*, 78, p. 273-290.
- LORENZONI S. (1965) - Studio geopetrografico del versante italiano del massiccio d'Ambin. *M. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 25, 88 p.
- Mc ILREATH I.A. et JAMES N.P. (1979) - Carbonate Slopes. In: *Facies Models*, Walker R.G. Ed. *Geoscience Can. Rep. Series* 1, p. 133-144.

- MEANS W.D. (1976) - Stress and Strain. Basic Concepts of continuous mechanics for geologists. Springer-Verlag ed. New York, Heidelberg, Berlin, 339 p.
- MICHARD A. (1958) - Géologie générale de la zone d'Acceglio-Longet dans la région de Bellino (Alpes cottiennes, Italie). Dipl. Et. Sup. Ecole Norm. Sup. Paris, 122 p. ronéo, 2 fasc.
- MICHARD A. (1959) - Contributions à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la Haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 1, p. 52-61.
- MICHARD A. (1966-67) - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Ed. du C.N.R.S., Paris, 447 p.
- MICHEL R. (1956) - Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 6, VI, p. 121-123.
- MICHEL R. (1957) - Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 6, VII, p. 130-131.
- MILTON N.D. (1980) - Determination of the strain ellipsoid from measurements on any three sections. *Tectonophysics*, 64, p. T19-T27.
- MORTILLET G. de (1872) - Géologie du tunnel de Fréjus ou percée du Mont-Cenis. Extrait de la Revue savoisienne, Annecy, 16 p.
- PORTIS A. (1889) - Nuove località fossilifere in Val di Susa. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 20, p. 141-183.
- POTDEVIN J.L. (1982) - Mém. D.E.A. Dép. Sc. Terre. Lyon, Inédit.
- RAMBERG H. et GHOSH S.K. (1977) - Rotation and strain of linear and planar structures in three dimensional progressive deformation. *Tectonophysics*, 40, p. 309-337.
- RAMSAY D.M. et STURT B.A. (1970) - Polyphase deformation of a polymict Silurian conglomerate from Magerøy Norway. *J. Geol.*, 78, p. 264-280.
- RAMSAY D.M. et STURT B.A. (1973) - An analysis of non cylindrical and incongruous fold pattern from the Eo-Cambrian rocks of Sory, Northern Norway. II. The significance of synfold stretching lineation in the evolution of non cylindrical folds. *Tectonophysics*, 18, p. 109-121.
- RAMSAY J.G. (1963) - Stratigraphy, structure and metamorphism in the Western Alps. *Geol. Assoc. Proc.*, 74, p. 357-392.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill Book Co, New York, 568 p.
- RAMSAY J.G. (1976) - Displacement and strain in a discussion on natural strain and geological structure. *Phil. Trans. R. Soc., London*, A, 283, p. 3-25.
- RAMSAY J.G. et GRAHAM R.H. (1970) - Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7, p. 786-813.
- RAMSAY J.G. et WOOD D.S. (1973) - The geometric effects of volume change during deformation Processes. *Tectonophysics*, 16, p. 263-277.
- RAOULT J.F. (1980) - Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). *Rev. Géol. dyn. et Géog. Phys.*, 22, 45, p. 303-312.
- SALOT P. (1978) - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Doc. Sci. Paris, 183 p.
- SANDERSON D. (1973) - The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, 16, p. 55-70.
- SCHUMACHER F. (1972) - Contribution à l'étude structurale du Haut Val Grana (zones internes des Alpes cottiennes, Italie). Thèse 3e cycle, Strasbourg, 82 p.
- SCIUS H. (1981) - La carte au 50 000e de Pietra-di-Verde. Etude géologique régionale des Schistes lustrés corses. Thèse 3e cycle. Strasbourg, 124 p.
- SIDDANS A.W.B. (1980) - Analysis of three dimensional, homogeneous, finite strain using ellipsoidal objects. *Tectonophysics*, 64, p. 1-16.
- SIDDANS A.W.B. (1983) - Structural and metamorphic evolution of a part of the Vanoise : 1. the zone Vanoise - Mt Pourri in the region of Val d'Isère (à paraître).
- TERMIER P. (1891) - Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise. *Bull. Serv. Carte géol. Topogr. Souterr.*, 20, p. 1-147.
- TRICART P. (1980) - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Doc. 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.*, 19, p. 873-881.
- WEIDMANN M. (1972) - Le front de la brèche du Chablais dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulph (Haute-Savoie). Quelques remarques générales sur la nappe de la brèche. *Géol. Alpine*, 48, p. 229-246.

LISTE DES FIGURES

	pages
Fig. 1 : Carte toponymique de la bordure SW du massif d'Ambin	2
Fig. 2 : Schéma structural des Alpes occidentales	4
Fig. 3 : Lithostratigraphie des formations prétriasiques du massif d'Ambin d'après LORENZONI (1965)	6
Fig. 4 : Synopsis stratigraphique d'après GAY (1971)	8
Fig. 5 : Légende des colonnes lithostratigraphiques	12
Fig. 6 : Coupe de Bellecombe-Carlina	13
Fig. 7 : Coupe de Gran Scala	14
Fig. 8 : Coupe de Pont de la Doire	15
Fig. 9 : Localisation des séries autochtones décrites	16
Fig. 10 : Coupe de la Beaume I	16
Fig. 11 : Coupe de la Beaume II	17
Fig. 12 : Coupe de Pramand Est	18
Fig. 13 : Coupe de Séguret Sud	19
Fig. 14 : Coupe du Sommeiller Sud	20
Fig. 15 : Coupe de Grange d'Etache	21
Fig. 16 : Coupe du torrent de Rio de Fond	21
Fig. 17 : Coupe de Clopaca	22
Fig. 18 : Localisation des séries parautochtones décrites	23
Fig. 19 : Coupe de Rio de Fond I	24
Fig. 20 : Coupe de Rio de Fond II	25
Fig. 21 : Coupe du glacier des Fourneaux	25
Fig. 22 : Coupe du versant sud de Rognosa d'Etache	26
Fig. 23 : Coupe du Ruisseau de Constans	27
Fig. 24 : Coupe du sommet de Vallonetto	28
Fig. 25 : Mégabrèche dolomitique boudinée du Vallonetto	29
Fig. 26 : Représentation schématique de la limite Briançonnais-Piémontais ..	31
Fig. 27 : Typologie des domaines entre Briançonnais et Piémontais	32
Fig. 28 : Localisation des coupes dans les schistes lustrés	33
Fig. 29 : Coupe de Valfredda-Vin Vert	34
Fig. 30 : Colonne lithologique de Valfredda-Vin Vert	35
Fig. 31 : Coupe de la crête Vin Vert-Vallonetto	36
Fig. 32 : Colonne lithologique de Vin Vert-Vallonetto	36
Fig. 33a: Carte d'affleurement du versant sud du M. Vin Vert	37
Fig. 33b: Colonne lithologique de l'affleurement du versant sud du M. Vin Vert	37
Fig. 34 : Colonne lithologique du versant sud du Jafferai	38
Fig. 35 : Colonne lithologique de Costa del Becco	39
Fig. 36 : Coupe du Pso Clopaca-Pte Ferrand	40
Fig. 37 : Colonne lithologique du Rocher de l'Aigle	40

Fig. 38 : Coupe du Collet Valfredda	41
Fig. 39 : Colonne lithologique présumée du Collet Valfredda	41
Fig. 40 : Colonne lithologique présumée de Costa del Becco I	42
Fig. 41 : Colonne lithologique présumée de Costa del Becco II	42
Fig. 42 : Coupe du Sommet du Vin Vert	43
Fig. 43 : Colonne lithologique présumée des schistes lustrés de Fourneau ..	44
Fig. 44 : Esquisse des principaux types de séries stratigraphiques	44
Fig. 45 : Attributions stratigraphiques présumées des séries à affinité piémontaise externe	45
Fig. 46 : Synopsis des séries à brèches carbonatées	46
Fig. 47 : Reconstitution présumée de la limite Ultrabriançonnais-Piémontais au Lias "basal" et au Malm	48
Fig. 48 : Schéma structural de la bordure SW du massif d'Ambin	50
Fig. 49 : Panorama du versant SW du massif d'Ambin	51
Fig. 50 : Coupe E-W du versant SW du massif d'Ambin	51
Fig. 51 : Foliation S_1 , schistosité de crénulation S_2 et schistosité S_3 dans les schistes lustrés	53
Fig. 52 : Déformation d'un pli P_2 par un pli P_3	53
Fig. 53 : Figure d'interférence en "bourse" dans les schistes lustrés	54
Fig. 54 : Plis P_2 pris en écharpe par S_3	54
Fig. 55 : Interférence P_1 - P_2 - P_3 dans les schistes lustrés	55
Fig. 56 : Interférence P_2 - P_3 dans les quartzites reconstituées de la série autochtone	56
Fig. 57 : Schistosité de crénulation S_3 dans le groupe d'Etache	57
Fig. 58 : Schistosité S_2 , S_3 dans le groupe d'Ambin	57
Fig. 59 : Foliation S_2 et plis P_2 ondulés par la phase 3 dans le groupe d'Ambin	58
Fig. 60 : Schistosité S_2 , S_3 et plis P_2 dans le groupe de la Clarea	58
Fig. 61 : Interférence de plis P_2 - P_3 dans la série à mégabèche	59
Fig. 62 : Comparaison des structures entre les différentes unités	60
Fig. 63 : Style des déformations dans les différentes séries	61
Fig. 64 : Réglage des linéations minérales à la bordure SW du massif d'Ambin	65
Fig. 65 : Dispersion des plis mineurs dans la couverture mésozoïque du massif d'Ambin	66
Fig. 66 : Resserement des éventails de dispersion des plis mineurs à l'approche du contact majeur C	66
Fig. 67 : Déformation d'un pli P_2 par un pli P_3	67
Fig. 68 : Dispersion de plis mineurs à l'affleurement	68
Fig. 69 : Enchaînement de P_2 et de P_3 pluridécimétriques	68
Fig. 70 : Pli à axe courbe	69
Fig. 71 : Méthode des épaisseurs orthogonales appliquée aux plis P_3	70
Fig. 72 : Déformation de linéations par un pli P_3	71
Fig. 73 : Déformation de linéations par un pli P_3	72
Fig. 74 : P_2 et L_2 déformés par un pli P_3	73
Fig. 75 : Différence de comportement des linéations entre la charnière et les flancs d'un pli à axe courbe	74
Fig. 76 : Réglage des linéations sur un pli à axe courbe	75

Fig. 77 : Pli "né courbe"	77
Fig. 78 : Caractères des phases de déformation successives	78
Fig. 79 : Coupes EW et NS de la bordure SW du massif d'Ambin	80
Fig. 80 : Style des plis dans les marbres	82
Fig. 81 : Carte géologique du secteur Vallonetto-Someiller	83
Fig. 82 : Panorama de la klippe du M. Vallonetto	84
Fig. 83 : Panorama rive gauche de Rio de Fond	85
Fig. 84 : Coupe Pte de Fourneau méridionale, Crête Valfredda	85
Fig. 85 : Déformation d'un cercle	88
Fig. 86 : Déplacement pour un point	89
Fig. 87 : Transformation de coordonnées homogène pour 2 points	90
Fig. 88 : Déformation homogène et champ de déplacement	91
Fig. 89 : Déformation en deux dimensions	92
Fig. 90 : Cosinus directeurs d'un vecteur unitaire	93
Fig. 91 : Famille de plans parallèles orthogonaux à $\vec{u}_1$	93
Fig. 92 : Déformation homogène d'une sphère	95
Fig. 93 : Diagonalisation en deux dimensions	96
Fig. 94 : Pure shear	97
Fig. 95 : Simple shear	97
Fig. 96 : Factorisation d'un simple shear	98
Fig. 97 : Factorisation de la transformation plane	99
Fig. 98 : Sections perpendiculaires aux axes d'un ellipsoïde d'orientation quelconque	103
Fig. 99 : Décomposition de la genèse des plis simulés	106
Fig. 100 : Mesure des épaisseurs orthogonales et abaques correspondantes ..	107
Fig. 101 : Représentation des états initial et final par la table traçante	108
Fig. 102 : Orientation du repère de l'espace vectoriel, décomposition en cosinus directeurs	109
Fig. 103 : Organisation schématique de la simulation	110
Fig. 104 : Repères géométriques pour la géométrie du petit cercle	110
Fig. 105 : Abaque de RAMSAY pour les plis concentriques aplatis	113
Fig. 106 : Variation de l'épaisseur en fonction du pendage	113
Fig. 107 : Deux cas d'orientation relative des axes de la déformation et des axes de symétrie du pli	115
Fig. 108 : Intersection d'un cylindre par un plan quelconque	116
Fig. 109 : Clavier des touches prédéfinies du programme de simulation	120
Fig. 110 : Organisation du système de simulation	120
Fig. 111 : Exemple de sortie traçante	122
Fig. 112 : Simulation de la réorientation des linéations pour des intensités variables de la déformation	124
Fig. 113 : Simulation de la réorientation des linéations pour des orientations relatives quelconques entre les axes de plis et les axes de la déformation	125
Fig. 114 : Déformations coaxiales successives d'un pli	126
Fig. 115 : Déformation non coaxiale d'un pli $N0,0$	127

pages

Fig. 116 : Déformation non coaxiale d'un pli NO,15S	127
Fig. 117 : Evolution du profil d'un pli pour une déformation non coaxiale .	128
Fig. 118 : Profils de plis calculés, axes de pli et de la déformation confondus	129
Fig. 119 : Variations des différents paramètres dans le calcul des profils de plis	131
Fig. 120 : Variation de surface dans le plan du profil du pli entre l'état initial et l'état final	132
Fig. 121 : "Erreur" calculée sur l'estimation de la déformation	132
Fig. 122 : Quantification de la déformation	133

TABLE DES MATIÈRES

pages

INTRODUCTION	1
I - LE CADRE GEOGRAPHIQUE	1
II - LE CADRE GEOLOGIQUE	3
III - APERÇU DES TRAVAUX SUR LE MASSIF D'AMBIN	5
A - LES TRAVAUX ANTERIEURS A 1960	5
B - LES MONOGRAPHIES RECENTES	6
1. LORENZONI (1965) : "ETUDE GEOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE DU VERSANT ITALIEN DU MASSIF D'AMBIN"	6
2. GAY (1971) : LE MASSIF D'AMBIN ET SON CADRE DE SCHISTES LUSTRES	7
C - LES POINTS DE COMPARAISONS DANS LES REGIONS PROCHES	9
IV - CONCLUSION : BUT DU TRAVAIL	10
Chapitre I - LITHOSTRATIGRAPHIE DES SERIES MESOZOIQUES DE LA BORDURE SW DU MASSIF D'AMBIN	11
I - LES SERIES BRIANÇONNAISES INTERNES ET ULTRABRIANÇONNAISES : "LES SERIES BRECHTIQUES"	12
A - LA COUVERTURE AUTOCHTONE	13
1. RAPPEL SUR LES SERIES MESOZOIQUES AUTOCHTONES DU POURTOUR DU MASSIF D'AMBIN : LES COUPES DE REFERENCE	13
2. DESCRIPTION DES COUPES TYPES DE LA COUVERTURE AUTOCHTONE DU MASSIF D'AMBIN	16
a. La série de la Beaume I	16
b. La série de la Beaume II	17
c. La série du Pramand Est	18
d. La série de Séguret Sud	19
e. La série du Sommeiller Sud	20
f. La série de Grange d'Etache	20
g. La série du torrent de Rio de Fond	21
h. La série de Clopaca	22
3. CARACTERISTIQUES DE LA COUVERTURE MESOZOIQUE DU MASSIF D'AMBIN	22
B - LES SERIES PARAUTOCHTONES	23

	pages
1. LES SERIES BRECHQUES PARAUTOCHTONES DE RIO DE FOND	24
a. Les deux coupes de la rive gauche de Rio de Fond	24
b. La coupe du glacier des Fourneaux	25
c. La coupe du versant sud de Rognosa d'Etache	26
2. LA SERIE PARAUTOCHTONE DU RUISSEAU DE CONSTANS	26
3. CARACTERISTIQUES DES SERIES PARAUTOCHTONES	27
C - LA SERIE A MEGABRECHES : LA COUPE DU SOMMET DU VALLONETTO	28
D - INTERPRETATION DES SERIES A BRECHES ET COMPARAISON AVEC LES SERIES ULTRABRIANÇONNAISES DECRIRES PLUS AU SUD	30
1. INTERPRETATION DES SERIES A BRECHES	30
a. Nature et origine des éléments détritiques	30
b. Genèse et sédimentation des brèches chaotiques	31
2. COMPARAISON AVEC LES SERIES BRIANÇONNAISES INTERNES ET ULTRA- BRIANÇONNAISES DES ALPES COTTIENNES MERIDIONALES	32
II - LES UNITES PIEMONTAISES DU VERSANT OUEST DU MASSIF D'AMBIN : LES SCHISTES LUSTRES	33
A - LES SERIES PIEMONTAISES EXTERNES (s.l.)	33
1. LA SERIE DE VALFREDDA - VIN VERT	34
a. La coupe de Valfredda - Vin Vert	34
b. La coupe de la crête du Vin Vert - Vallonetto	35
c. La coupe du versant sud du M. Vin Vert	37
2. LA SERIE DE TYPE JAFFERAU	38
a. La coupe du versant sud du M. Jafferau	38
b. La coupe de Costa del Becco	38
c. La coupe du Pso Clopaca - Pte Ferrand	39
B - PIEMONTAIS INTERNE	40
1. LA COUPE DU ROCHER DE L'AIGLE	40
2. LA COUPE DU COLLET VALFREDDA	41
3. LES DEUX COUPES DE LA BASE DU VERSANT NORD DE LA COSTA DEL BECCO	42
4. LA COUPE DU SOMMET DU M. VIN VERT	43
C - SERIE INDETERMINEE	43
D - ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES DES SERIES DE SCHISTES LUSTRES	44
1. LES SERIES PIEMONTAISES EXTERNES	45
2. LES SERIES PIEMONTAISES INTERNES	47
III - CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES	47

	pages
Chapitre II - ANALYSE TECTONIQUE DE LA BORDURE SW DU MASSIF D'AMBIN	49
I - LES UNITES STRUCTURALES DE LA BORDURE SW DU MASSIF D'AMBIN	51
II - DENOMBREMENT DES STRUCTURES MINEURES	52
A - DENOMBREMENT DES STRUCTURES PENETRATIVES DANS LES SCHISTES LUSTRES ..	52
B - DENOMBREMENT DES STRUCTURES PENETRATIVES DANS LES SERIES BRECHQUES ET DANS LES TERMES ANTEMESOZOIQUES	55
1. STRUCTURATION DE LA COUVERTURE MESOZOIQUE AUTOCHTONE ET DES TERMES ANTEMESOZOIQUES	55
a. La couverture mésozoïque	55
b. Le groupe d' Etache et le groupe d'Ambin	56
c. Le groupe de la Claréa	57
2. STRUCTURES DANS LA SERIE PARAUCHTONE ET LA SERIE A MEGABRECHES ..	58
C - RECAPITULATION DES STRUCTURES PENETRATIVES DANS LES DIFFERENTES UNITES STRUCTURALES	59
III - APERCU SUR LES CRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES ET LEURS RAPPORTS AVEC LES MICROSTRUCTURES	62
A - INDICATIONS SUR LES MINERAUX DU METAMORPHISME DES SCHISTES LUSTRES ..	62
B - RAPPORTS ENTRE MINERAUX ET MICROSTRUCTURES DANS LES SCHISTES LUSTRES ..	62
IV - ASPECTS DE LA DEFORMATION ET PROBLEMES DE MECANISMES	63
A - ORIENTATIONS DES PLIS P_2 ET P_3 DANS LES SCHISTES LUSTRES ET LES SERIES ALLOCHTONES	67
B - COMPARAISON ENTRE LA DISPERSION DES ORIENTATIONS DES PLIS MINEURS 2 ET 3 ET LES PLIS A AXE COURBE	69
C - ENROULEMENT ET REORIENTATION DES LINEATIONS D'ETIREMENT PAR LES PLIS P_3	71
1. CARACTERISATION DU STYLE DES P_3	71
2. DEFORMATION DES LINEATIONS D'ETIREMENT PAR LES PLIS P_3	71
D - ENROULEMENT ET REORIENTATION DES LINEATIONS D'ETIREMENT PAR LES PLIS A AXE COURBE	73
1. CHRONOLOGIE RELATIVE ENTRE LINEATION D'ETIREMENT, PLIS P_2 ET P_3 ..	73
2. LES PLIS "NES COURBES"	76
3. INTERPRETATION DES PLIS A AXE COURBE	77
E - CONCLUSIONS	77
V - HISTOIRE TECTONIQUE DU MASSIF D'AMBIN	78
A - CARACTERES DES PHASES SUCCESSIVES	79
1. PHASE 1	79
2. PHASE 2	79
3. PHASE 3	79
4. PHASE 4	81

	pages
B - RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE LES CONTACTS ANORMAUX ET LES PHASES DE PLISSEMENT	81
1. LES CONTACTS A	81
2. LES CONTACTS B	82
3. LES CONTACTS C	86
C - RECAPITULATION	86
Chapitre III - PRESENTATION SOUS FORME MATRICIELLE DE LA DEFORMATION HOMOGENE FINIE	87
I - MISE EN EQUATION DE LA DEFORMATION HOMOGENE FINIE	88
A - TRANSFORMATION DE COORDONNEES POUR UN POINT	88
B - TRANSFORMATION DE COORDONNEES HOMOGENE POUR 2 POINTS	89
C - TRANSFORMATION DE COORDONNEES HOMOGENE POUR UN ENSEMBLE DE POINTS ..	91
II - DEFORMATION DE PLANS ET DE SPHERES:DEFINITIONS DE LA DEFORMATION HOMOGENE FINIE	93
A - DEFORMATION DE PLANS	93
B - DEFORMATION D'UNE SPHERE	94
III - DECOMPOSITION EN FACTORISATION DE LA DEFORMATION	96
A - CHANGEMENT DE REPERE POUR UNE DISTORSION	96
B - DECOMPOSITION DE DEFORMATIONS PLANES	97
1. "PURE SHEAR" ET "SIMPLE SHEAR"	97
2. DECOMPOSITION D'UN "SIMPLE SHEAR" EN "PURE SHEAR" ET ROTATIONS ..	98
3. DECOMPOSITION DE LA DEFORMATION PLANE	99
C - DECOMPOSITION DE DEFORMATIONS TRIDIMENSIONNELLES	100
IV - DEFORMATION DE DROITES ET DE PLANS	101
A - DEFORMATION DE DROITES	101
B - DEFORMATION DE PLANS	102
V - EFFETS EN DEUX DIMENSIONS D'UNE DEFORMATION TRIDIMENSIONNELLE	103
Chapitre IV - MODELISATION DE LA DEFORMATION DES LINEATIONS AUTOUR DES PLIS MINEURS,UNE METHODE DE QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION HOMOGENE FINIE	105
I - LE MODELE	106
A - HYPOTHESES ET FONDEMENTS THEORIQUES	106
1. FLEXION	106
2. DEFORMATION HOMOGENE	107
B - COMPATIBILITE DU MODELE AVEC LES OBSERVATIONS DE TERRAIN	107
C - MISE EN EQUATIONS DU MODELE	108
1. L'ETAT INITIAL	109
2. LA FLEXION	110

	pages
3. LA DEFORMATION HOMOGENE	111
4. CALCUL DES PROFILS DE PLIS	114
a. Loi de variation de l'épaisseur en fonction du pendage	114
b. Recherche du plan P_1 qui donnera le plan du profil de l'état final P_2	115
c. Calcul de l'intersection du plan P_1 avec le pli de l'état intermédiaire ..	116
d. Calcul de l'intersection de l'ellipsoïde de déformation finie avec le plan P_2	117
e. Calcul du profil de pli dans l'état final	118
D - LES PROGRAMMES	119
1. LE SYSTEME GRAPHIQUE TEKTRONIX 4054	119
2. ORGANISATION DU SYSTEME DE SIMULATION	119
a. Méthode de programmation	119
b. Organisation du système	119
c. Manipulation du système de simulation	121
II - LA SIMULATION	122
A - LES LINEATIONS DEFORMEES AUTOUR DE PLIS MINEURS:UN CRITERE DE ROTATION DES AXES DE PLIS	123
1. LES AXES DE LA DEFORMATION HOMOGENE SURIMPOSEE SONT PARALLELES AUX AXES DE SYMETRIE DU PLI	123
2. LES AXES DE LA DEFORMATION SURIMPOSEE NE SONT PAS PARALLELES AUX AXES DE SYMETRIE DU PLI	123
B - DEFORMATIONS SUCCESSIVES	126
C - ETUDE DES PROFILS DE PLIS	129
1. L'AXE DU PLI EST PARALLELE A L'AXE Y DE LA DEFORMATION	129
2. METHODE D'ETUDE DES PROFILS DE PLIS	130
III - EXEMPLE DE QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION	133
IV - CONCLUSION	134
CONCLUSIONS GENERALES	135
BIBLIOGRAPHIE	
LISTE DES FIGURES	

R É S U M É

A la bordure SW du massif d'Ambin, six séries lithostratigraphiques mésozoïques sont différenciées :

- la couverture autochtone des terrains siliceux antétriasiques (ultrabriançonnaise),
- deux séries parautochtones riches en brèches chaotiques (affinités ultrabriançonnaises),
- deux séries de Schistes lustrés contenant à la base des brèches dolomitiques, terminées par des olistolites de roches vertes (piémontaises externes),
- des Schistes lustrés ophiolitifères (piémontais internes).

L'individualisation nouvelle des séries parautochtones précise la transition paléogéographique entre les domaines briançonnais interne et piémontais externe.

L'évolution tectonométamorphique est reconstituée à partir du dénombrement des générations de structures synschisteuses et de la géométrie des contacts anormaux successifs.

Afin de quantifier la déformation de ces séries dépourvues de marqueurs classiques, une modélisation mathématique (sous forme matricielle) de la déformation des linéations autour des plis mineurs, est simulée par ordinateur.

MOTS-CLEFS :

Massif d'Ambin, Ultrabriançonnais, séries bréchiques, olistostromes, Schistes lustrés, tectonique polyphasée, contacts anormaux, plis à axe courbe, linéations, déformation homogène, calcul matriciel, simulation, quantification de la déformation.