



HAL
open science

Contribution à l'étude géologique des formations permo-triasiques de la partie septentrionale de Belledonne : de la vallée de l'Arly au lac de la Girotte-Savoie.

Georges Gand

► **To cite this version:**

Georges Gand. Contribution à l'étude géologique des formations permo-triasiques de la partie septentrionale de Belledonne : de la vallée de l'Arly au lac de la Girotte-Savoie.. Minéralogie. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1973. Français. NNT : . tel-00556504

HAL Id: tel-00556504

<https://theses.hal.science/tel-00556504>

Submitted on 17 Jan 2011

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.

Doctorat de 3ème Cycle
N d'ordre

THESE

PRESENTEE

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{eme} CYCLE

SPECIALITE SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GEOLCGIE APPLIQUEE

PAR

Georges GAND

Professeur de Sciences Naturelles au Lycée du CREUSOT

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DES FORMATIONS PERMO-TRIASIQUES DE LA
PARTIE SEPTENTRIONALE DE BELLEDONNE _ DE LA VALLEE DE L'ARLY AU LAC DE LA
GIROTTE _ SAVOIE

Soutenu le 25 Mai 1973 devant la Commission d'Examen

M.le Professeur J. DEBELMAS _ Président

M. le Professeur J. PERRIAUX _ Rapporteur

M. le Professeur G. LUCAS _ Invité

ERRATUMS

<u>Page</u>	<u>Ligne</u>	<u>Lire</u>	<u>au lieu de</u>
3 (Table des Matières)	16	β - Limite Eocène -Oligocène	β - Limite Priabonien - Eocène
1	dernière	à l'Eocène supérieur	de l'Eocène supérieur
13	24	Nicaetrochus cyclolitoides	Nicaetrochus cyclotitoides
19	18	relative	reltive
21	39	à 5 μ	à 5
24		Pl. 8	
25		Pl. 9	
26	14	7,27 %	7;27
27	47	qu'ils ont subie	qu'il ont subie
42	11	adultes à cette taille	adultes de cette taille
51 Pl. 15 (11)		65 μ	500 μ
52	10	[142]	142
"	14	[41]	41
"	16	[142]	142
58	35	toujours	troujours
62	2	1 NUMMULITIDAE	(1) NUMMULITIDAE
"	25	11---PLANCTONIQUES	---PLANCTONIQUES
"	26	HANTKENINIDAE	11 HANTKENINIDAE
"	42	Nombre de Foraminifères de chacun	Nombre de chacun
66	47	des tests vides	destests vide
"	"	des tests vivant	des tests vivants
70	20	F/kg augmente de 13.10^3 à 6.10^4	F/kg diminue de 13.10^3 à 6.10^4
74	7	l'assemblage planctonique varie au profit des Agglutinés	l'assemblage planctonique varie au détriment des Agglutinés
79 Pl. 23		Score (S_2)	Score (S_e)
90		Pl. 29	

Président : Monsieur Michel SOUTIF
Vice-Président : Monsieur Gabriel GAU

PROFESSEURS TITULAIRES

MM. ANGLES D'AURIAC Paul
ARNAUD Georges
ARNAUD Paul
AUBERT Guy
AYANT Yves
Mme BARBIER Marie-Jeanne
MM. BARBIER Jean-Claude
BARBIER Reynold
BARJON Robert
BARNOUD Fernand
BARRA Jean-René
BARRIE Joseph
BENOIT Jean
BERNARD Alain
BESSON Jean
BEZES Henri
BLAMBERT Maurice
BOLLIET Louis
BONNET Georges
BONNET Jean-Louis
BONNET-EYMARD Joseph
BONNIER Etienne
BOUCHERLE André
BOUCHEZ Robert
BOUSSARD Jean-Claude
BRAVARD Yves
BRISSONNEAU Pierre
BUYIE-BODIN Maurice
CABANAC Jean
CABANEL Guy
CALAS François
CARRAZ Gilbert
CAU Gabriel
CAUQUIS Georges
CHABAUTY Claude
CHARACHON Robert
CHATEAU Robert
CHENE Marcel
COEUR André
CONTAMIN Robert
COUDERC Pierre
CRAYA Antoine
Mme DEBELMAS Anne-Marie
MM. DEBELMAS Jacques
DEGRANGE Charles
DESRE Pierre
DESSAUX Georges
DODU Jacques

Mécanique des fluides
Clinique des maladies infectieuses
Chimie
Physique
Physique approfondie
Electrochimie
Physique expérimentale
Geologie appliquée
Physique nucléaire
Biosynthèse de la cellulose
Statistiques
Clinique chirurgicale
Radioélectricité
Mathématiques Pures
Electrochimie
Chirurgie générale
Mathématiques Pures
Informatique (IUT B)
Electrotechnique
Clinique ophtalmologique
Pathologie médicale
Electrochimie Electrometallurgie
Chimie et Toxicologie
Physique nucléaire
Mathématiques Appliquées
Géographie
Physique du Solide
Electronique
Pathologie chirurgicale
Clinique rhumatologique et hydrologie
Anatomie
Biologie animale et pharmacodynamie
Médecine légale et Toxicologie
Chimie organique
Mathématiques Pures
Oto-Rhino-Laryngologie
Thérapeutique
Chimie papetière
Pharmacie chimique
Clinique gynécologique
Anatomie Pathologique
Mécanique
Matière médicale
Géologie générale
Zoologie
Métallurgie
Physiologie animale
Mécanique appliquée

MM. DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
DREYFUS Bernard	Thermodynamique
DUCROS Pierre	Cristallographie
DUGOIS Pierre	Clinique de Dermatologie et Syphiligraphie
FAU René	Clinique neuro-psychiatrique
FELICI Noël	Electrostatique
GAGNAIRE Didier	Chimie physique
GALLISSOT François	Mathématiques Pures
GALVANI Octave	Mathématiques Pures
GASTINEL Noël	Analyse numérique
GEINDRE Michel	Electroradiologie
GERBER Robert	Mathématiques Pures
GIRAUD Pierre	Géologie
KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
Mme KOFLER Lucie	Botanique et Physiologie végétale
MM. KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
LACAZE Albert	Thermodynamique
LACHARME Jean	Biologie végétale
LAJZEROWICZ Joseph	Physique
LATREILLE René	Chirurgie générale
LATURAZE Jean	Biochimie pharmaceutique
LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
LEDRU Jean	Clinique médicale B
LLIBOUTRY Louis	Géophysique
LOUP Jean	Géographie
Mlle LUTZ Elisabeth	Mathématiques Pures
MALGRANGE Bernard	Mathématiques Pures
MALINAS Yves	Clinique obstétricale
MARTIN-NOEL Pierre	Seméiologie médicale
MASSEPORT Jean	Géographie
MAZARE Yves	Clinique médicale A
MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
MOURIQUAND Claude	Histologie
MOUSSA André	Chimie nucléaire
NEEL Louis	Physique du Solide
OZENDA Paul	Botanique
PAUTHENET René	Electrotechnique
PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
PERRET René	Servomécanismes
PILLET Emile	Physique industrielle
RASSAT André	Chimie systématique
RENARD Michel	Thermodynamique
REULOS René	Physique industrielle
RINALDI Renaud	Physique
ROGET Jean	Clinique de pédiatrie et de puériculture
SANTON Lucien	Mécanique
SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
SENGEL Philippe	Zoologie
SILBERT Robert	Mécanique des fluides
SOUTIF Michel	Physique générale
TANCHE Maurice	Physiologie
TRAYNARD Philippe	Chimie générale

MM. VAILLAND François	Zoologie
VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
VAUQUOIS Bernard	Calcul électronique
Mme VERRAIN Alice	Pharmacie galénique
M. VERRAIN André	Physique
Mme VEYRET Germaine	Géographie
MM. VEYRET Paul	Géographie
VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
YOCCOZ Jean	Physique nucléaire théorique
<u>PROFESSEURS ASSOCIES</u>	
MM. BULLEMER Bernhard	Physique
HANO JUN-ICHI	Mathématiques Pures
STEPHENS Michaël	Mathématiques Appliquées
<u>PROFESSEURS SANS CHAIRE</u>	
MM. BEAUDOING André	Pédiatrie
Mme BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM. BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques Appliquées
BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
BONNETAIN Lucien	Chimie minérale
Mme BONNIER Jane	Chimie générale
MM. CARLIER Georges	Biologie végétale
COHEN Joseph	Electrotechnique
COUMES André	Radioélectricité
DEPASSEL Roger	Mécanique des Fluides
DEPORTES Charles	Chimie minérale
GAUTHIER Yves	Sciences biologiques
GAVEND Michel	Pharmacologie
GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
GLENAT René	Chimie organique
HACQUES Gérard	Calcul numérique
JANIN Bernard	Géographie
Mme KAHANE Josette	Physique
MM. MULLER Jean-Michel	Thérapeutique
PERRIAUX Jacques	Géologie et minéralogie
POULOUJADOFF Michel	Electrotechnique
REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
REVOL Michel	Urologie
REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
ROBERT André	Chimie papetière
DE ROUGEMONT Jacques	Neurochirurgie
SARRAZIN Roger	Anatomie et Chirurgie
SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
SIBILLE Robert	Construction Mécanique
SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme SOUTIF Jeanne	Physique générale
<u>MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES</u>	
Mlle AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
ALARY Josette	Chimie analytique
MM. AMBLARD Pierre	Dermatologie
AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie

MM. AMBLARD Yves
 BEGUIN Claude
 BELORIZKY Elie
 BENZAKEN Claude
 BILLET Jean
 BLIMAN Samuel
 BLOCH Daniel
 Mme BOUCHE Liane
 MM. BOUCHET Yves
 BOUVARD Maurice
 BRODEAU François
 BRUGEL Lucien
 BUISSON Roger
 BUTEL Jean
 CHAMBAZ Edmond
 CHAMPETIER Jean
 CHIAVERINA Jean
 CHIBON Pierre
 COHEN-ADDAD Jean-Pierre
 COLOMB Maurice
 CONTE René
 COULOMB Max
 CROUZET Guy
 DURAND Francis
 DUSSAUD René
 Mme ETERRADOSSI Jacqueline
 MM. FAURE Jacques
 GENSAC Pierre
 GIDON Maurice
 GRIFFITHS Michaël
 GROULADE Joseph
 HOLLARD Daniel
 HUGONOT Robert
 IDELMAN Simon
 IVANES Marcel
 JALBERT Pierre
 JOLY Jean-René
 JOUBERT Jean-Claude
 JULLIEN Pierre
 KAHANE André
 KUHN Gérard
 LACOUME Jean-Louis
 Mme LAJZEROWICZ Jeannine
 MM. LANCIA Roland
 LE JUNTER Noël
 LEROY Philippe
 LOISEAUX Jean-Marie
 LONGEQUEUE Jean-Pierre
 LUU DUC Cuong
 MACHE Régis
 MAGNIN Robert
 MARECHAL Jean
 MARTIN-BOUYER Michel
 MAYNARD Roger
 MICHOUILLER Jean
 MICOUD Max

Chimie
 Chimie organique
 Physique
 Mathématiques Appliquées
 Géographie
 Electronique (EIE)
 Electrotechnique
 Mathématiques (CUS)
 Anatomie
 Mécanique des Fluides
 Mathématiques (IUT B)
 Energétique
 Physique
 Orthopédie
 Biochimie médicale
 Anatomie et organogénèse
 Biologie appliquée (EFP)
 Biologie animale
 Spectrométrie physique
 Biochimie médicale
 Physique
 Radiologie
 Radiologie
 Métallurgie
 Mathématiques (CUS)
 Physiologie
 Médecine légale
 Botanique
 Géologie
 Mathématiques Appliquées
 Biochimie médicale
 Hématologie
 Hygiène et Médecine préventive
 Physiologie animale
 Electricité
 Histologie
 Mathématiques Pures
 Physique du Solide
 Mathématiques Pures
 Physique générale
 Physique
 Physique
 Physique
 Physique atomique
 Electronique
 Mathématiques
 Physique Nucléaire
 Physique Nucléaire
 Chimie organique
 Physiologie végétale
 Hygiène et Médecine préventive
 Mécanique
 Chimie (CUS)
 Physique du Solide
 Physique (I. U. T. "A")
 Maladies infectieuses

MM. MOREAU René
 NEGRE Robert
 PARAMELLE Bernard
 PECCOUD François
 PEFFEN René
 PELMONT Jean
 PERRET Jean
 PERRIN Louis
 PFISTER Jean-Claude
 PHELIP Xavier
 Mlle PIERY Yvette
 MM. RACHAIL Michel
 RACINET Claude
 RENAUD Maurice
 RICHARD Lucien
 Mme RINAUDO Marguerite
 MM. ROMIER Guy
 SHOM Jean-Claude
 STIEGLITZ Paul
 STOEBNER Pierre
 VAN CUTSEM Bernard
 VEILLON Gérard
 VIALON Pierre
 VROUSSOS Constantin
 ZADWORNÝ François

Hydraulique (INP)
 Mécanique
 Pneumologie
 Analyse (IUT B)
 Métallurgie
 Physiologie animale
 Neurologie
 Pathologie expérimentale
 Physique du Solide
 Rhumatologie
 Biologie animale
 Médecine interne
 Gynécologie et obstétrique
 Chimie
 Botanique
 Chimie macromoléculaire
 Mathématiques (IUT B)
 Chimie Générale
 Anesthésiologie
 Anatomie pathologique
 Mathématiques Appliquées
 Mathématiques Appliquées (INP)
 Géologie
 Radiologie
 Electronique

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM. BOUDOURIS Georges
 CHEEKE John
 GOLDSCHMIDT Hubert
 SIDNEY STUARD
 YACOUD Mahmoud

Radioélectricité
 Thermodynamique
 Mathématiques
 Mathématiques Pures
 Médecine légale

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

Mme BERIEL Hélène
 Mme RENAUDET Jacqueline

Physiologie
 Microbiologie

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
- <u>AVANT-PROPOS</u>	
- <u>INTRODUCTION</u>	
<u>PREMIERE PARTIE - ESQUISSE STRUCTURALE</u>	7
<u>DEUXIEME PARTIE - ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEQUENTIELLE DES GRES DE FLUMET ET DE LA SERIE CARBONATEE DU TRIAS</u>	29
<u>CHAPITRE I</u>	
- Présentation stratigraphique du socle hercynien	31
<u>CHAPITRE II</u>	
- Analyse stratigraphique des Grès de Flumet	35
<u>CHAPITRE III</u>	
- Les variations géographiques d'épaisseur et de faciès des Grès de Flumet	75
<u>CHAPITRE IV</u>	
- Analyse séquentielle des Grès de Flumet	79
<u>CHAPITRE V</u>	
- Analyse stratigraphique et séquentielle de la série carbonatée	89
<u>CONCLUSIONS DE LA DEUXIEME PARTIE</u>	98
<u>TROISIEME PARTIE - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES GRES DE FLUMET</u>	101
<u>CHAPITRE I</u>	
- Les caractères de la sédimentation	102
<u>CHAPITRE II</u>	
- Les caractères du transport	119
<u>CHAPITRE III</u>	
- Recherche du continent d'origine	136
<u>CONCLUSIONS DE LA TROISIEME PARTIE</u>	138
<u>QUATRIEME PARTIE - CONCLUSIONS GENERALES à l'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE DES GRES DE FLUMET ET DE LA SERIE CARBONATEE : LA PALEOGEOGRAPHIE - LE PROBLEME DU PERMIEN</u>	139
<u>CHAPITRE I</u>	
- Le paysage	140
<u>CHAPITRE II</u>	
- Le climat	142
<u>CHAPITRE III</u>	
- Chronologie de la série gréseuse et carbonatée, le problème du Permien	145
<u>CINQUIEME PARTIE - LA DIAGENÈSE DES SEDIMENTS</u>	149
<u>CHAPITRE I</u>	
- Les colorations	150
<u>CHAPITRE II</u>	
- La dolomitisation	155
<u>CHAPITRE III</u>	
- La recristallisation des sédiments	159
<u>CHAPITRE IV</u>	
- Le problème du Trias métamorphique	164
<u>CHAPITRE V</u>	
- La cargneulisation	167
<u>CONCLUSIONS GENERALES à cette CINQUIEME PARTIE</u>	171
<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	172
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	173
<u>TABLE DES ILLUSTRATIONS</u>	177
<u>TABLE DES MATIERES</u>	181

AVANT-PROPOS

La poursuite de cette étude, ébauchée à l'occasion d'un D.E.A. à la Faculté des Sciences de Paris, fut compromise par mes activités professionnelles qui provoquèrent mon départ de la capitale.

Je tiens donc, tout d'abord, à exprimer toute ma reconnaissance à Monsieur le Professeur J. PERRIAUX, pour les chaleureux encouragements qu'il a su me prodiguer alors et qui m'ont aidé à persévérer, en dépit des difficultés matérielles créées par l'éloignement de tout laboratoire. J'ai bénéficié de son appui constant, tant sur le terrain, où il vint maintes fois m'apporter ses judicieux conseils, qu'à la Faculté des Sciences de Grenoble, où je le trouvai toujours prêt à mettre tout en œuvre pour me faciliter la tâche ; prodigue de fructueuses critiques et d'utiles avis. Grâce à lui j'ai toujours trouvé à Grenoble, un accueil et une compréhension sans égal, ce qui m'a permis de mener à bien ce travail et de l'y présenter enfin.

Je remercie également Monsieur le Professeur G. LUCAS, Directeur du Laboratoire de Géologie Stratigraphique de l'Université de Paris, qui n'a cessé de s'intéresser à mon travail après que j'aie quitté son laboratoire, de m'avoir fait confiance lors de mes débuts dans le 3e cycle me permettant ainsi d'entreprendre cette étude, riche de ses enseignements.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur J. LANG, Maître-Assistant au Laboratoire de Géologie Stratigraphique de Paris, qui resta toujours au courant de mes travaux et avec qui j'entretins à ce sujet une correspondance suivie.

Je sais gré à Monsieur le Professeur J. DEBELMAS, Directeur de l'U.E.R. des Sciences de la Terre de l'Université de Grenoble, de présider mon jury, et à Monsieur le Docteur J. GRAULT de m'avoir fait bénéficier de sa précieuse expérience pour la détermination des minéraux lourds ; je dois dire que leur étude m'avait été facilitée par Monsieur le Professeur L. COUREL de l'Université de Dijon, que je remercie ici de son concours amical.

Toute ma gratitude va à Monsieur J.P. USELLE, Maître-Assistant à l'Université de Grenoble qui veilla sur la partie technique de l'analyse de mes échantillons, au Laboratoire de Sédimentologie de l'Institut Dolomieu, toujours présent et prêt à m'apporter sa collaboration, ainsi qu'à Monsieur J. APRAHAMIAN, Maître-Assistant et à Monsieur M. DIDIER, Ingénieur en chef à la Société Creusot-Loire, à qui je dois mes analyses chimiques.

Tous mes remerciements vont aussi à mes camarades d'étude ; J.F. FREYDOZ, qui m'accompagna parfois sur le terrain, afin de confronter nos vues sur l'interprétation d'un affleurement, Ph. LIARD, qui sut me faire profiter de son expérience dans l'étude des "Grès d'Allevard" et discuter avec moi d'éventuelles corrélations ; et à mon collègue L. MELINE qui m'aida à réaliser les photos prises au microscope ; sans oublier le personnel de l'Institut Dolomieu à Grenoble qui m'a toujours assuré sa sympathique collaboration.

Que Monsieur de la COMBLE, Conservateur du Musée d'Histoire Naturelle d'Autun soit remercié de l'accueil qu'il m'a toujours réservé, mettant la bibliothèque de son musée à ma disposition, m'évitant ainsi de nombreux voyages pour effectuer mes recherches bibliographiques.

Je remercie Monsieur l'Ingénieur J. COCHAUD, Directeur du Groupe Régional de Production Hydraulique Savoie, grâce à qui j'ai pu séjourner au chalet du lac de la Girotte et utiliser le téléphérique desservant le barrage, ce qui me permit de commencer mon étude, à pied d'œuvre dans ce nid d'aigle.

Enfin, j'évoquerai la mémoire de Monsieur A. SACCHELLI, gardien du barrage, dont la disparition récente assombrit mes souvenirs de ce lac imposant où il fut le premier à m'accueillir lorsque j'arrivai pour entreprendre ce travail et avec qui je m'étais lié d'amitié. Rayonnant de bonne humeur, m'accompagnant à l'occasion, il avait su donner à ce premier séjour alpin, hérissé pour moi de multiples difficultés, une merveilleuse chaleur humaine que je ne puis oublier.

INTRODUCTION

I. - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

La présente étude sédimentologique concerne le Trias alpin de la partie septentrionale du massif de Belledonne. Elle se limite aux affleurements du lac de la Girotte, de la vallée de l'Arly, et aux témoins de Crest-Voland et du Signal de Bisanne.

La planche I ci-contre situe le secteur parmi les grandes unités alpines.

Un accident tectonique majeur, le synclinal médian, suivi par la vallée du Dorinet, sépare le massif de Belledonne en deux rameaux (pl. 2 hors texte).

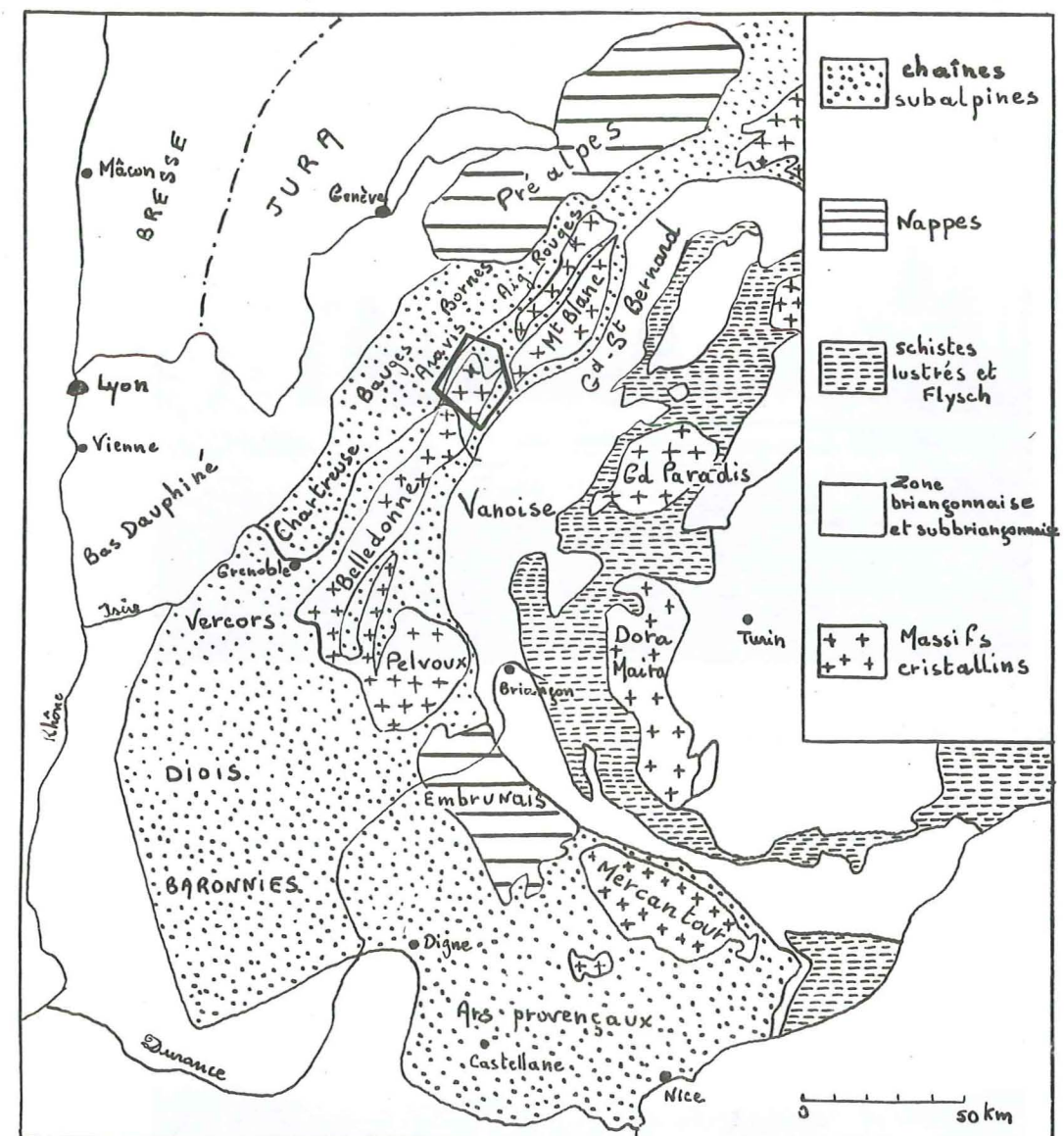
Au rameau externe, vaste bombement hercynien, limité cartographiquement à l'Ouest par l'Arly et à l'Est par le Dorinet, appartiennent les affleurements de la vallée de l'Arly, ainsi que ceux qui s'échelonnent de N.D. de Bellecombe à Hauteluce. Il supporte un Trias subhorizontal, d'un bord facile, à l'opposé du rameau interne, dont la limite orientale passe par la vallée de la Gitte et la dépression de Roselend, qui est beaucoup plus tectonisé (écaillés de la Girotte).

Lorsque le Trias est complet, les termes lithologiques rencontrés de bas en haut, sont d'abord les grès. Ils sont discordants sur le socle hercynien, formé d'un ensemble métamorphique groupant les ectinites et les migmatites appartenant à la série satinée et à la série verte, et les terrains houillers. Fins, grossiers, parfois riches en galets, ces grès sont communément nommés "quartzites de base". Leur épaisseur est variable, mais ne dépasse jamais 23 m. Ce niveau est bien développé dans la couverture du rameau externe, où il constitue de petits plateaux (photo 1, p. 2).

Les dolomies, beiges, bleutées, souvent bien litées, surmontent la série gréseuse. L'ensemble peut atteindre 30 m. Généralement, elles font place verticalement, et de façon irrégulière, aux cagneules ou carnioles, sortes de fausses brèches sédimentaires qui contribuent au paysage ruiniforme des alpages, si typiquement affirmé sur les versants du lac de la Girotte.

C'est dans la partie supérieure de cette série carbonatée que se situent les niveaux d'évaporites (anhydrite et gypse) surtout remarquables par leur faciès d'altération, correspondant à de vastes trous cratéiformes de dissolution, très développés dans le secteur du signal de Bisanne (photo 2, p. 2).

C'est la trilogie lithologique : grès - carbonates - évaporites qui a fait attribuer cette formation au Trias de type germanique, qualifié alors de continental et lagunaire. De cette trilogie naît également le rôle structural du Trias : les décollements tectoniques se sont réalisés au niveau des cagneules et du gypse, éléments plastiques qui ont souvent migré dans les joints tectoniques du socle. Il s'en suit que leur position stratigraphique vis-à-vis des grès et des dolomies, restés adhérents au socle, n'est jamais certaine, ce qui rend l'analyse de la série carbonatée mal aisée.



d'après J. DEBELMAS et M. LEMOINE

SITUATION de la RÉGION ÉTUDIÉE

parmi les GRANDES UNITÉS TECTONIQUES des ALPES OCCIDENTALES



Photo 1 - Petit plateau de grès situé au Sud des "Gîtes de France" près du Signal de Bisanne -

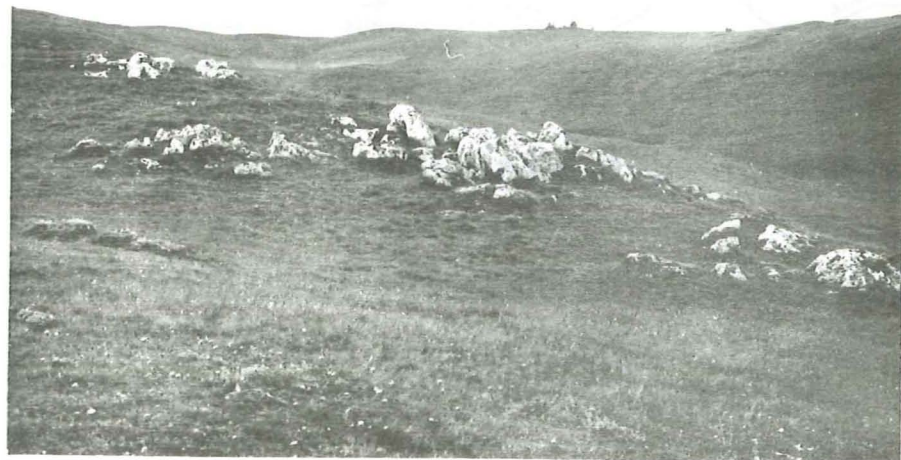


Photo 2 - Au premier plan, paysage caractéristique ruiniforme créé par les cargneules.
Au second plan, on remarquera les trous de dissolution qui indiquent l'existence de niveaux d'évaporites -

II. - HISTORIQUE SOMMAIRE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES

Parmi les nombreuses recherches consacrées à cette partie du massif de Belledonne, quelques unes ont concerné le Trias, mais essentiellement dans ses rapports avec le socle. C'est à ce propos que l'existence du Permien fut admise un certain temps, à la suite des observations de A. MICHEL-LEVY (76). Cet auteur signala en 1892, en Savoie, et notamment en plusieurs points de la région du Prarion, tronçon des Aiguilles Rouges et, plus près de nous, à la base de la carrière de Feug, près de Megève, des roches schisteuses ou quartzites rubéfiées, immédiatement sous-jacentes et généralement concordantes aux quartzites du Trias.

Il les assimila aux bésimaudites⁽¹⁾ que le géologue ZACCAGNA avait précédemment décrites en Italie en 1887. Comme elles lui rappelèrent, par la suite, le faciès Verrucano, défini en 1893 par de FELLEBERG, au col du Loetschberg en Suisse et daté du Permien par celui-ci, il en conclut que ces bésimaudites savoyardes représentaient le Permien.

C'est la même idée qui guida E. RITTER (93) à qui nous devons la première étude complète de la région du Mont-Joly, lorsqu'il attribua un âge permien aux schistes rouges et violacés, trouvés en concordance sous les quartzites du Trias, au col de Louze et près d'Hauteluce. Mais comme cette distinction reposait uniquement sur la couleur rouge, en l'absence de celle-ci il rapporta au Trias inférieur des quartzites de la Girotte phylliteux et verts, sous-jacents "aux quartzites ordinaires du Trias".

Les véritables rapports entre les grès et le socle ne furent compris que par M. LUGEON (72). Il montra qu'en réalité le faciès bésimaudite représentait la partie supérieure de la pénélaine hercynienne altérée, rubéfiée et envahie postérieurement par des venues carbonatées ou gypseuses, selon les composantes lithologiques des terrains sus-jacents. Ce qui excluait la présence du Permien dans la région.

Cependant, son existence allait de nouveau être affirmée par E. PAREJAS (82) en 1925. En réexaminant la carrière de Feug, il se rallia à l'opinion de A. MICHEL-LEVY, et admit que les arkoses vertes, micacées, localement rubéfiées et calcitisées, étaient bien des bésimaudites.

Ces roches furent interprétées comme une arène issue des micaschistes.

On s'achemina ainsi dans l'incertitude jusqu'en 1941, date à laquelle R. PERRIN et M. ROUBAULT (87) en étudiant le contact entre le cristallin et les quartzites du Trias posèrent un nouveau problème : selon leurs observations qui débute aux Mollières d'Ugine, et les conduisirent au verrou du lac de la Girotte en 1945 (89), il était clair que le métamorphisme du socle avait atteint la base du Trias et, qu'en l'occurrence, rien ne s'opposait à ce que celui-ci soit d'âge alpin.

Hormis les séries de couverture, surtout étudiées d'un point de vue structural dans leurs rapports avec le socle, par l'intermédiaire du Trias, le Houiller a fait l'objet de quelques notes :

J. GOGUEL en 1956 (58) s'est intéressé à la bande houillère de l'Arly. Il a montré que cette formation n'était pas pincée en synclinaux comme le pensait E. RITTER, mais qu'elle constituait des placages dont la discordance sur les schistes satinés était manifeste.

En 1959, Ch. GREBER (59) a étudié la flore récoltée sur les versants du lac de la Girotte et près d'Héry-sur-Ugine, ce qui lui permit d'attribuer un âge stéphanien inférieur et moyen à ces niveaux houillers.

C'est en 1961 que paraît le second travail d'importance sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. Cl. BORDET (16) a réalisé la pétrographie et l'analyse structurale du socle cristallin. Nous lui devons une interprétation tectonique nouvelle (association de claveaux et de joints tectoniques) rendant mieux compte des faits observés, que la conception de E. RITTER (plis enracinés) et qui a contribué à faire progresser nos connaissances de cette partie des Alpes.

Je signalerai, pour finir, quelques observations stratigraphiques effectuées sur le Trias des versants du lac de la Girotte par J. RICOUR en 1962 (92) à l'occasion de la révision du Trias français.

(1) - "Roche séricitique, gneissoïde, du Mont-Bésimauda, résultant du métamorphisme de diverses roches, d'âge permien inférieur, notamment des porphyres quartzifères, d'après FRANCHI" (lexique pétrographique VIIIe Congrès géologique international, I 900, Compte rendu, p. 1041). A. M. LEVY précisa le terme de cette manière :

"des quartzites blanc verdâtre, des schistes vert pâle, satinés, et des arkoses chloriteuses feldspathiques" (p. 13)

.. "le faciès bésimaudite est surtout composé de débris de schistes chloriteux et de micaschistes" (p. 30).

(A. M. LEVY), Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles Rouges. Bull. Carte Géol. de France, 3, XXVII, I 892,

III. - BUTS ET NATURE DE CETTE ETUDE

Si la tectonique du massif de Belledonne et la pétrographie du socle métamorphique sont maintenant mieux connues, il reste cependant bien des incertitudes relatives à l'existence du Permien et à l'histoire sédimentaire de la couverture post-hercynienne jamais abordée auparavant.

Ces incertitudes justifient l'objet de ce travail, consacré essentiellement à une étude sédimentologique des grès et des carbonates du Trias, grès à qui, E. PAREJAS en 1925 et M. LUGEON en 1946 attribuèrent une origine continentale.

A partir d'utiles comparaisons avec les résultats obtenus par Ph. LIARD (66) sur les "Grès d'Allevard", considérés depuis longtemps comme permien, j'envisagerai le problème du Permien dans le secteur étudié, à la lumière des nouvelles études sédimentologiques. Son existence n'étant pas à l'heure actuelle, clairement infirmée, la terminologie "quartzites du Trias" sera remplacée par celle de "Grès de Flumet", lesquels peuvent être considérés comme permotriasiques.

Enfin, la diagenèse des sédiments sera abordée et, à cette occasion, la question du Trias métamorphique envisagée.

IV. - LES MOYENS MIS EN ŒUVRE

Je ne ferai qu'indiquer brièvement les méthodes suivies, puisque celles-ci seront détaillées ultérieurement. Les affleurements ont tout d'abord été cartographiés au 1/20 000 (pl. 2, hors texte). Mes relevés sont assez voisins dans l'ensemble de ceux de la carte au 1/80 000 d'Albertville (2e édition).

1. - Les techniques sédimentologiques

Ce sont les méthodes d'analyse préconisées par A. CAILLEUX et J. TRICART (23). Elles concernent :

a) l'étude granulométrique sur sédiment consolidé

- Tamisage virtuel : selon la méthode linéaire utilisée au Laboratoire de Grenoble.
- Centile : la méthode utilisée par J. PERRIAUX (83) a été également appliquée afin de la comparer avec la méthode originelle.

b) l'étude morphométrique des galets

- Indice d'aplatissement, indice d'éroulé, indice de dissymétrie.

c) la disposition des galets

- Orientation, inclinaison, etc.

Quelques analyses granulométriques ont été réalisées par la méthode P. DOLLE (36) appliquée au Laboratoire de Stratigraphie de Paris.

2. - L'étude des litages

La recherche directionnelle des courants a été effectuée en suivant la méthode préconisée par J. PERRIAUX (83).

3. - Les colorations

Elles ont permis de déterminer la dolomie dans les niveaux carbonatés et de distinguer rapidement les feldspaths des quartz et dans les grès.

4. - Analyses chimiques

Elles ont été réalisées au diffractomètre sur agrégats orientés (R X) d'une part, d'autre part, l'analyse complète quantitative a été effectuée par voie humide sur quelques échantillons, grâce au concours de Monsieur l'ingénieur DIDIER.

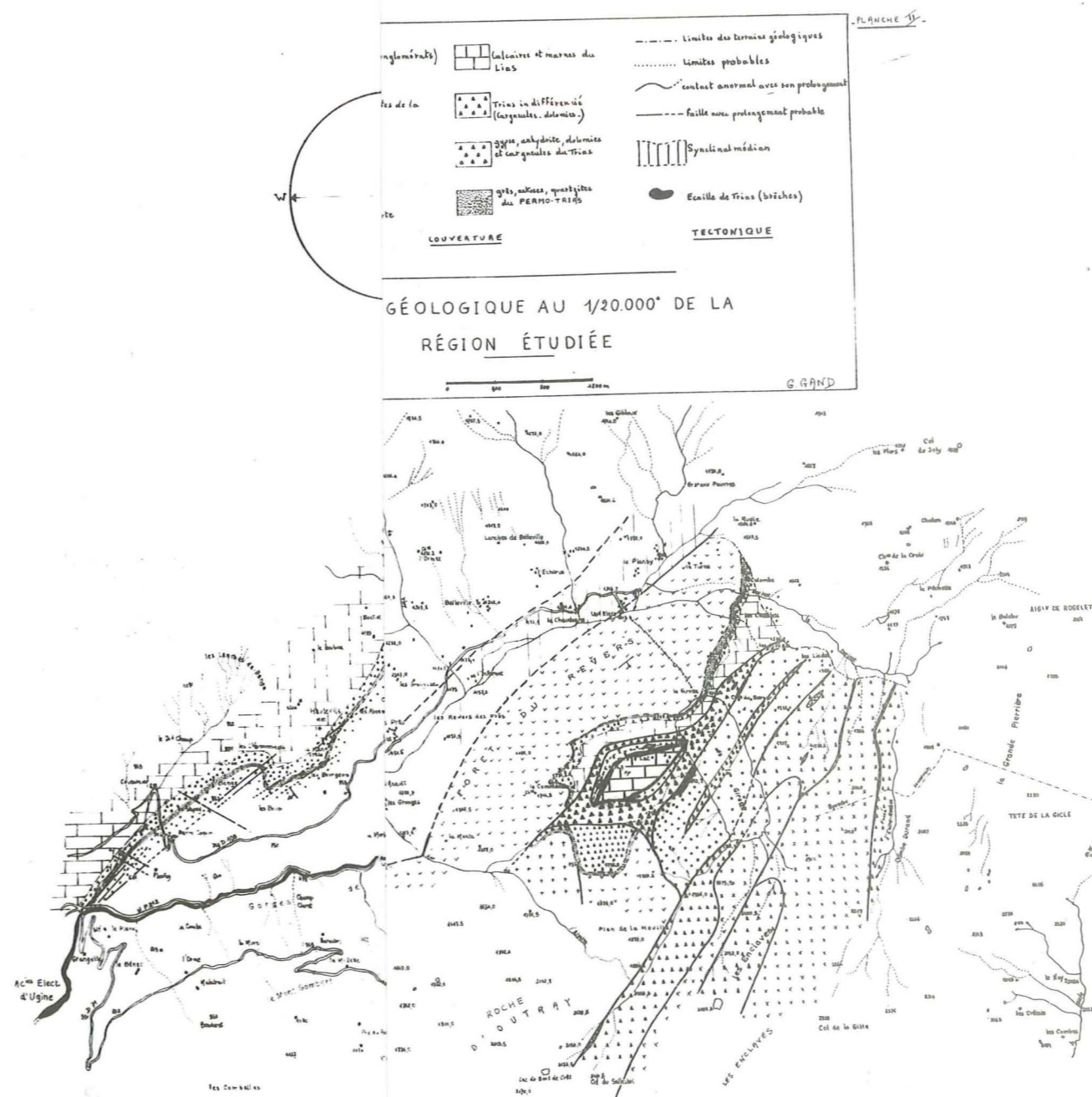
Remarque : utilisation de l'index

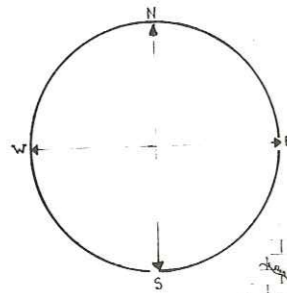
Les ouvrages cités sont suivis d'un numéro, placé immédiatement après le nom de l'auteur et correspondant à la référence de la liste bibliographique.

Les affleurements étudiés sont nommés Ax, Ay, leur situation exacte étant précisée par les coordonnées Lambert reportées sur les planches afférentes où ils sont schématisés.

Pour faciliter la lecture ils ont été reportés sur une carte d'ensemble (pl. 3, p. 5) de la manière suivante :

- bande de Flumet à Hauteluce : de A 1 à A 46 ;
- témoin du Signal de Bisance : de A 47 à A 50 ;
- témoin de Crest-Voland : de A 51 à A 64 ;
- bande de Flumet à Ugine : de A 65 à A 76.

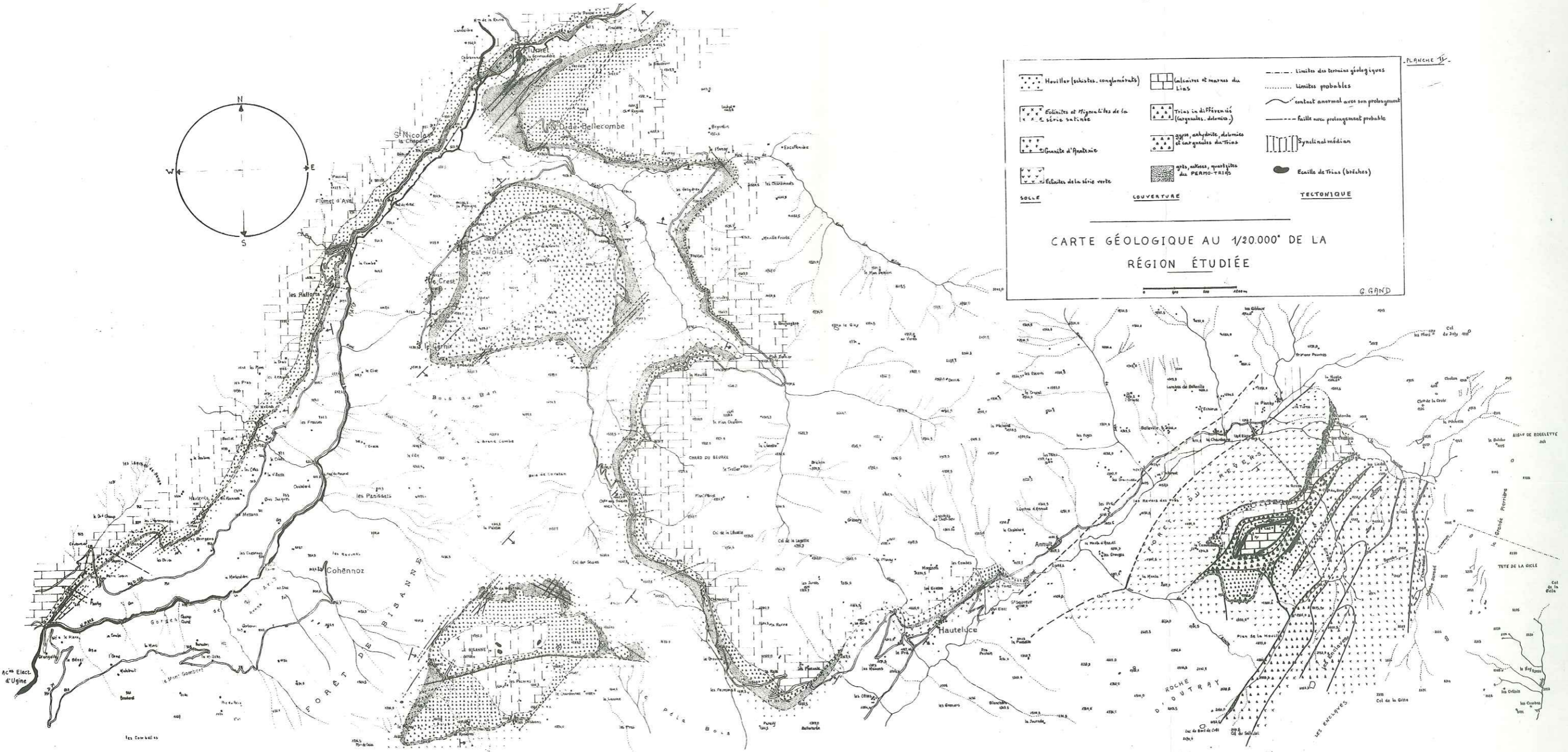


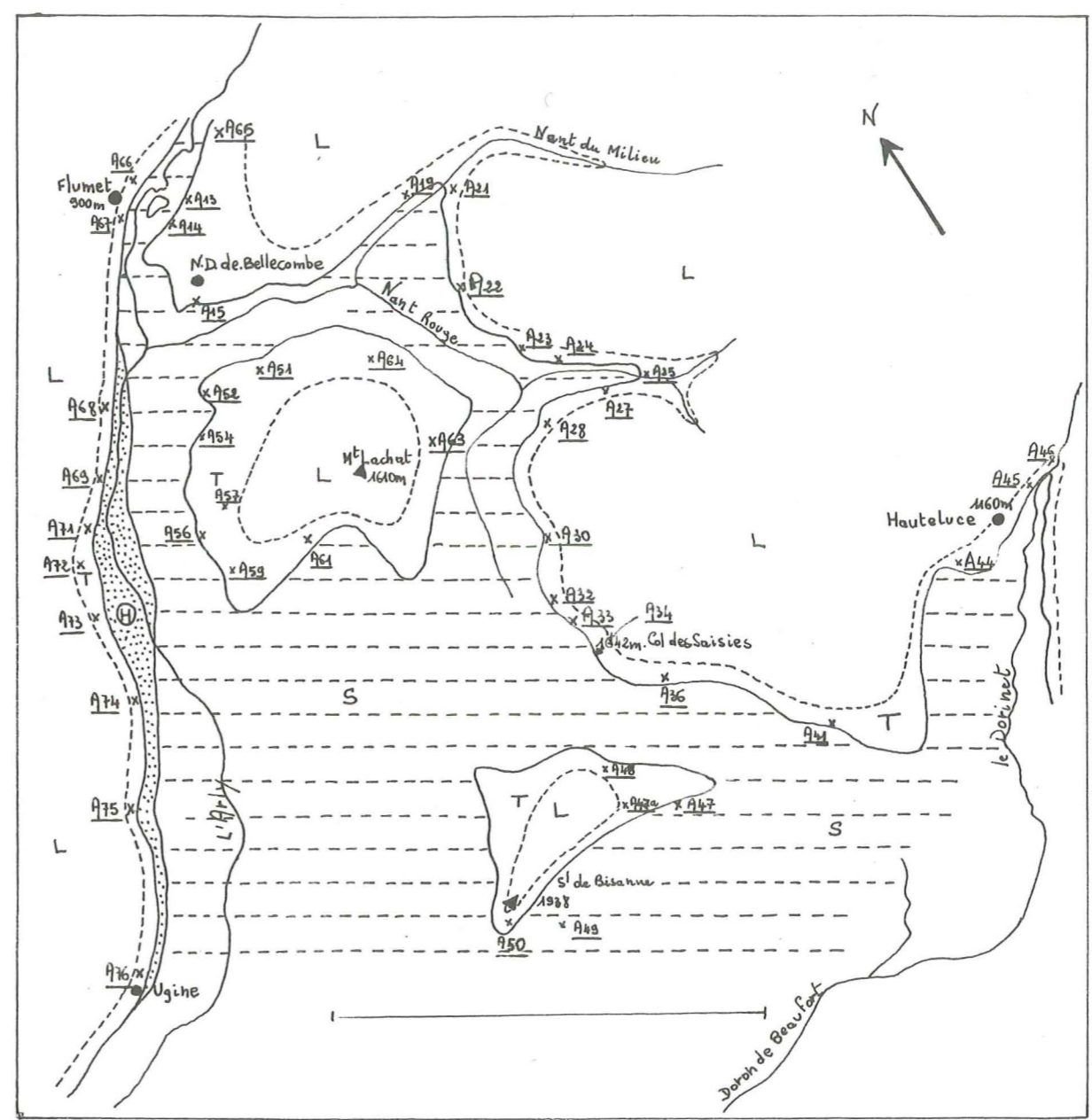







SOLLE	COUVERTURE	TECTONIQUE

CARTE GÉOLOGIQUE AU 1/20.000^e DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

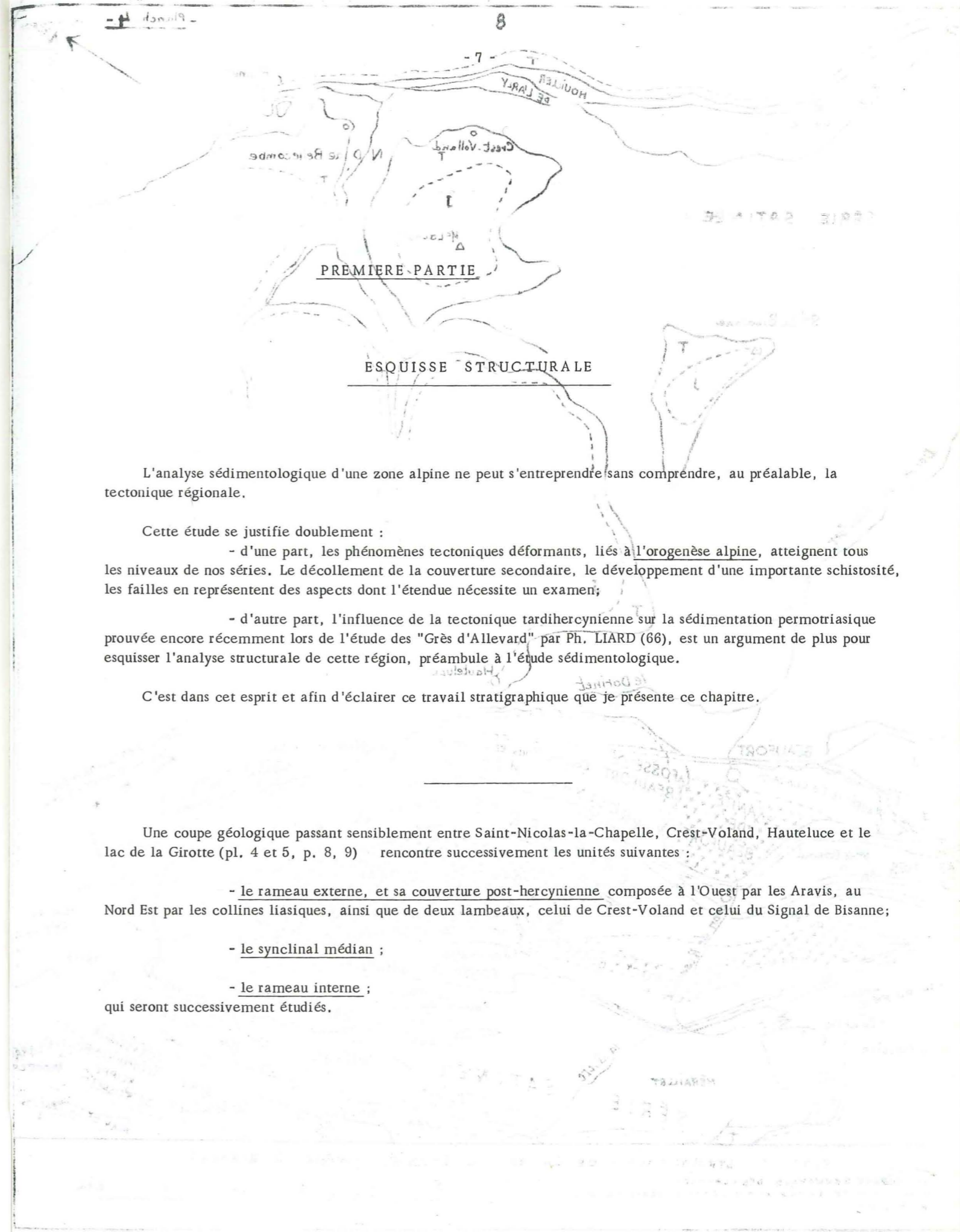
G. GAND





 S = Socle, séries satinées	 Grès de Flumet	et: A956 = Affluement N° 56
 H: Houiller de l'Arly	 T = Trias	
	 L = Lias	

- LOCALISATION DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS -



L'analyse sédimentologique d'une zone alpine ne peut s'entreprendre sans comprendre, au préalable, la tectonique régionale.

Cette étude se justifie doublement :

- d'une part, les phénomènes tectoniques déformants, liés à l'orogénèse alpine, atteignent tous les niveaux de nos séries. Le décollement de la couverture secondaire, le développement d'une importante schistosité, les failles en représentent des aspects dont l'étendue nécessite un examen;

- d'autre part, l'influence de la tectonique tardihercynienne sur la sédimentation permotriassique prouvée encore récemment lors de l'étude des "Grès d'Alleverd" par Ph. LIARD (66), est un argument de plus pour esquisser l'analyse structurale de cette région, préambule à l'étude sédimentologique.

C'est dans cet esprit et afin d'éclairer ce travail stratigraphique que je présente ce chapitre.

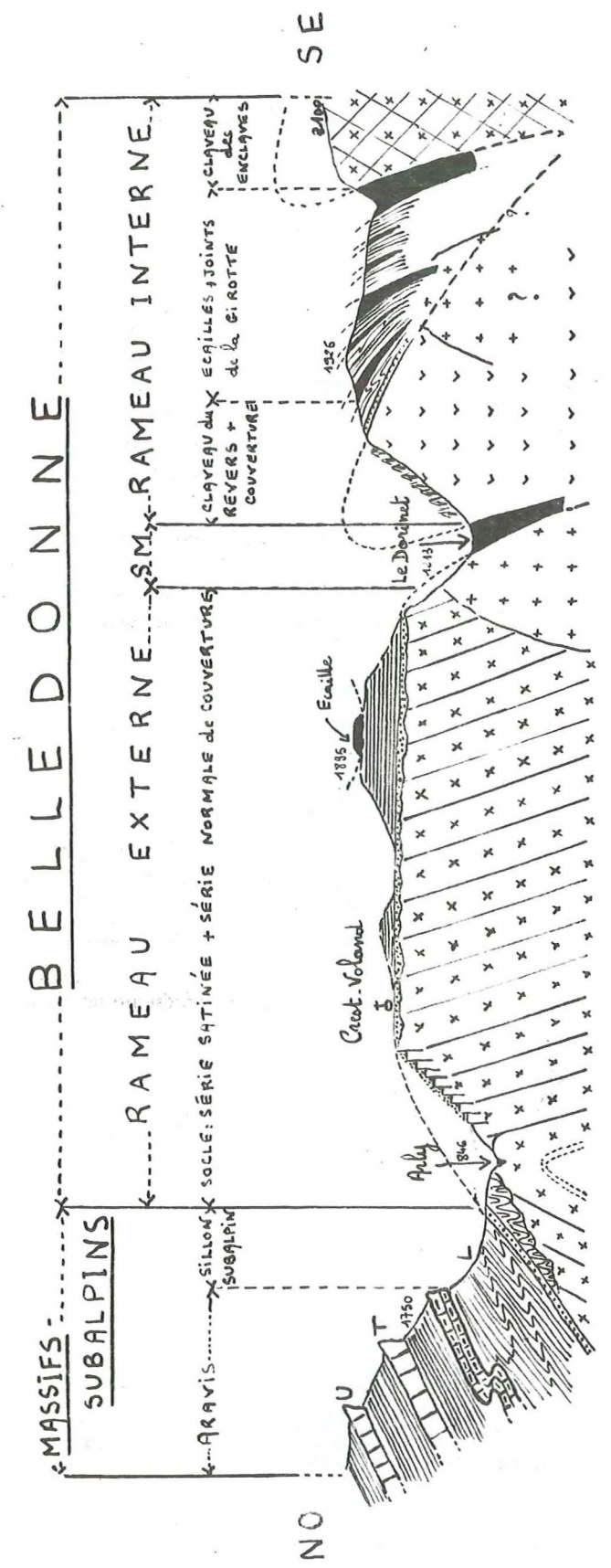
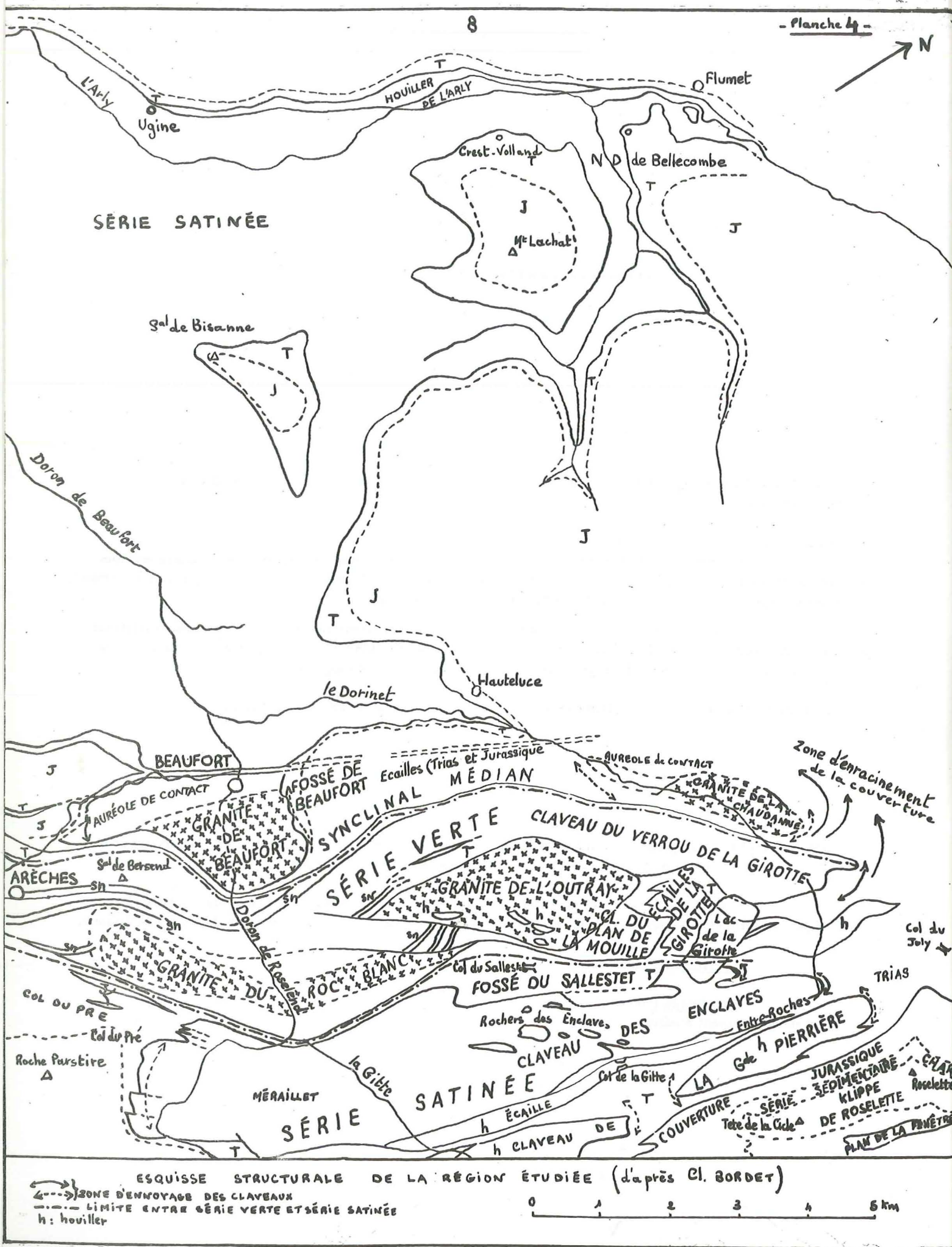
Une coupe géologique passant sensiblement entre Saint-Nicolas-la-Chapelle, Crest-Voland, Hauteluze et le lac de la Girotte (pl. 4 et 5, p. 8, 9) rencontre successivement les unités suivantes :

- le rameau externe, et sa couverture post-hercynienne composée à l'Ouest par les Aravis, au Nord Est par les collines liasiques, ainsi que de deux lambeaux, celui de Crest-Voland et celui du Signal de Bisance;

- le synclinal médian ;

- le rameau interne ;

qui seront successivement étudiés.



- LEGENDE -
- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Houiller : (stephanien moyen et inf.) | | Urgonien et Tithonique : Calcaires massifs séparés par les marnes du Trias sup et du Cretacé inf. |
| | Granite d'Anatolie | | DOGGER : Calcaires argileux |
| | Migmatites (Gneiss variés) = Culum? | | LIAS : série calcaire marneuse |
| | SÉRIE SATINÉE : (Eclinites : micachistes) = Culum? et polins etc... | | JOINT TECTONIQUE comblé par le Trias et par le Lias. |
| | SÉRIE VERTE : (Eclinites) = Dévonien? | | PERMO |
| | | | TRIAS : Gias + Dobnie + Cargneules etc... |
- SM : Synclinal médian
 L : Lias
 T : Tithonique
 U : Urgonien

coupe géologique simplifiée situant les grandes unités structurales de la région étudiée

I. - LE RAMEAU EXTERNE

A. - LE SOCLE METAMORPHIQUE

Il constitue un ensemble cristallophyllien supportant le Houiller de l'Arly et qui plonge vers le Nord Est sous la couverture secondaire du Mont-Joly. C'est un vaste bombement, large d'une dizaine de kilomètres entre Flumet et Hauteluze, dont l'axe sommital jalonné par le Signal de Bisanne et le col des Saisies (pl. 6, p. 11) détermine deux glaciers, l'un NW plongeant vers la vallée de l'Arly, l'autre SE, plongeant vers la vallée de l'Argentine, affluent du Doron. Le rameau externe peut être considéré, selon la terminologie de Cl. BORDET, comme un claveau voûté, cassé sur sa marge orientale, cette cassure ayant donné naissance au synclinal médian.

Dans le secteur qui nous concerne, il affecte une structure anticlinale, facilement décelable, comme va le montrer l'analyse suivante.

A cet effet les pendages et les directions des couches de la couverture post-hercynienne, les plans de schistosité ou plans de foliation pour le socle, ainsi que la pente et la direction des failles et des diaclases ont été mesurés.

Voici d'abord les faits concernant le socle.

1. - Direction des plans de schistosité

a) Résultats

TABLEAU I

directions en °	0 - 30	30 - 60	60 - 90	90 - 120	120 - 150	150 - 180
fréquence en %	26	52	10	5	5	2

Remarque : dans l'intervalle 30° - 60°, 48 % des mesures sont comprises en N 40° et N 50°, ce qui représente un mode principal N 45°.

b) Conclusion

La direction des feuillets du bâti cristallophyllien oscille entre 0° et 30° dans 78 % des cas. La valeur la plus fréquente voisine N 45°.

2. - Les pendages

Ils sont forts, compris entre 25° et 87°. Le mode principal étant de 80°, si bien que les feuillets sont généralement subverticaux.

En progressant de la vallée de l'Arly vers celle du Dorinet, les pendages sont d'abord NW (en A 15 : N 50° E 50° NW) puis s'inversent au-delà d'un axe passant sensiblement entre le Cernix et Notre-Dame-de-Bellecombe (et plus précisément à la cote 1076,4 au Sud de ce village).

Les pendages resteront ensuite SE jusqu'à Hauteluze (N 40° E 50° SE). Cet axe de direction N 40°, qui s'oriente localement sensiblement EW entre les Favray et les Frasses, jalonne une charnière anticlinale.

Le socle possède alors une "structure anticlinale".

Nous confirmons ainsi les travaux de P. et Cl. BORDET qui ont montré que les "séries cristallophylliennes de Belledonne, affectées par un métamorphisme régional sont disposées en grandes structures isoclinales, anticlinales ou synclinales orientées N NE - S SW". Structures qui ont été acquises durant la phase sudète selon les auteurs (Cl. BORDET, 16, p. 182).

En conséquence la direction N 45° nous apparaît de facture hercynienne.

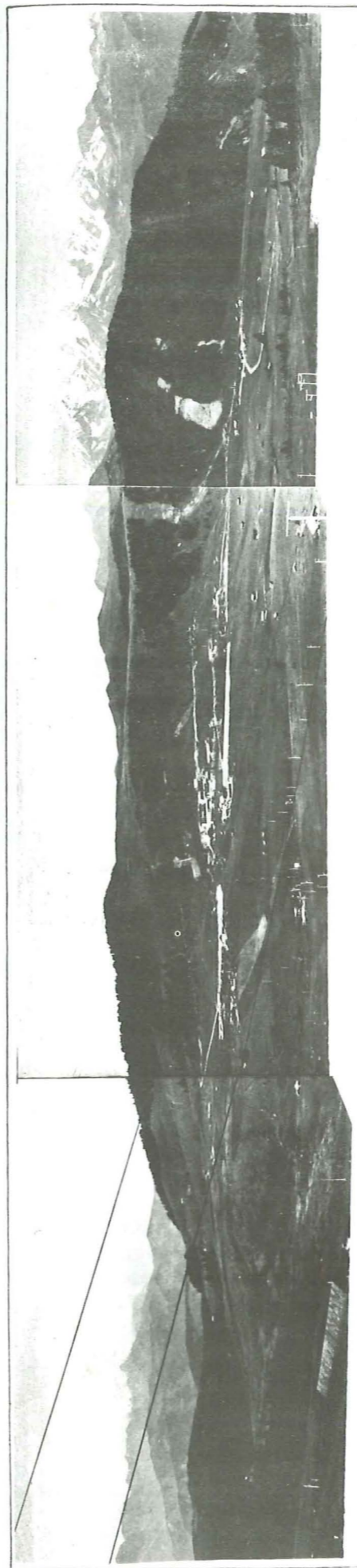
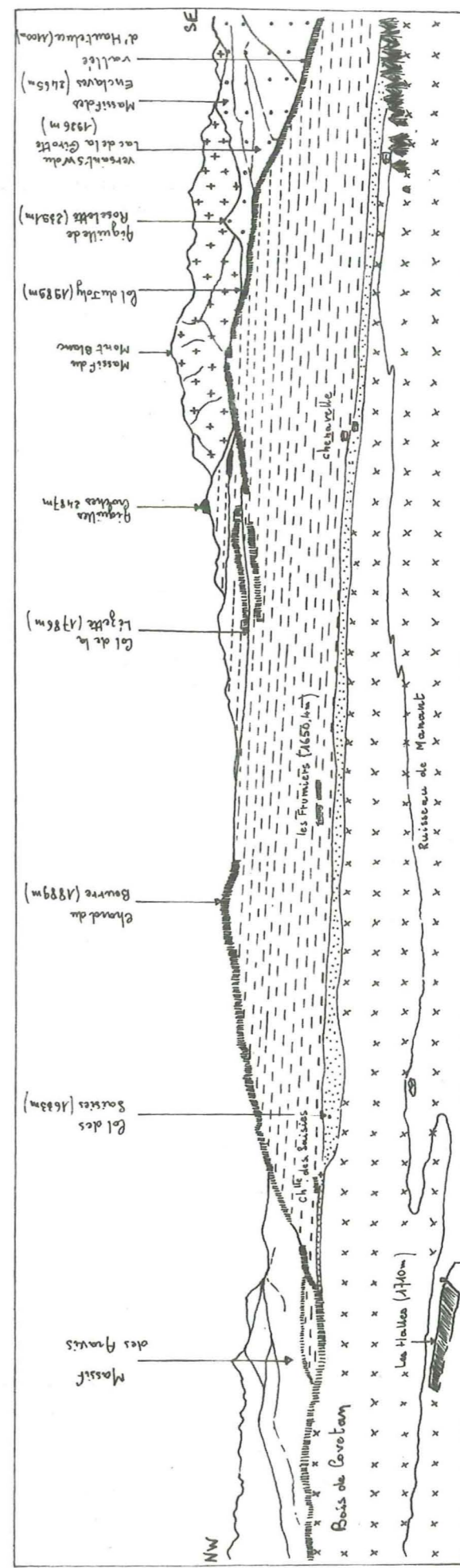


Photo 3



Legend: [Symbol] : eclogites et migmatites de la série salinée; [Symbol] : Gneiss de Flumet + Trina; [Symbol] : Schistes des collines linéaires; [Symbol] : écaillés de Trina; [Symbol] : Massifs Mont Blanc; [Symbol] : Rameau interne et sa couverture

- Planche 6. - VUE PANORAMIQUE DU RAMEAU EXTERNE -
(du Signal de Bisanne)

3. - Les failles

Au Sud Ouest de Bucheret, près du signal de Bisanne, elles ont produit de petits compartiments basculés vers l'Arly, en raison de la forte pente du glacis occidental.

La direction de ces fractures (N 30°) est très proche de celle des plans de schistosité locaux (N 20° E 70° SE) et proche aussi du "litage" général de la série cristallophyllienne (N 45°).

L'origine de ces accidents tectoniques récents est donc à rechercher dans une déformation du socle causée par le délitage dû au concours du fort pendage et de la pente accusée du glacis.

C'est l'interprétation de Cl. BORDET (17) qui souligne que ce phénomène, qu'il nomme "fauchage", peut affecter des pans entiers de montagnes.

En résumé

Le rameau externe a une "structure anticlinale". Les feuillets de direction N 45° sont pratiquement subverticaux. Le phénomène de "fauchage" y est développé.

B. - LE HOUILLER DE L'ARLY

C'est à Héry-sur-Ugine qu'on pourra l'observer avec le plus de profit.

1. - Rapport stratigraphique avec la série satinée

Epais de 400 m, il débute par un conglomérat à galets d'ectinites que surmontent des niveaux schisto-gréseux noirs, alternant avec des conglomérats durs exploités localement à Héry-sur-Ugine.

La discordance sur le socle métamorphique est manifeste et a été antérieurement reconnue par plusieurs auteurs (E. RITTER, J. GOGUEL, Cl. BORDET). Elle sera observée en particulier :

- sur la route de Flumet à Ugine, 400 m en aval du tunnel situé au Sud de Pont-sur-Flon ;
- sur la route d'Héry-sur-Ugine à Ugine, à la cote 903, à 540 m en aval d'Héry (x = 921,50 ; y = 93,77, feuille d'Annecy - Ugine, n° 8).

Les couches du Houiller, dont le pendage général est NW (N 40° E 25 NW) reposent sur les ectinites pratiquement verticales.

On observe des variations locales de ce pendage dues à de nombreuses failles de direction N 40° particulièrement développées entre Bange et Ugine, où elles créent de véritables champs de fractures.

2. - Structure

E. RITTER (93) a représenté le Houiller, sur la carte géologique au 1/80 000 d'Albertville, (1re édition) comme une série de synclinaux pincés dans le socle cristallin.

J. GOGUEL (58) a défini au contraire une cuvette synclinale peu accentuée, dont on ne connaît que la partie SE, l'autre étant enfouie sous la couverture secondaire des Aravis.

J'ai observé, par ailleurs, de petits plis anticlinaux dans ce Houiller en A 73, juste au Nord d'Héry-sur-Ugine où ils affectent uniquement le sommet schisteux.

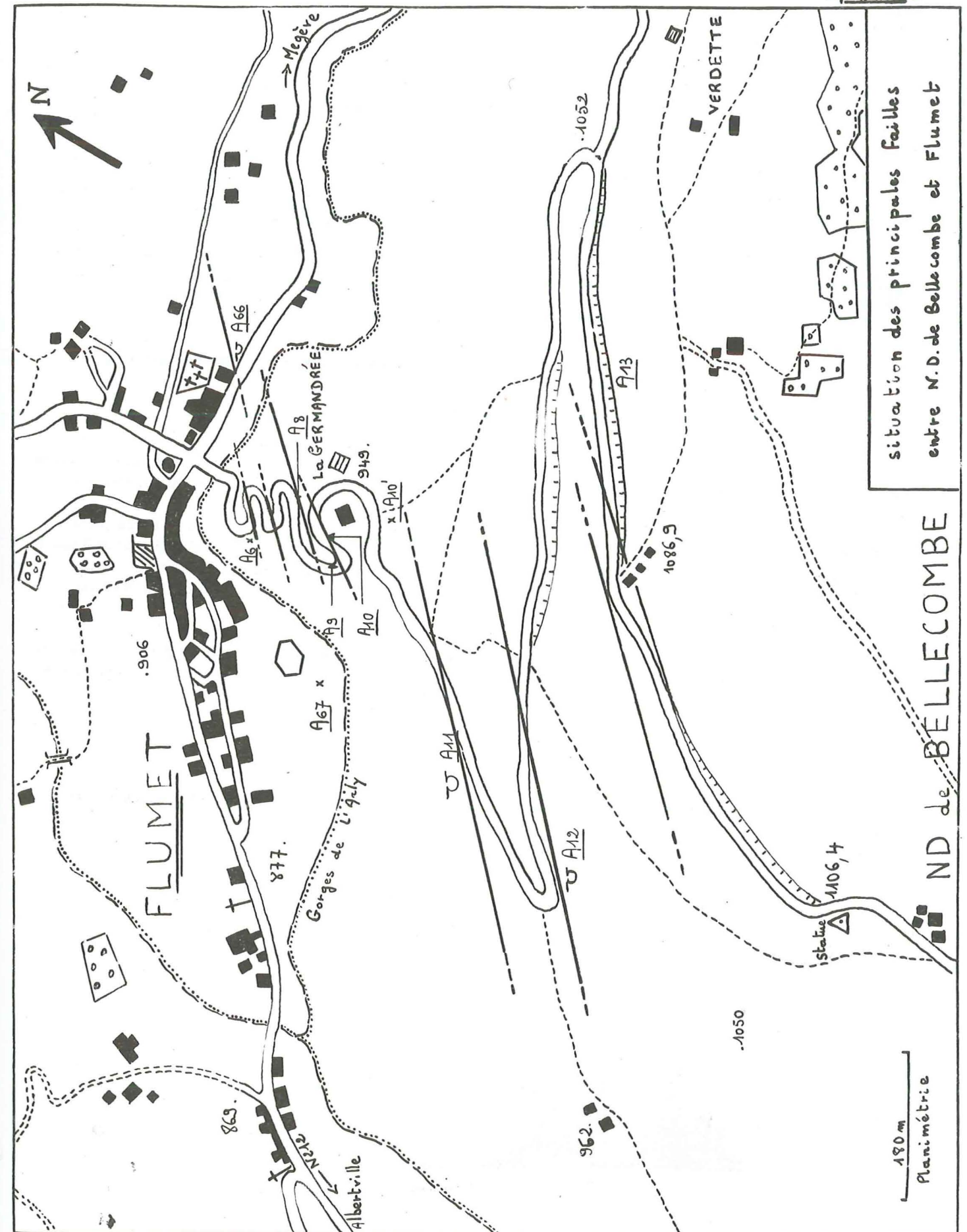
Il s'agit là de plissements fréquents dans les niveaux supérieurs de la couverture post-hercynienne ; ils atteignent, comme nous le verrons plus loin, exceptionnellement les grès de Flumet et se sont propagés jusqu'aux schistes du Houiller, en raison de leur plasticité. La mise en place de cette structure est à rechercher dans le glissement de la couverture lors de l'orogénèse alpine, ainsi qu'en témoigne la direction des axes de plissements (N 290° à N 10°).

Résumé

Le Houiller de l'Arly est nettement discordant sur le socle métamorphique. Peu tectonisé, il constitue un placage, dont la structure est celle d'une cuvette synclinale.

C. - LA COUVERTURE POST-HERCYNienne DU RAMEAU EXTERNE

Cette couverture a été affectée, lors des plissements alpins par des failles, des diaclases, des plissements et une schistosité qui seront successivement envisagés.



1. - Les failles et les diaclases

a) Dans les "Grès de Flumet"

- Secteur de Flumet - Notre-Dame-de-Bellecombe

Les failles sont très belles entre ces deux villages et la planche 7 en situe les principales.

Les grès culminent à 1125 m à Notre-Dame-de-Bellecombe, mais ne sont plus qu'à 900 m à Flumet, sans que le pendage, toujours NW, en soit modifié.

Les observations et mesures montrent que l'abaissement de la couverture gréseuse est dû à un jeu de failles normales, de direction moyenne N 40° qui détermine une structure en marches d'escalier de type graben, particulièrement nette dans la topographie.

Les compartiments sont bien visibles dans l'ensemble et n'ont que quelques mètres d'épaisseur, ce qui suppose un grand nombre de failles. Les miroirs de failles présentent des stries qui indiquent un décrochement effectué obliquement dans les deux sens, NE et SW, selon un angle compris entre 10° et 45°, par rapport à l'horizontale.

Dans l'ensemble, le rejet entre deux compartiments est faible.

Cette structure, mise en évidence localement, grâce à la couverture gréseuse doit se poursuivre sur toute la marge occidentale du rameau externe.

- Secteur du Signal de Bisanne aux Rosières (pl. 8, p. 15)

On y retrouve une structure de même type. En effet, le lambeau de couverture post-hercynienne des Rosières, découvert par la construction d'une route menant de Chenavelle à Villard-sur-Doron, est décalé vers la vallée du Doron, sans pour autant que les pendages relevés pour la couche gréseuse en A 50 (Le Bisanne) et en A 49 (Les Rosières) soient modifiés.

Il constitue un ensemble de petits compartiments qui s'abaissent graduellement vers la vallée du Doron, donc vers le SE, par un jeu de failles normales (N 80°). L'une d'entre elles est bien visible sur la bordure SW du Signal de Bisanne, matérialisée par son rejet constituant une falaise d'ectinites de 500 m, haute d'une trentaine de mètres.

Ce lambeau des Rosières fait place brusquement au socle, à l'Est d'une ligne passant par les chalets "l'Ortier" et "les Drabons" qui jalonnent une faille de direction N 45°.

D'autre part, en raison du phénomène de fauchage, la cartographie précise de ce lambeau n'a pas toujours permis de préciser les limites géologiques. C'est pourquoi, certaines d'entre elles ont été tracées en pointillé sur la planche 8.

- Orientation des failles et des diaclases

(voir canevas de Wulf, pl. 9, p. 18).

- A l'échelle de l'affleurement

Il existe deux familles de diaclases (photo 4) perpendiculaires entre elles ainsi qu'avec le litage et qui débitent les grès en lames souvent décimétriques.

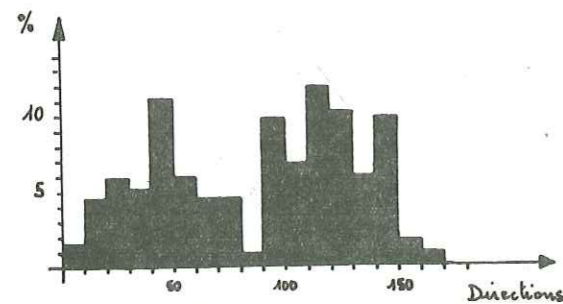
En A 10, près du hameau de la Germandrée, l'orientation est nette :

$$d_1 = N04E \ 80 \ W$$

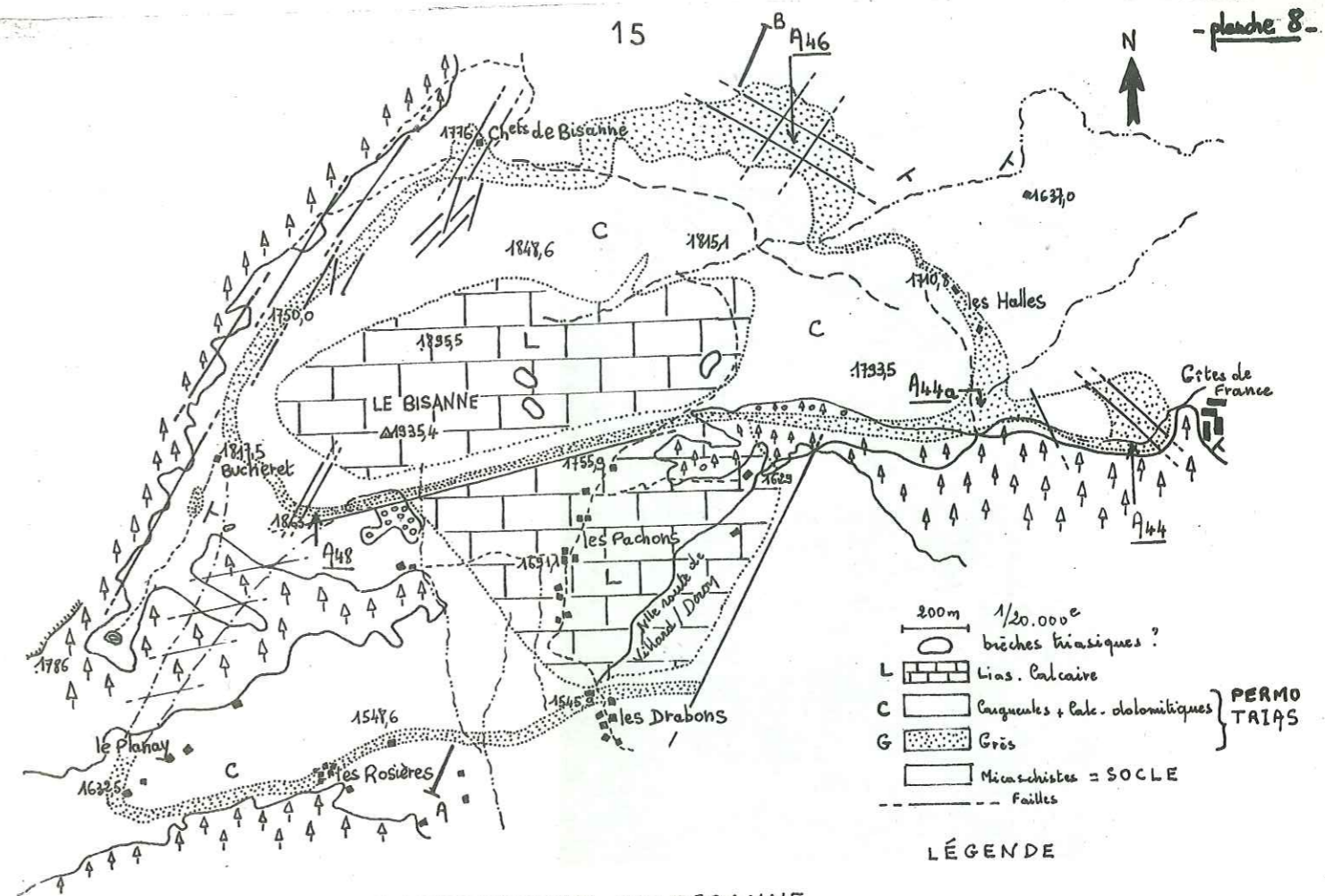
$$d_2 = N \ 104 \ E \ 85 \ SW \ (d = \text{diaclase})$$

- A l'échelle du rameau externe

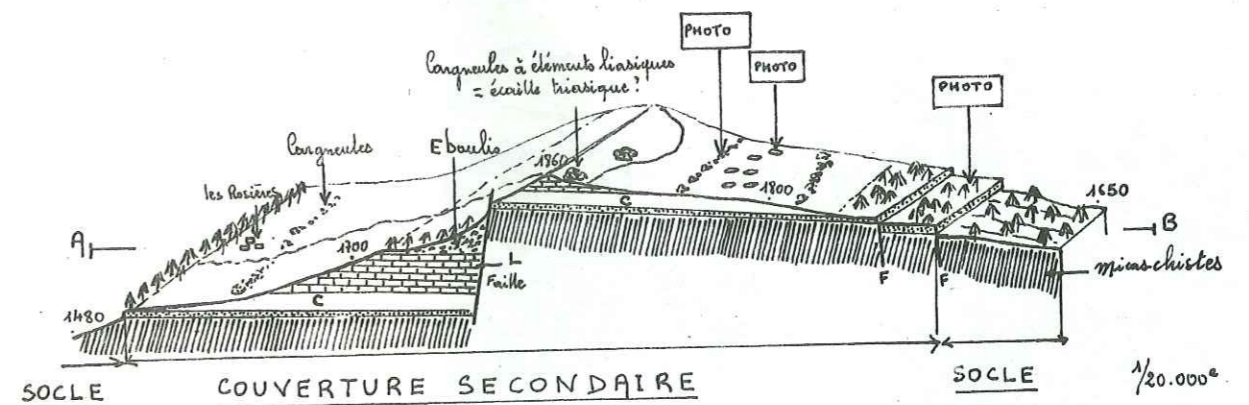
Résultats



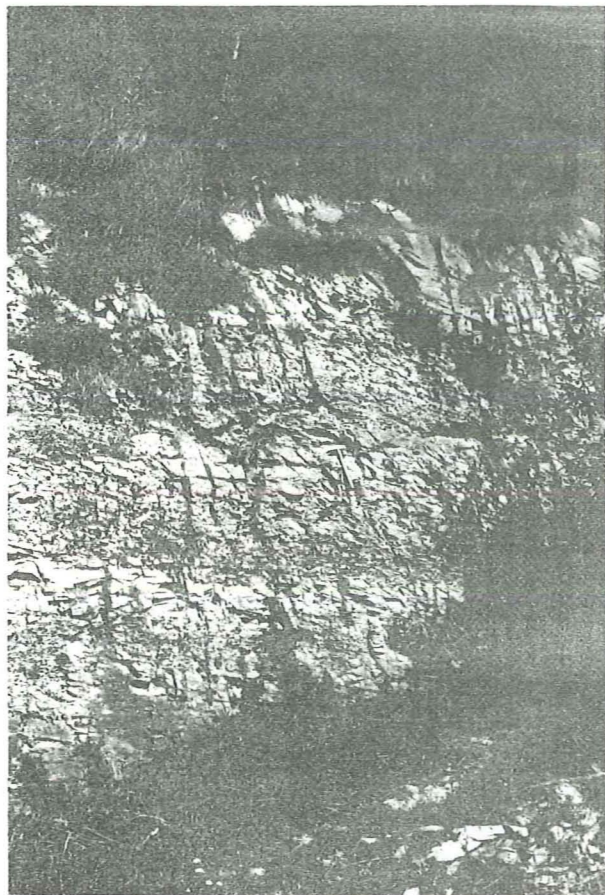
Histogramme représentant la fréquence des directions de fractures dans le rameau externe.



- ESQUISSE TECTONIQUE DU BISANNE -



INTÉRPRÉTATION STRUCTURALE DE LA
RÉGION DE BISANNE
COUPE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE



P : pendage
Lo : litage oblique
S : schistosité

Photo 4 - Affleurement gréseux débité par de nombreuses diaclases (A 15, route de N-D-de-Bellecombe à Crest-Voland)

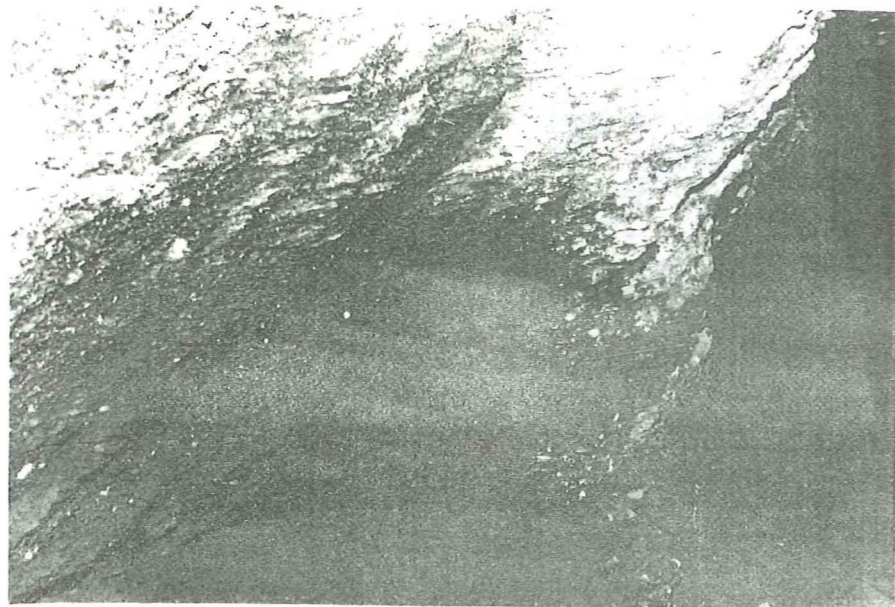
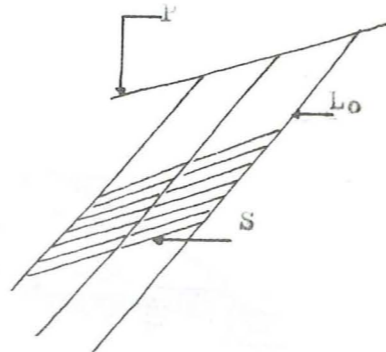


Photo 5 - Le crayon souligne la schistosité qui détruit le litage oblique (A 19 - Nant-du-Milieu -)



Comme on le voit, les grès sont affectés par deux grandes directions de fractures :

- N 45°, groupant diaclases et failles,
- N 120°, groupant surtout les diaclases.

Ajoutons que, d'une façon générale, les unes et les autres sont minéralisées par du quartz.

Interprétation de ces résultats par comparaison avec la structure du socle

- La première direction : N 45° est identique à celle du plan de schistosité des ectinites. On en déduira logiquement que les accidents de la couverture gréseuse proviennent d'une déformation du socle, par glissements verticaux ou obliques (miroirs de failles de Flumet) le long des plans de schistosité.

- La seconde direction de fracture est N 120°, c'est-à-dire sensiblement perpendiculaire à la précédente, et peut être imputable à des cassures du socle, causées par son ennoyage périclinal sous les collines liasiques.

b) Dans la série dolomitique du Trias

Si les failles, surtout remarquables dans les grès, en raison de leur nature cassante, atteignent également la série carbonatée du Trias et celle du Lias, elles n'y sont cependant jamais observées avec netteté.

On observe surtout de nombreuses diaclases, dans les calcaires dolomitiques, minéralisées par de la calcite.

Le seul examen oculaire a permis déjà d'apprécier des directions privilégiées que les mesures viennent confirmer (photo 34, p. 91).

Résultats

- A 52, 45 mesures : 2 modes à N 55° et N 125° ;
- A 56, 21 mesures : 2 modes à N 65° et N 140° ;
- A 61, 32 mesures : 2 modes à N 45° et N 125°.

Sans être autorisé à une trop grande généralisation, compte-tenu du petit nombre de résultats, il est tout de même possible de constater que les directions obtenues concordent assez bien avec celles qui ont été relevées dans les grès de base (N 45° et N 120°, ou N 300°).

Les déformations du socle se sont donc également répercutées dans les dolomies.

2. - Les plis

a) De la série gréseuse

On observe dans le rameau externe de petits plis inframétriques qui concernent le sommet de la série gréseuse en A 61 par exemple, où l'axe du plissement est égal à N 34°.

Ailleurs, il est exceptionnel de les observer, sauf en A 73, où ceux-ci soulignés par des veines de quartz intéressent la base de la série. A cet endroit ils affectent également le sommet schisteux du Houiller comme il a été dit page 12.

b) De la série carbonatée du Trias et de la série schisteuse du Lias

Cette fois, de petits plis anticlinaux symétriques sont fréquents, et certains d'entre eux sont particulièrement nets :

- dans le Lias en A 23,
- dans le Trias en A 34 (col des Saisies, cote 1 650,4)
en A 51, près des Reys, au Nord de Crest-Voland.

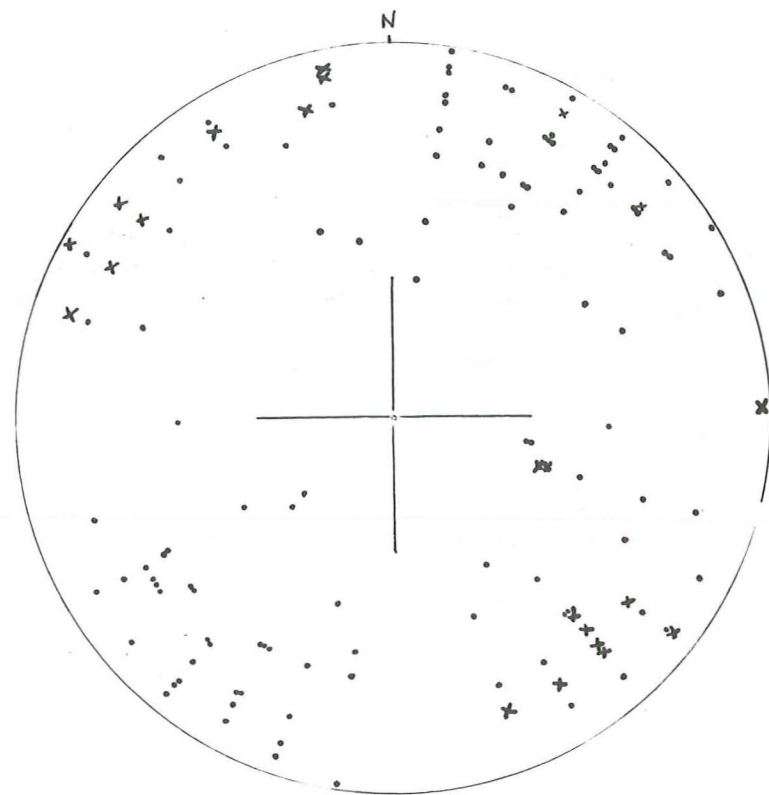
En résumé

La couverture post-hercynienne est plissée (axe des plis voisin de N = 0°). Elle l'est d'autant plus que l'on monte dans la série, c'est-à-dire que l'on s'adresse à des niveaux de plus en plus plastiques, comme les schistes du Lias. C'est l'indice d'un glissement de la couverture, dû probablement à la surrection du Mont-Blanc, comme le pense J. ROSSET (1952 - Vue générale sur la chaîne des Aravis - Haute-Savoie - Trav. Lab. Géol. Grenoble, T3, p. 63).

Par entraînement, ce phénomène a plissé la série gréseuse et même le sommet du Houiller mais cela reste exceptionnel et, dans l'ensemble, les grès et les calcaires dolomitiques sont restés adhérents au socle.

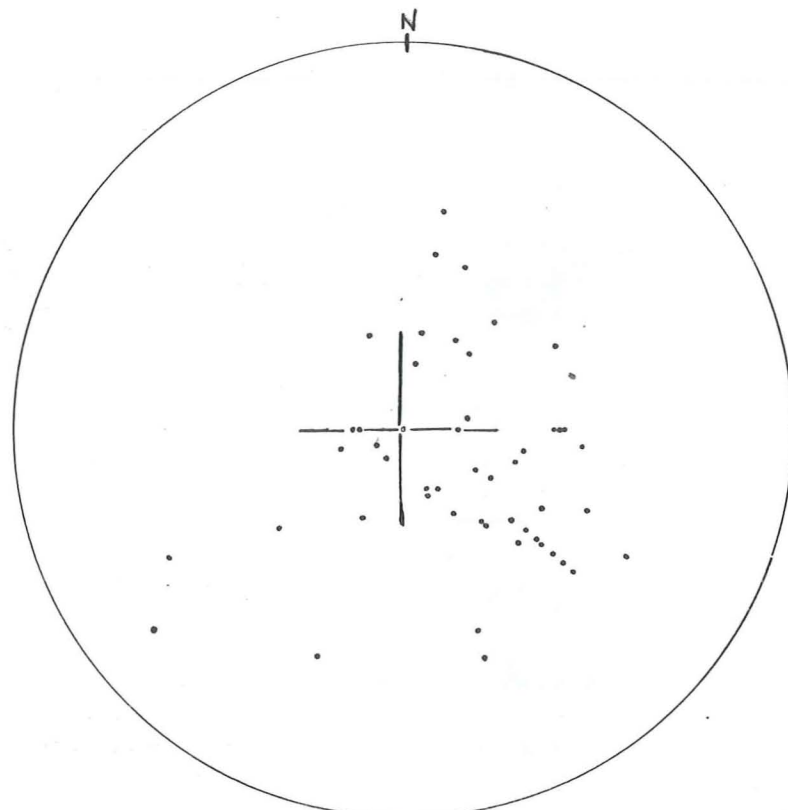
Il n'en est plus de même pour les cargneules et les évaporites du Trias et pour les schistes du Lias, qui se sont désolidarisés des termes inférieurs.

C'est ce que confirme par ailleurs l'analyse stratigraphique et l'examen des pendages qui vont suivre.



Projections polaires des différentes diaclasses (•) et failles (x)

Canavas de Wulff



Projections polaires des différents plans de schistosité

Canavas de Wulff

3. - Les pendages

a) Des "Grès de Flumet"

Des nombreuses mesures effectuées, il résulte les faits suivants :

- de Bisanne vers l'Arly, le pendage est NW, avec une accentuation de la pente, comme l'indiquent ces deux valeurs extrêmes :

- Bisanne, N 50° E 10° NW
- vallée de l'Arly, N 40° E 16° NW

Cependant, entre Favray (à l'Est de Notre-Dame-de-Bellecombe) et les Peumons (A 41) le pendage varie progressivement du NW au SE en passant par N, NE et E. En somme, ces modifications suivent la pente topographique du socle hercynien, soulignant l'aspect voûté du rameau externe.

b) Des dolomies du Trias

En de rares endroits, par exemple à Pont-sur-Flon, le passage entre les grès et les dolomies est visible. Il y a alors concordance absolue, et le pendage est NW. Mais dès que l'on s'élève dans la série carbonatée, il varie rapidement d'un endroit à l'autre, sans que l'on puisse en déduire une donnée homogène, si ce n'est une direction E SE entre A 52 et le Cernix.

c) Du Lias

Dans l'ensemble, le pendage est ESE, tel qu'il fut déjà noté dans les termes supérieurs de la série triasique. Cette différence entre les termes de base de la couverture et le Lias doit être mise sur le compte du décollement, aucune discordance n'étant observée, et la disparité uniquement due à la tectonique.

4. - La schistosité

Les mesures ont été effectuées à la boussole, comme pour les pendages. Pour chaque affleurement d'une série de mesures, nous retenons la plus fréquente, qui est reportée sur le canevas de Wulff, soit 38 points (pl. 9, p. 18).

a) Les données

- Orientation

Dans 78 % des cas, elle est comprise entre N 90° et N 160°, avec une dominante SE marquée.

- Réfraction

La pente est forte dans les niveaux de grès quartzitiques fins et durs, où elle peut atteindre 80°. Celle-ci est beaucoup plus faible dans les niveaux gréseux grossiers à litage entrecroisé, souvent friable (voisine de 10°). D'où une réfraction, observée lorsqu'on passe d'un niveau à l'autre, très bien vue en A 72, par exemple.

Les plans de schistosité sont très rapprochés dans les niveaux grossiers, débitant ainsi les couches en petites dalles (ce qui a donné lieu à une exploitation locale de ces niveaux) souvent infracentimétriques, coupant même les galets en tranches.

Ils ne se propagent pas toujours dans les niveaux quartzitiques durs, où ils ne sont pas très nombreux.

b) Conclusions : conséquences stratigraphiques

La schistosité SE crée dans l'ensemble un pseudo-litage qui détruit trop souvent le litage oblique des chenaux (photo n° 5).

Les niveaux pélitiques n'échappent pas au phénomène, comme le montrent maints exemples et, en définitive, le développement de cette schistosité a compliqué la recherche du sens d'écoulement dans les chenaux. Seulement quelques mesures ont été possibles pour un affleurement et parfois même il n'y en a eu aucune.

II. - LE SYNCLINAL MEDIAN

Sur le glacis SE du rameau externe, les affleurements triasiques sont encore suivis le long de la vallée du Dorinet, jusqu'au hameau Sur le Tover, situé à 1 km au NE de Hauteluce. Ils disparaissent ensuite, masqués par les sédiments glaciaires.

Ce n'est qu'entre le Planay et La Ruelle, dans le ravin du col du Joly qu'on les retrouve associés au Lias (carte de St-Gervais-les-Bains, n° 6).

A. - OBSERVATIONS LE LONG DU RAVIN DU COL DU JOLY

Une coupe réalisée entre l'usine électrique de Belleville et le Planay, soit du SE vers le NW, montre :

- les ectinites de la série verte, à pendage SE, supportant la forêt du Revers,
- les cargneules beige clair et ocre, sur 200 m,
- puis les calcaires et les schistes noirs du Lias.

Les deux derniers termes lithologiques sont bien visibles dans le fond du ravin entre La Turne et le Planay, où ils sont verticaux.

Si on progresse alors vers le rameau externe, donc vers le NW, on voit les cargneules et les schistes du Lias faire partie progressivement de la série normale de couverture.

B. - INTERPRETATION

En faisant le trajet inverse, nous assistons tout simplement au plongement des couches du Trias et du Lias dans le synclinal médian, dont la structure, telle qu'elle a été définie par Cl. BORDET, n'est pas celle d'un synclinal, mais celle d'un joint tectonique comblé, dont la largeur ne dépasse pas 400 m dans le secteur étudié.

Il occupe sensiblement la vallée du Dorinet et plonge sous la série verte. Le développement du glacière n'autorise pas à en préciser la limite NW.

C. - MISE EN PLACE DU SYNCLINAL MEDIAN

Jusqu'à ces dernières années, il était encore classique de penser que toutes les structures tectoniques dataient de l'orogénèse alpine, et c'est pourquoi Cl. BORDET pensait que le synclinal médian s'était créé à cette époque, au cours d'une phase de détente.

Mais des études comme celles de J. SARROT-REYNAULD (96) pour le Trias des zones internes et externes des Alpes, de Ph. LIARD (66) pour les grès d'Allevard, en montrant que ces terrains s'étaient peut-être déposés dans des grabens contemporains de la sédimentation, ont attiré l'attention sur les mouvements tardi-hercyniens.

Il s'ensuit qu'un tel synclinal pourrait très bien représenter un ancien graben, mis en place progressivement à la suite de ces mouvements. C'est l'avis de P. BORDET (17) qui, se basant sur ses propres observations dans la zone des Grandes Rousses, émet l'hypothèse d'une mise en place durant le Lias.

Nous verrons, au cours de ce travail, qu'il est fort possible que cet accident représente un graben ébauché dès le Permo-Trias.

III. - LE RAMEAU INTERNE

Son étude est limitée aux versants du lac de la Girotte, dont je présente une interprétation structurale schématisée sur les planches 10 et 11, p. 22 et 23) et une vue panoramique pl. 12, p. 24.

La couverture post-hercynienne y apparaît constituée des mêmes termes lithologiques que le rameau externe, mais le socle métamorphique est représenté par la série verte.

E. RITTER (93) avait admis que les versants du lac étaient constitués de synclinaux de Houiller et de couverture post-hercynienne étroits et pincés dans le socle. Mais la présence de lambeaux, de tailles diverses, provenant de ce dernier, mêlés aux cargneules à l'intérieur même du synclinal, ne s'explique pas dans cette hypothèse.

A cette structure synclinale Cl. BORDET (16, p. 97 et suivantes) a substitué l'image du joint tectonique comblé et de son extension en un fossé, ce qui cadre beaucoup mieux avec les faits.

C'est donc cette conception que nous adopterons pour interpréter les deux versants du lac de la Girotte.

A. - COUPES STRATIGRAPHIQUES

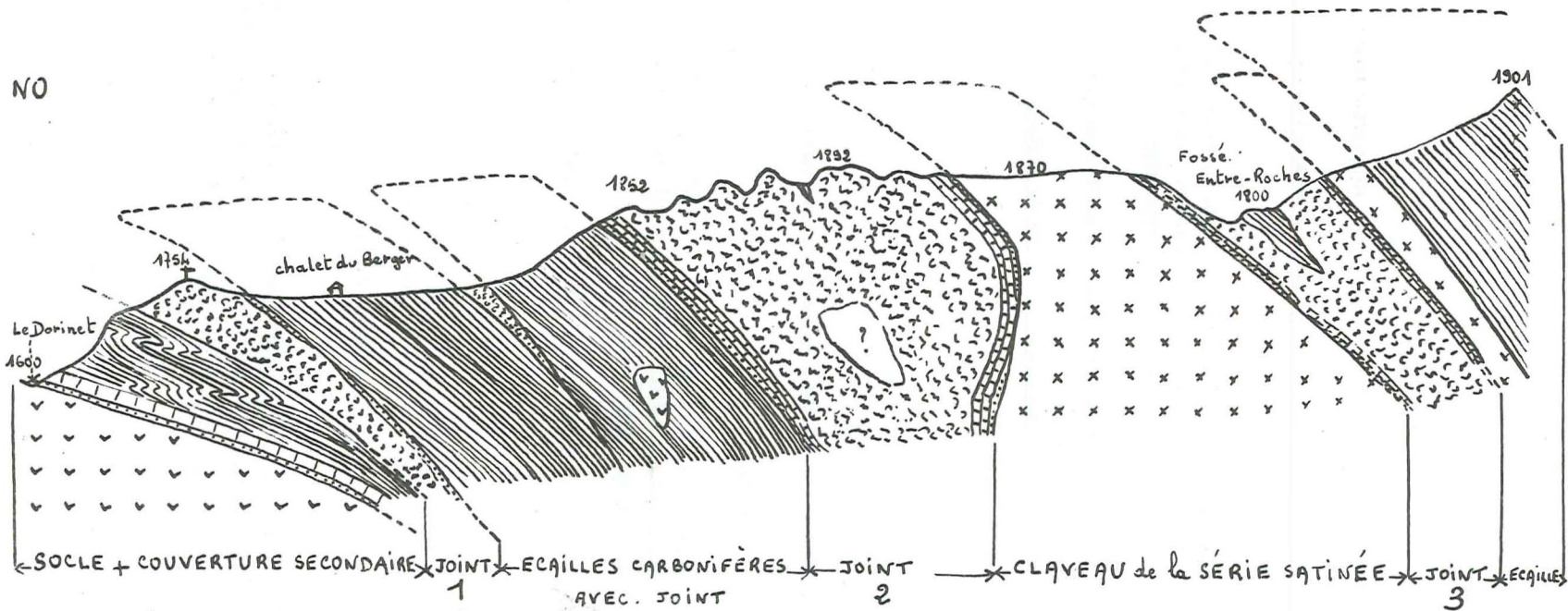
a) Coupe du versant NE du lac de la Girotte

Entre l'aval du barrage et le fossé d'Entre-Roches, du NW vers le SE. On recoupe les termes suivants :

- 1) socle : prasinites de la série verte,
 - 2) grès blanc, compact, diaclasé (5 m) : affleurement A pl. 30 p. 70.
- cargneules blanches, ocres (2 à 6 m) ;
- schistes noirs et calcaires bleus du Lias, constituant la falaise située au NE du barrage. C'est un ensemble plissé ;
 - 3) dolomies (54 m) finement litées (feuillets de 1 à 2 cm limités par des pélites noires) recouverts par des cargneules.
L'ensemble forme la petite colline supportant la Croix Souvenir (pendage 50° SE) ;
- cargneules (5 m)
- grès blanc (1 m) uniquement visible à 100 m au NE du Chalet du Berger. Deux lambeaux de quartzite reposent sur les dolomies précitées ;
 - 4) Houiller (200 m) ;
 - 5) cargneules ocres et lambeaux de grès quartzite blanc (5 m)
 - 6) Houiller (100 m) ;
 - 7) grès blanc à petits galets de quartz (5 m) pendage 45° SE, affleurement C, pl. 33, p. 73.
---, - dolomies (300 m) comportant des niveaux à cargneules
- près de la cote 1 892, petit lambeau de Houiller (2 m), interstratifié dans ces carbonates.
----, - grès blanc (2 m)
- Au NE de cette coupe, réalisée en suivant le chemin qui mène à la centrale du fond du lac se trouve un lambeau de schistes argentés de Lias près de la cote 1 593. Au SE, en longeant le versant du lac, on rencontre un petit dôme de migmatites (petit claveau des Enclaves) recouvert par des grès blancs à graviers de quartz, le tout enrobé par les cargneules.
- 8) migmatites du claveau des Enclaves (300 m),
 - 9) grès blancs (4 m) ;
- cargneules du fossé d'Entre-Roches dans lesquelles se trouvent des lambeaux du Houiller.

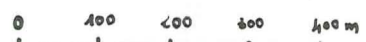
NO

SE



- Carbonifère, grès, schistes, conglomérats
- SERIE SATINEE : Migmatites
- SERIE VERTE : Ectinites, Prasinites etc... } SOCLE
- BRÈCHES CARBONEULES : TRIAS
- LIAS
- DOLOMIE. } PERMO TRIAS
- GRES QUARTZITE }
- petite écaille.

- LÉGENDE -



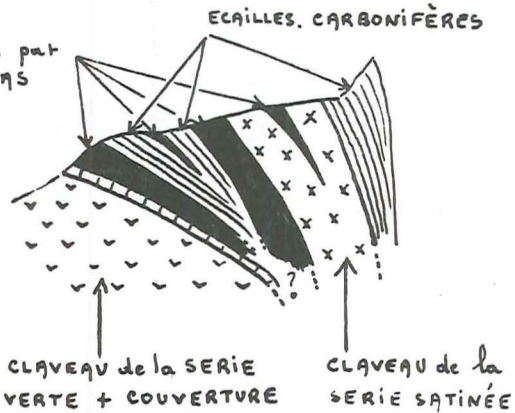
Altimétrie



Planimétrie

- ECHELLE - 1/40.000

JOINTS COMBLÉS par LE TRIAS



- SCHÉMA STRUCTURAL -

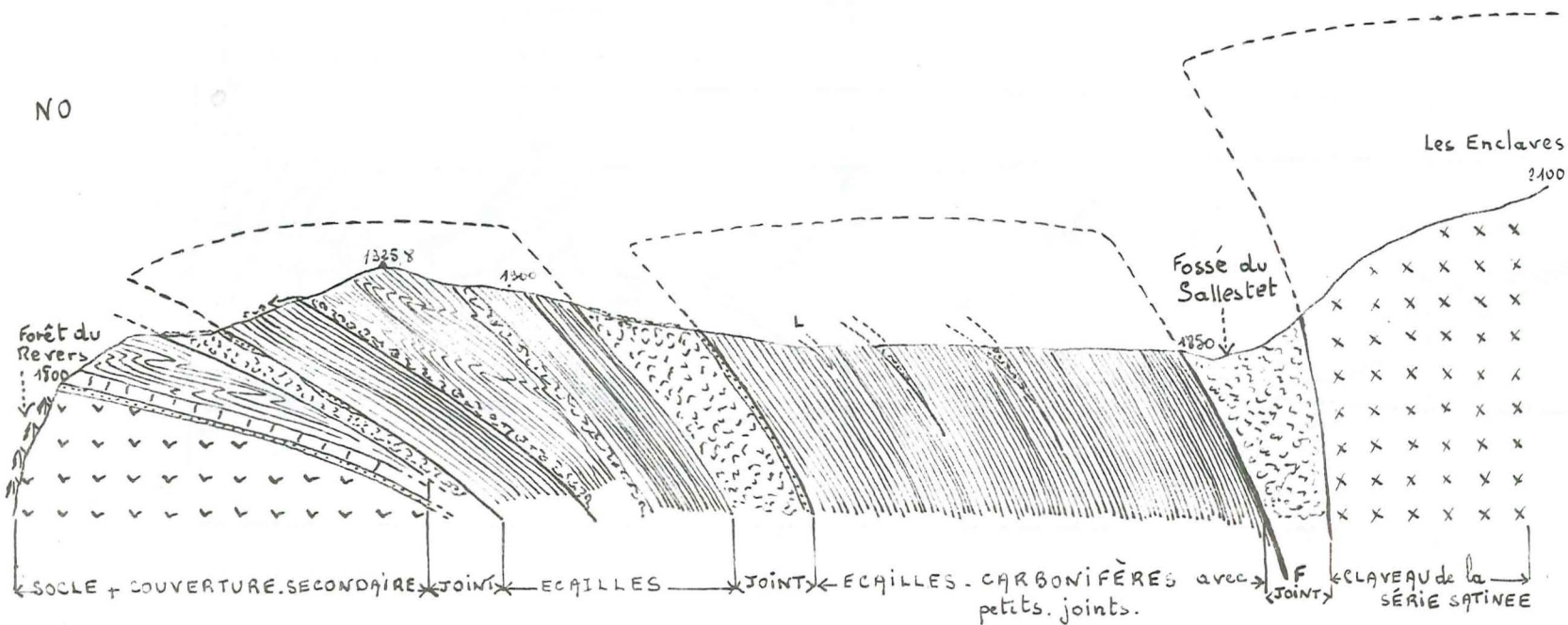
22

INTERPRÉTATION GEOLOGIQUE DU VERSANT N-E DU LAC DE LA GIROTTE

- planche 10 -

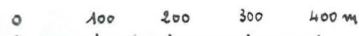
NO

SE

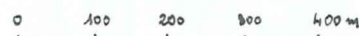


- CALCAIRE, SCHISTE : LIAS
- BRÈCHES CARBONEULES } TRIAS
- DOLOMIE
- GRES - QUARTZITES
- HOUILLER : grès, schistes etc...
- SERIE SATINEE } SOCLE
- SERIE VERTE }
- L : Lias

- LÉGENDE -



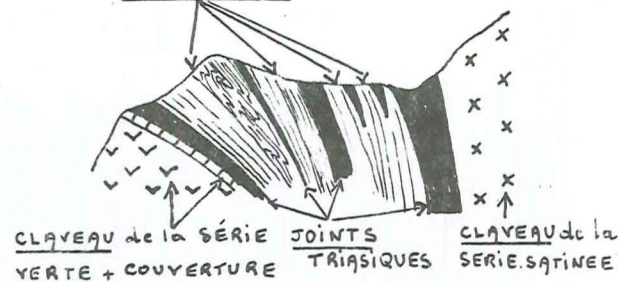
Altimétrie



Planimétrie

- ECHELLE - 1/40.000

ECHAILES



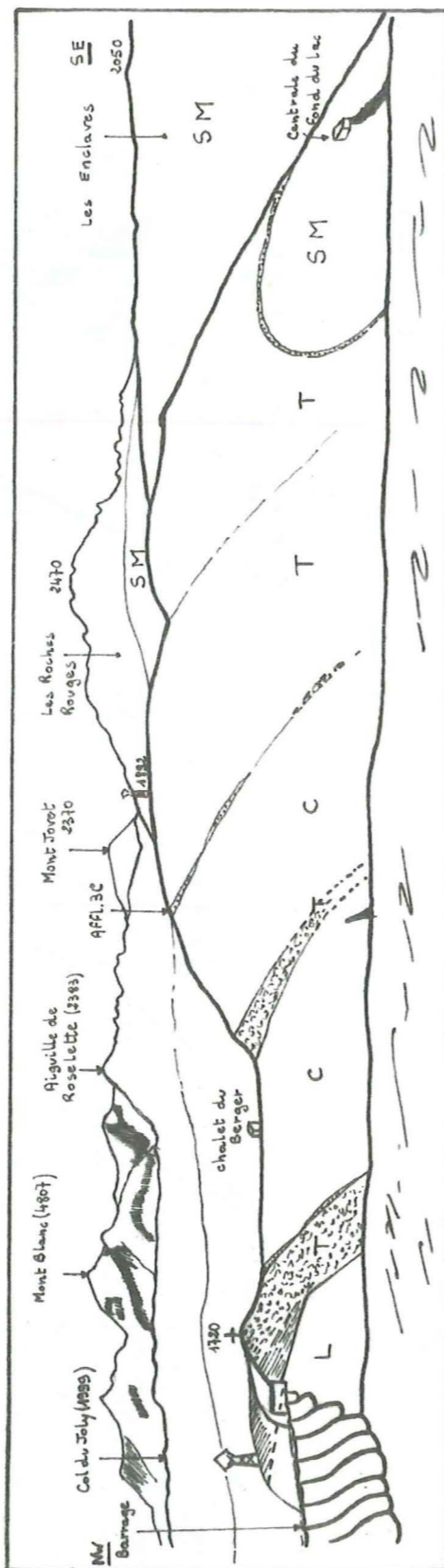
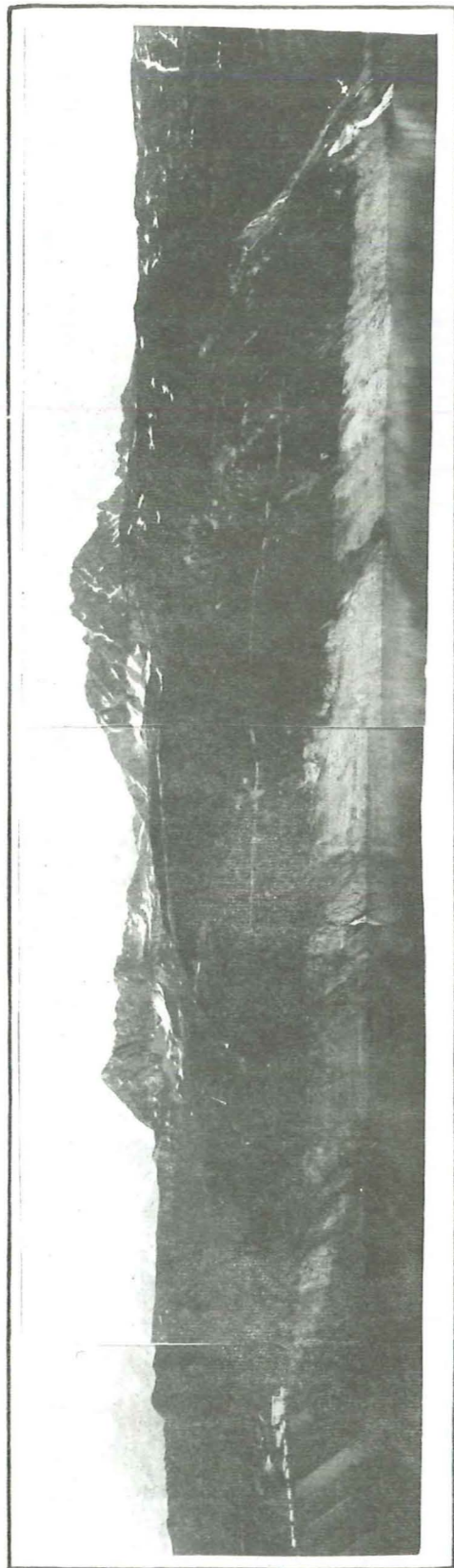
- SCHÉMA STRUCTURAL -

23

INTERPRÉTATION GEOLOGIQUE DU VERSANT S-O DU LAC DE LA GIROTTE

- planche 11 -

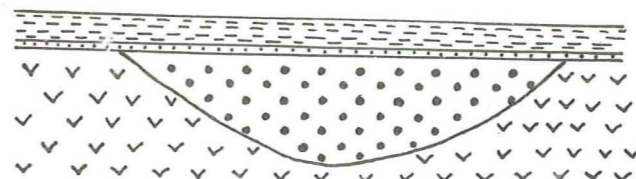
VUE PANORAMIQUE DU VERSANT NE DU LAC DE LA GIROTTE



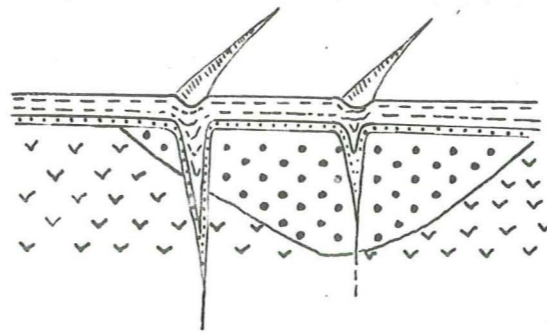
SM = Migmatites
 C = Carbonifère
 T = Trias
 L = Lias

Grès permotriassiques
 Cargneules
 schistes dolomitiques

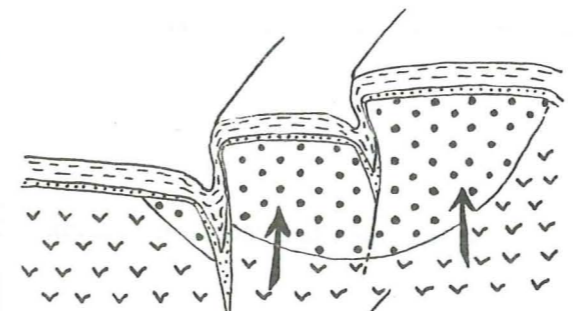
LÉGENDE



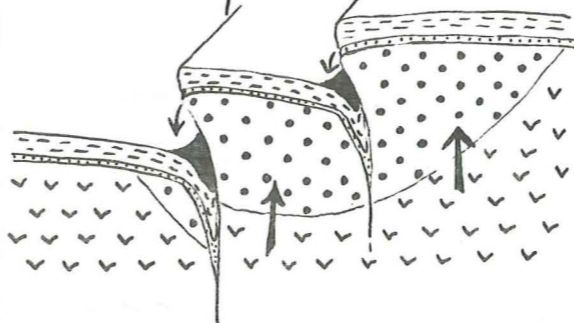
(A) - état initial {
 --- : couverture posthercynienne
 ::: : Houiller
 vvv : série verte } socle



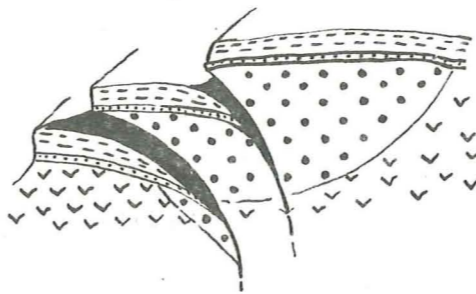
(B) - fracturation posthercynienne dans les occidents verticaux
 naissance de joints tectoniques et de claveaux
 migration de la couverture



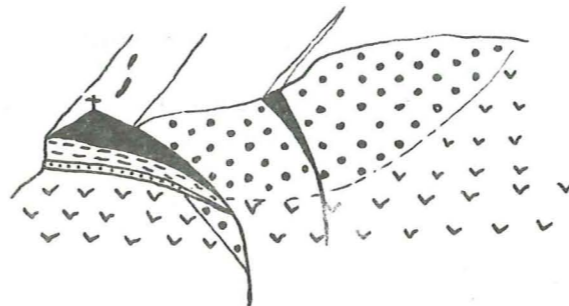
(C) - Par suite de compression en profondeur, les claveaux se déplacent verticalement et se déversent progressivement l'un sur l'autre



(D) - "bouillage" en avant des claveaux par les horizons les plus plastiques de la couverture



(E) - Accentuation du phénomène. Des claveaux peuvent se pincer en profondeur, puis se désolidariser du socle. Ils deviennent alors des écailles enveloppées en avant et en arrière par des cargneules. Ils conservent souvent encore des traces de couverture restées adhérentes



(F) - état actuel après érosion (du barrage à la côte 1897,5)

MECANISME PROBABLE DE LA MISE EN PLACE DES ECAILLES DU VERSANT NE DU LAC DE LA GIROTTE

b) Coupe du versant SW

Dans l'ensemble les affleurements précédents s'y prolongent, mais la colline (1 925, 8) qui domine le chalet vers le Lac, est composée d'une alternance de terrains houillers, triasiques et liasiques inconnue sur le versant NE et qui se pincet aux deux extrémités.

B. - INTERPRETATION STRUCTURALE

a) Du versant NE (pl. 10, p. 22)

Nous reprendrons les numéros de référence de la coupe :

- 1 - claveau de la série verte,
- 2 - série normale de couverture,
- 3, 5, 7, 9 - joints tectoniques comblés, jalonnés sur les bords par les grès et les dolomies encore en position stratigraphique normale mais laminés ;
- 4 et 6 - écaillés de Houiller et de migmatites (8) qui se trouvent ainsi emballées, en avant et en arrière, par des cargneules,
- 10 - joint tectonique d'Entre-Roches avec des écaillés de Houiller.

b) Du versant SW (pl. 11, p. 23)

Même interprétation générale. Il existe quelques écaillés supplémentaires qui constituent la colline (cote 1 925, 8).

C. - CONSEQUENCES STRATIGRAPHIQUES

Les cargneules et les schistes du Lias sont décollés. En raison de déformations plus amples, le phénomène est plus net.

Les grès et, plus exceptionnellement, les dolomies sont restés adhérents au socle dont ils ont accompagné le mouvement suivant trois modalités :

a) Ils font partie de la série normale de couverture

Bande de Colombe à la Girotte et lambeau du Plan de la Mouille (versant SW). Ils n'ont subi qu'un mouvement vertical qui est celui du claveau qui les supporte.

b) Ils appartiennent à des écaillés du socle

et les mouvements et déformations subis sont plus complexes.

- Ils constituent encore une couverture collée au substratum, ou des lambeaux de couverture.

C'est le cas des grès du petit claveau des Enclaves, du versant NE (n° 7 de la coupe) et de l'écaillé du Houiller du versant SW (cote 1 712, 8).

- Ils constituent de minces lambeaux pincés, laminés sur les bords du joint tectonique (ex. : n° 7 de la coupe)

La base de la série post-hercynienne, en position stratigraphique normale (grès, dolomies), est encore observée et c'est ce qui fait penser tout d'abord à une structure synclinale.

La mise en place de ce dernier type d'affleurement peut être interprétée selon le schéma de la planche n° 13, p. 25.

En somme, hormis quelques rares cas, les grès seront beaucoup trop tectonisés, donc déformés, pour que l'étude sédimentologique soit abordable, et c'est pour cette raison que celle-ci concernera surtout le rameau externe.

CONCLUSIONS

La structure actuelle du massif de Belledonne, comme l'avait déjà montré C1. BORDET (16) est due à l'action de deux tectoniques.

A la tectonique hercynienne revient l'acquisition des structures isoclinale, synclinale et anticlinale, orientées NE - SW dans notre secteur (N 45°).

"L'architecture du bâti (hercynien) due à la phase hercynienne majeure" selon C1. BORDET, "ne s'est plus sensiblement modifiée" ensuite.

La tectonique alpine a provoqué "essentiellement des mouvements verticaux" du socle. Elle a débité le rameau interne en claveaux entre lesquels se sont ouverts des joints tectoniques, comblés par la couverture (région de la Girotte), dont le synclinal médian est un remarquable exemple.

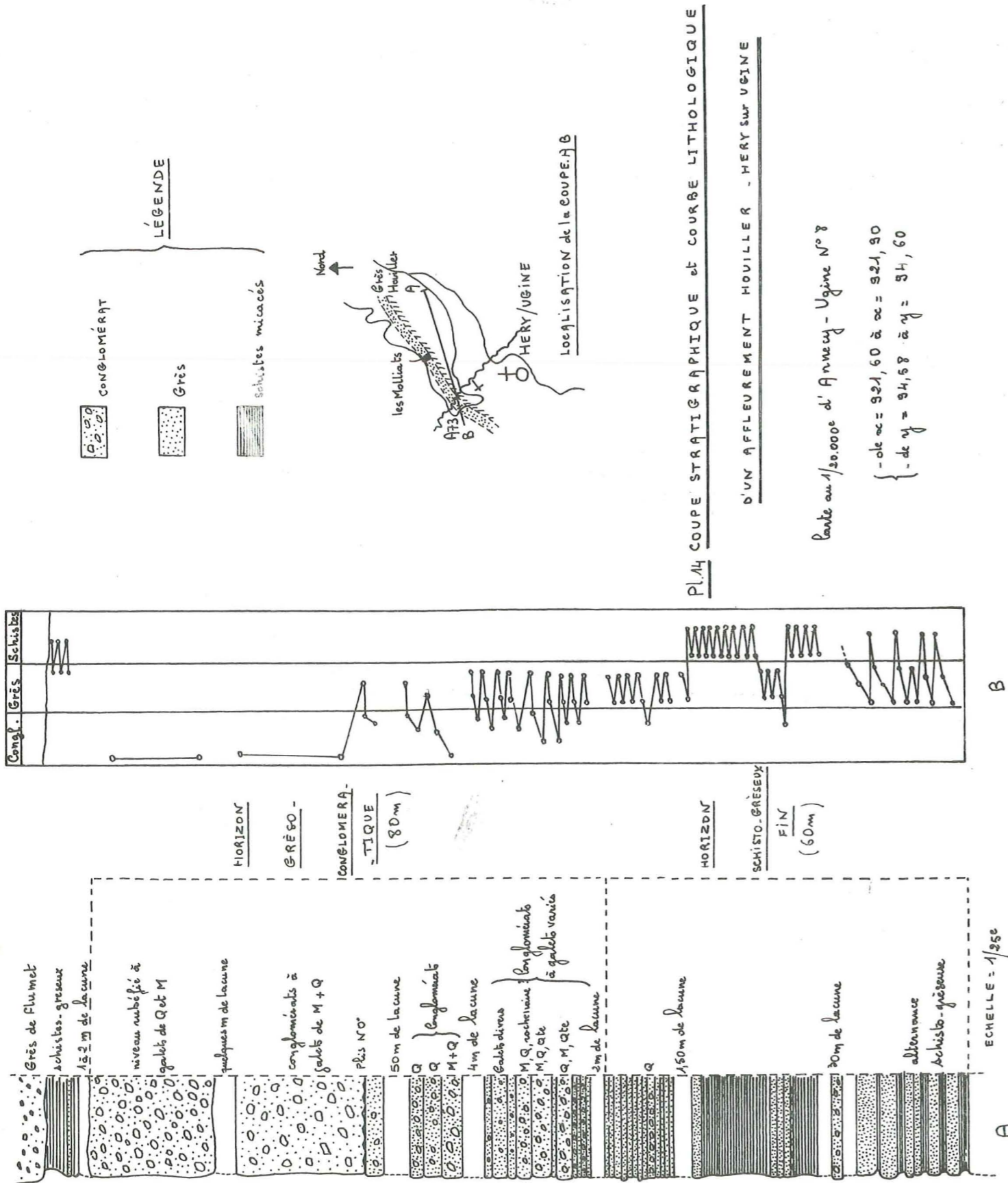
Sous son influence, le rameau externe s'est voûté, par glissements verticaux le long de ses plans de schistosité, et ses déformations se sont propagées dans les premiers termes de la couverture (grès et dolomies) qui s'est cassée.

Il en résulte une structure de type graben sur les marges du rameau externe qui peut être considéré comme un horst.

Hormis l'écaillage de la couverture post-hercynienne et sa migration dans les joints tectoniques, celle-ci s'est également plissée lors de l'orogénèse alpine. Les niveaux les plus plastiques (les cargneules et le Lias notamment) de la couverture se sont alors décollés des dolomies et des grès restés généralement adhérents au socle.

DEUXIEME PARTIE

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEQUENTIELLE



CHAPITRE I

PRESENTATION STRATIGRAPHIQUE DU SOCLE HERCYNIE

I. - LE SOCLE METAMORPHIQUE

D'après les travaux de Cl. BORDET, les ectinites et les migmatites sont issues de sédiments de type flysch, et de roches volcaniques, remontant :

- au Dévonien, pour la série verte,
- au Dinantien, pour la série satinée.

Ce socle a deux particularités, qui seront envisagées ultérieurement : il est rubéfié et il contient des nodules dolomitiques.

II. - LE HOUILLER DE L'ARLY

Son étude sédimentologique sort du cadre imparti, cependant, afin de le comparer aux grès de Flumet, nous présentons quelques résultats.

A. - OBSERVATION D'UNE COUPE REALISEE LE LONG DE LA ROUTE MENANT AUX MOLLIIATS (200 m au Nord d'Héry-sur-Ugine)

- Se reporter à la planche 14 A, p. 30.

A 73 (entre x = 921,60 ; y = 94,58 et x' = 921,90 ; y' = 94,60).

Description

La coupe n'intéresse pas le Houiller dans sa totalité (140 m sur 400 m) et montre une alternance de schistes micacés et de grès fins.

Vers le haut, la série devient de plus en plus grossière, et la fréquence des bancs gréseux augmente en même temps qu'ils se chargent en galets.

Dans la partie supérieure existe un niveau conglomératique rubéfié, de couleur violacée, très riche en galets de micaschiste (85 %) et de quartz (15 %), dont la nature semble être une constante. Il affleure dans le premier virage à la cote 1031. Autant que l'on puisse en juger sans étude stratigraphique détaillée, il occupe en principe le sommet de la série houillère, quoi qu'il puisse être localement recouvert par les schistes sur lesquels reposent les grès de Flumet. Il est bien visible à la faveur de deux autres affleurements :

- entre l'usine électrique d'Ugine et Planfay (A 76) ;
- entre Pierre Coquin et Bange, 150 m à l'Est de St-Nicolas-la-Chapelle, cote 901,2 (x = 923,90 ; y = 98,50) feuille de St-Gervais-les-Bains, n° 5.

- La courbe lithologique montre qu'il s'agit d'une série rythmique (pl. 14 B, p. 30).

B. - SERIE VIRTUELLE

Elle débute par un horizon grossier, gréseux ou conglomératique. Dans le second cas, cet horizon est composé de galets d'ectinites provenant du socle sous-jacent, qui se trouve en quelque sorte régénéré dans la base du Houiller, ce qui rend la limite avec la série satinée souvent difficile à voir.

C'est le faciès "gratte de base", bien connu par ailleurs et notamment dans le bassin permo-houiller de Blanzay - Le Creusot.

Au-dessus, ce n'est qu'une alternance de bancs gréseux fins ou conglomératiques, avec des niveaux schisteux noirs, micacés ou psammitiques.

L'épaisseur des bancs est variable (de quelques centimètres à plusieurs mètres) et la série se termine par un niveau schisteux comme en A 73, ou conglomératique comme en A 76.

- En résumé

C'est une série rythmique, essentiellement détritique (grès et schistes) dont la grano-décroissance verticale n'est pas générale.

Par conséquent, le Houiller ne constitue pas partout une série positive. Elle est même négative en A 73, A 76, à moins que les termes sus-jacents plus fins aient été érodés localement, lors de la transgression des grès du Flumet.

C. - LES GALETS

- Leur nature dans le niveau conglomératique rubéfié

Ici prédominent les galets de micaschistes, souvent rubéfiés, dont la nature rappelle la série satinée du rameau externe ; et des galets de quartz blanc, d'origine filonienne, dans les proportions précisées sur le tableau de la planche 52, p. 128.

- Dans les autres niveaux conglomératiques de la coupe des Molliats

La nature des matériaux est plus variée. On y reconnaît à l'œil nu les galets de la série satinée, d'autres de quartz, plus rarement des quartzites, et quelques indéterminables sans le concours du microscope.

- Leur dimension et leur disposition (pl. 52)

C'est dans les micaschistes que l'on trouve les plus grandes tailles, (L = 150 cm ; l = 30 cm) et les galets de quartz atteignent souvent 30 à 40 cm de longueur, comme on peut l'observer en A 74, près de Flumet.

Ils sont disposés en vrac, et semblent ainsi montrer qu'ils furent enfouis rapidement par des cours d'eau de haute énergie.

- Conclusion

Leur nature, leur faible usure, leur dimension, liées à la grande hétérométrie de certains niveaux conglomératiques font penser à une origine locale. Le continent érodé durant la sédimentation houillère devait être proche et présenter probablement un relief accentué. Dans l'ensemble, il ne devait pas être très différent du rameau externe (situé immédiatement à l'Est) dont on retrouve les éléments constitutifs de la série satinée dans le Houiller.

Le trajet entre le socle et le bassin a donc été très court (quelques kilomètres) et la mise en place de certains niveaux conglomératiques, comme l'horizon rubéfié, s'est réalisée sans aucun doute, grâce à des courants de type torrentiel.

D. - AGE DU HOULLER DE L'ARLY

La flore recueillie dans le massif de Belledonne (*Mixoneura ovata* et *Pecopteris lamurensis*) ont permis à P. PRUVOST, M. BOUROZ et P. CORSIN (1950) d'affirmer que ces terrains dataient du Stéphanien inférieur et moyen.

En 1959, Ch. GREBER (59) a déterminé des échantillons récoltés à la cote 999, au NE de Héry-sur-Ugine, dans des niveaux situés au 1/3 de la série, indiquant un âge stéphanien inférieur.

E. - CONCLUSIONS A L'ETUDE SOMMAIRE DU HOULLER DE L'ARLY

La forte épaisseur de la série houillère, jointe à l'alternance verticale de bancs conglomératiques durs et schisto-gréseux plus fins, incite à penser que la sédimentation s'est effectuée dans un bassin subsident.

L'existence d'un niveau conglomératique à galets plus longs, au sommet, peut être interprétée comme une reprise de l'érosion, due à une période rhéxistatique ou à un rajeunissement des reliefs d'origine tectonique.

III. - LE HOULLER DES ECALLES DE LA GIROTTE

C'est une série incomplète, qui montre dans l'ensemble, moins de niveaux conglomératiques, et où le faciès schisto-gréseux ardoisier est prédominant. Elle est localement fossilifère et a fourni quelques échantillons de flore (aux Molliats, cote 1 576, 3) malheureusement indéterminables, en raison de leur très mauvaise conservation (peut-être des *Pecopterides* ?).

On trouve des galets de gneiss et de granite, provenant du rameau interne mais, fait intéressant, pas de micaschistes de la série satinée, alors qu'ils sont si abondants dans le Houiller de l'Arly.

C'est la preuve que durant le Stéphanien, existaient dans Belledonne, de petits bassins indépendants, alimentés par des reliefs bordiers, identifiables au socle métamorphique actuel.

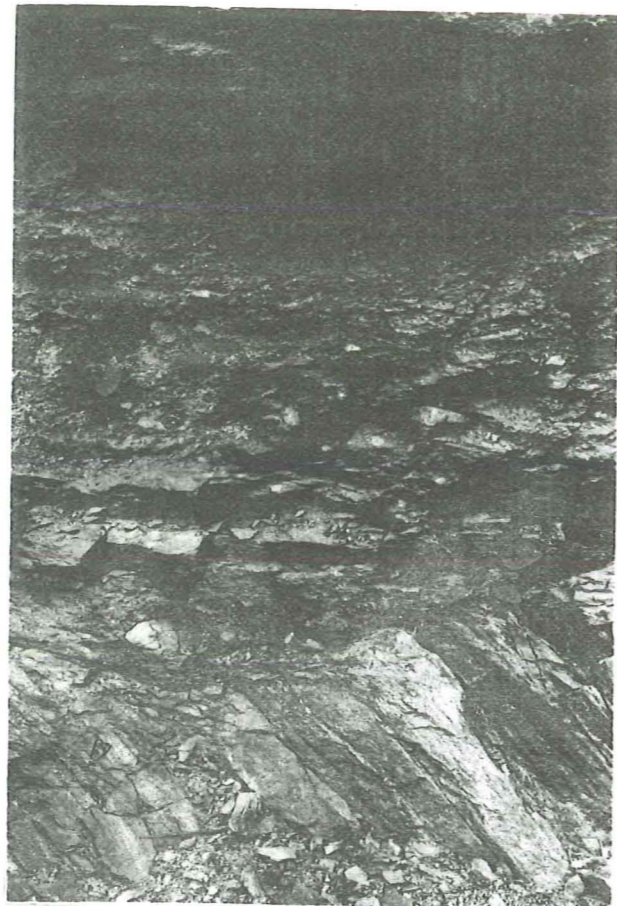


Photo 7 - A 13 - Contact entre les ectinites du socle et les grès de Flumet

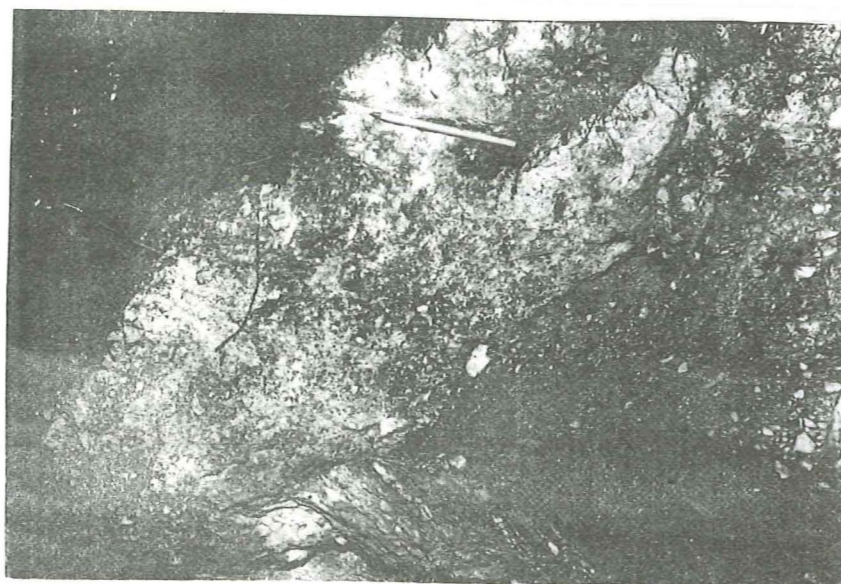


Photo 8 A 76 - Contact entre le conglomérat Houiller et les Grès de Flumet -
On remarquera :

- l'irrégularité du contact
- l'hétérométrie du sédiment gréseux

CHAPITRE II

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DES GRÈS DE FLUMET

I. - RAPPORTS AVEC LE SOCLE

A. - AVEC LE SOCLE METAMORPHIQUE

La discordance angulaire est visible en de nombreux points, mais n'y apparaît pas partout avec la même netteté.

- La limite est le plus souvent nette

Elle est alors tranchée, soulignée par un grès grossier blanc reposant en discordance sur des micaschistes dont la partie supérieure est souvent rubéfiée. Il n'y a pas de sol, et les grès sont adhérents au socle.

C'est le cas observé à la faveur des nombreux affleurements situés le long de la route de Flumet à Notre-Dame-de-Bellecombe :

- en A 13 (photo n° 7) : grès = 5° SE N 50°
 socle = 88° SE N 60°
- en A 65 (pl. 28) p. 68).
- de A 19 à A 21 : le long du Nant du milieu.

- La limite est parfois peu visible

. Dans le secteur de Hauteluze, le cas le plus typique est représenté par l'affleurement A 45, situé près du village (pl. 22, p. 62). (7).

Les grès et les micaschistes présentent là une schistosité très accusée (SE dans les grès et verticale pour le socle).

La grande abondance de nodules, ou filonets carbonatés, rencontrés de part et d'autre du contact sur un ou deux mètres, parallèlement à la schistosité, tend à uniformiser les faciès et à le rendre indiscernable.

Cependant, si la limite précise n'est plus retrouvée, certains critères permettent une différenciation :

- la présence de galets et de graviers émoussés dans les grès,
- la pente de la schistosité qui n'est pas la même que dans le socle où elle est subverticale,
- l'existence, dans ce dernier, d'ectinites rubéfiées, tandis que le ciment des grès est verdâtre.

. Au verrou du lac de la Girotte.

Rappelons que ce contact a été interprété de diverses façons, d'abord par E. RITTER (93), puis par R. PERRIN et M. ROUBAULT (87), qui seront évoquées à propos du Trias métamorphique.

Une coupe effectuée sous la pile n° 2 du barrage, permet de dégager les faits suivants : (près de l'escalier :
x = 935, 22 ; y = 94, 22).

De petites failles EW abaissent graduellement la série gréseuse vers Colombe.

De bas en haut, on distingue :

- horizon A : roche verte compacte, très diaclasée, riche en pyrite de fer (pendage 20° SE) ;
- horizon B : (6 m) "chloritoschistes" vacuolaires envahis par des nodules de calcaire dolomitique. La base (1 m) est très riche également en pyrite de fer;

- horizon C : (1,50 m) roche verte compacte, diaclasée ;
 - horizon D : (1,50 m) roche ressemblant à des chloritoschistes, altérée et dolomitisée, devenant plus compacte vers le sommet ;
 - horizon E : (3 m) grès blancs, formant surplomb, à graviers de quartz blanc et rose, vacuolaire, également dolomitisés ;
 - lacune d'observation due aux remblais ;
- Une autre coupe, réalisée 10 m plus au Sud montre une identité d'ensemble avec la précédente, mais la série gréseuse y est plus épaisse (6 m), diaclasée et collée aux chloritoschistes, dont elle se discerne mal.

- Interprétation

Les horizons A, B, C, D sont constitués par des roches de la série verte (Prasinites). L'horizon E représente les grès de Flumet, dont les variations d'épaisseur sont rapides.

La limite n'est pas nette, en raison :

- du grand développement du calcaire dolomitique dans les grès et le socle qui masque le contact ;
- de la concordance locale entre ces deux terrains (pendage 20° SE).

B. - AVEC LE HOUILLER DE L'ARLY

- Cas d'une discordance angulaire nette

En A 68, les grès de Flumet, dont le pendage est N 40° E 6° NW, reposent sur un conglomérat houiller à galets de micaschistes abondants et usés. Un mètre au-dessous du contact, les schistes noirs pendent vers l'Ouest (N 10° E 40° W).

En A 75, le pendage des grès est N 80° E 5° N, ils contiennent quelques galets de schistes houillers à la base ; tandis que le Houiller schisteux pend vers le SW (N 140° E 20° SW).

- En A 72, le pendage des grès est N 20° E 28° NW, celui du Houiller est N 170° E 15° W.

- Cas d'une absence de discordance

En A 73, au contact avec les schistes ardoisiers (N 60° E 25° W), et en A 70 dans le torrent descendant des "Rafforts".

- Le contact peut montrer des traces d'érosion

C'est le cas en A 76 (photo 8), les grès reposent sur un conglomérat houiller et le contact irrégulier présente des traces de ravinement indiquant une érosion du substratum lors de la sédimentation gréseuse.

On peut donc supposer que la mise en place des grès s'est faite violemment, à la faveur de crues, ainsi qu'en témoignent quelques galets de micaschistes, arrachés au socle, qui y sont épars.

Leur présence est rare, voire inexistante, lorsque le socle est représenté par la série satinée.

C. - CONCLUSION

Les grès de Flumet sont discordants sur le Houiller et sur la série satinée.

Il y a concordance locale sur la série verte, dans le secteur du lac de la Girotte (due probablement à une accordance tectonique).

Lorsque le contact est net, on observe :

- qu'il n'y a pas de sol, en conséquence la série gréseuse est collée au socle ;
- qu'il y a eu une érosion localisée du Houiller (région d'Ugine : A 76 et A 75).

Le long de la vallée de Hauteluce à la Girotte, l'importante dolomitisation (cf. p.35) qui atteint les grès et la partie supérieure du socle confond les faciès, et la limite n'est plus décelable avec précision.

II. - ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DES GRES DE FLUMET

Afin d'éviter de trop longues descriptions, nous ferons référence aux coupes stratigraphiques, portant les numéros d'affleurements, que l'on pourra consulter sur les planches citées à la fin de ce chapitre.

A. - LA SERIE COMPLETE

Elle a 20 à 23 m d'épaisseur, et est assez rarement observée.

Elle n'existe intégralement qu'en :

- A 64 (pl. 27),
- A 65 (pl. 28),
- A 72 (pl. 29),
- A 19 (pl. 16),

situés le long du Nant-du-Milieu, et n'y est accessible qu'en A 64 et A 72, car ailleurs, elle constitue des falaises.

- Quatre zones seront distinguées dans la série virtuelle, proche de A 64, en fonction des caractères principaux relevés sur le terrain.

Elles se définissent comme suit, de bas en haut (pl. 34) p. 74).

- LA ZONE I (6 m), groupe un ou plusieurs niveaux conglomératiques, (un en A 19 et deux en A 15) à litage entrecroisé auxquels succèdent des niveaux gréseux fins, verts et gris fer (A 72) ou rubéfiés (R), très riches en nodules dolomitiques (A 15, A 19, A 67, A 13).

- LA ZONE II (7 m) est une alternance de niveaux gréseux grossiers blancs à petits galets (ou graviers) de quartz blanc et rose à litage oblique et entrecroisé, avec des niveaux gréseux fins, constituant des bancs très durs, souvent dolomitisés. Elle se termine par un banc de grès quartzitique blanc (B) fin, à litage horizontal, sans galets, formant un niveau repère (A 19, A 64, A 20).

- LA ZONE III (5 m) comporte deux ou trois niveaux gréseux grossiers, à litage entrecroisé, sans galets, alternant avec des niveaux quartzitiques plus fins. Un horizon vert (V), à litage horizontal, fait de petites dalles peu épaisses, la termine.

- LA ZONE IV (4 m) débute par un horizon de sable fin blanc, localement exploité, auquel succède un autre horizon qui est marron en A 64, A 65 et bleu noir en A 72, à litage horizontal et qui constitue le faciès terminal.

B. - ANALYSE DES DIFFERENTS NIVEAUX

1. - Niveaux conglomératiques de la zone I (GC sur la planche 34)

a) Les limites et l'épaisseur

- La limite inférieure est toujours nette et représentée par le contact avec le socle.
- La limite supérieure : le passage granulométrique avec le niveau rubéfié fin est brutal. Celle-ci est donc bien visible, comme en A 19, par exemple.
- L'épaisseur est variable : entre 50 et 300 cm.

Une variation locale, rapide, se remarque latéralement. Dans la carrière A 11, elle est de 1 m à 3 m, sur une longueur de 20 m.

Une variation géographique est signalée par la disparition progressive de ces niveaux, au fur et à mesure que l'on se dirige du NW vers le SE. Au-delà d'une ligne passant approximativement entre les Frasses et la Croix-des-Alpes, ils ne sont plus retrouvés.

b) La couleur gris clair domine, mais le grès apparaît souvent verdâtre (base de la carrière A 11)

Cette teinte verte correspond à des flots de superficie variable, répartis dans un ensemble blanc. Le passage peut s'observer sur un échantillon, indiquant que la couleur verte fut acquise avant la couleur blanche ou gris blanc. (cf. p. 150). Des poches brunes (de 5 cm à 60 cm) sont observées en A 56, A 60, A 15, elles sont réparties au hasard et colorent le grès en profondeur.

c) Le litage est régulièrement entrecroisé, mais n'est observable que lorsque les diaclases et la schistosité ne sont pas assez développées pour le masquer. Il résulte d'une divagation de chenaux, particulièrement nette en A 6 et dont deux autres figures sont visibles en A 19, le long du Nant-du-Milieu (photos : 25, 26, 28 de la pl. 34 (p. 74)). Il existe de nombreuses surfaces d'érosion, délimitant des faisceaux de feuillets épais.

Ces litages seront étudiés ultérieurement p. 114

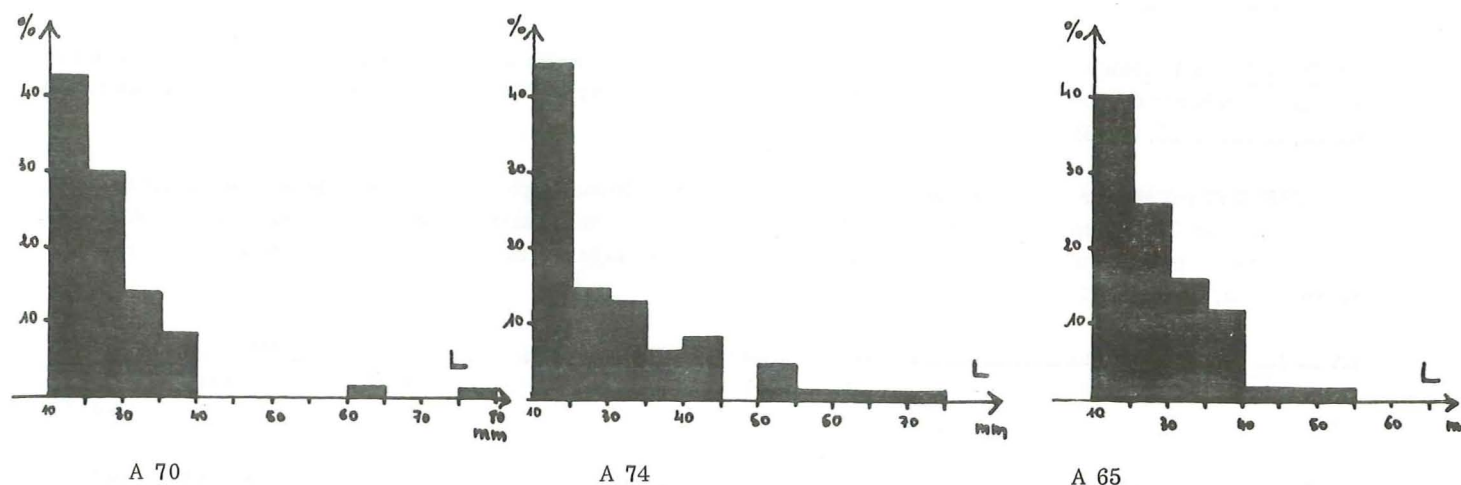
De temps à autres, (en A 13, par exemple, pl. 15) au sein de ce niveau conglomératique, on remarque de très minces horizons pélitiques verts, qui ne se prolongent pas latéralement. Il s'agit de sommets de séquence mineures, épargnés de l'érosion par les termes conglomératiques sus-jacents.

d) Les galets (voir tableau de la pl. 52, p. 128).

- Nature : hormis deux exceptions, A 75 et A 76, concernant le secteur d'Ugine, les galets sont en quartz blanc laiteux, rose, voire améthyste pour les plus petits.

- Nombre : entre 164 et 256 par m². Ils sont plus nombreux entre Pont-sur-Flon (256 en A 71) et Ugine. Ce nombre décroît tandis que l'on progresse vers l'Est. A l'échelle de l'affleurement, les résultats varient brusquement dans les deux sens. Les galets sont parfois concentrés à la base, comme c'est le cas en A 12, mais ils sont dans l'ensemble disséminés dans un grès grossier.

- Dimensions :



Histogrammes des longueurs des galets des principaux affleurements de conglomérats de la zone I de la série des Grès de Flumet

L'étude de la fréquence de la longueur des galets, réalisée sur une même surface (0,250 m²), (voir fig. ci-dessus) montre clairement :

que les galets sont plus nombreux entre 10 et 30 mm, avec les pourcentages suivants :

- 72 % en A 70
- 57 % en A 74
- 65 % en A 65,

au-delà de 40 mm, le pourcentage baisse brusquement.

Les longs galets sont donc rares, et les plus grands exceptionnels (le maximum de longueur étant de 120 mm).

Ces différentes données évoquent bien des galets d'origine filonienne. La longueur moyenne est comprise entre 25 et 31 mm ; le mode principal étant de 26 mm.

Aucune variation géographique n'est constatée.

e) Etude de la fraction gréseuse (matrice des niveaux conglomératiques)

On se reportera pour celle-ci aux différents tableaux :

- pour la granulométrie (tableaux pl. 44 A et Bp. 109).
- pour les courbes cumulatives granulométriques (planches 41 à 43, p. 104 à 106).
- pour les courbes de fréquence (planche 40, p. 103).

- Caractères pétrographiques

* Pourcentage de feldspaths

Les échantillons prélevés à la base de la série gréseuse montrent les faits suivants :

- les échantillons 16, 17, 18, 19, 31, ont 1 à 3 % de feldspaths ;
- l'échantillon 39 est un grès feldspathique (19 %) alors que 20 et 25 sont déjà des arkoses (17 à 38 %).

- Description

* A l'œil nu

On remarquera un grès grossier à ciment verdâtre dans lequel les galets de quartz blanc, rose, subanguleux, donc peu usés, sont disséminés sans ordre. L'ensemble est hétérométrique et la taille des éléments va de la fraction argileuse à 30 mm.

* Au binoculaire

De la base au sommet de la série virtuelle, les échantillons examinés provenaient régulièrement des niveaux meubles de la base des mégaséquences. Ils montrent toujours les mêmes caractères.

Les grains de quartz sont rarement limpides, sauf dans les petites dimensions (de l'ordre de 0,5 mm) où leur proportion augmente. Ce sont alors des émoussés luisants. Dans leur grande majorité, ils apparaissent mats et saccharoïdes. Ce caractère n'est pas dû à l'action du vent mais plutôt à la couleur blanc laiteuse de la plupart d'entre eux, liée à leur origine filonienne, mais surtout à l'existence d'une enveloppe siliceuse régulièrement blanc mat, et qui correspond à un nourrissage secondaire des grains de quartz.

Celle-ci devient nettement visible lorsque les grains sont colorés, le rose étant fréquent et le vert le plus rare, ces couleurs étant internes aux grains. Les agrégats siliceux sont également abondants. Des plages verdâtres lustrées y sont fréquentes : ce sont des chlorites.

* Observation microscopique (échantillon 31)

Pour toute cette étude nous nous en tiendrons aux faits essentiels, la question sera approfondie ultérieurement au cours du chapitre III de la Ve partie, consacrée à la diagenèse des sédiments.

Des grains de quartz, polycristallins subanguleux, voisinent avec quelques plagioclases altérés répartis dans un ciment phylliteux peu abondant, p. 150.

f) Analyse chimique

Deux échantillons, provenant d'un niveau meuble de A 15, ont été analysés. L'un est prélevé dans la zone brune (15 b), l'autre dans le niveau gréseux gris clair, à quelques centimètres de là (15 a).

* Analyse complète

	15 a	15 b
Perte au feu	3,50	4,10
SiO ₂	62,60	68,30
Al ₂ O ₃	24,50	14,96
Fe ₂ O ₃	2,16	5,38
Mn ₃ O ₄	0,10	0,90
TiO ₂	0,34	0,28
Ca O	0,50	0,30
Mg O	1,34	1,20
Na ₂ O	1,00	1,10
K ₂ O	3,50	3,70
Total	99,54 %	100,22 %

On remarquera :

- le déficit en Ca O et Na₂O, preuve d'une rareté des plagioclases décelée à l'œil nu ;
- la couleur brune de l'échantillon 15 b, due à un enrichissement en Fe₂O₃ et Mn₃O₄, par rapport à 15 a.

* Analyse aux rayons X (échantillon 32)

- illite très abondante : 70 % ;
- quartz : 15 % ;
- feldspaths : 15 % (résultat conforme au comptage pétrographique : voisin de 19 %) ;
- la chlorite n'est pas décelée.

g) La dolomitisation

L'importance de ce phénomène est telle que nous lui consacrons une étude spéciale (cf. p. 155).

Les taches de calcaire dolomitique atteignent exceptionnellement ce niveau conglomératique de la base, sauf en A 56.

Comme pour les horizons sus-jacents, nous dirons :

- qu'elles se développent en dehors de tout litage, d'une manière désordonnée ;
- qu'elles sont surtout abondantes dans les niveaux gréseux fins, c'est-à-dire en fin de séquence majeure ;
- que par dissolution, les roches deviennent vacuolaires.

h) Conclusions

La base de la série gréseuse est constituée par un sédiment grossier, hétérométrique, d'épaisseur variable mais mieux développé dans la vallée de l'Arly où il contient les plus longs galets. Ce niveau s'amincit et disparaît progressivement du NW vers le SE. Cette disparition constitue l'une des preuves d'un apport venu du SE dans un bassin de sédimentation situé au NW de la zone émergée qui fournit les matériaux.

D'une façon générale, les feldspaths y sont rares, surtout à l'extrême base (sauf en A 20), la silicification y est développée et la dolomitisation présente. Les micas détritiques sont rares (1 %).

2. - Niveaux gréseux fins, verts, gris fer ou rubéfiés de la ZONE I (R pl. 34)

- Photo n° 27, pl. 34 (p. 74).

a) Les limites et l'épaisseur

- La limite inférieure est particulièrement nette en A 19, soulignée par une différence granulométrique.
- A la limite supérieure, le passage aux grès grossiers est brutal, et des traces de ravinement y sont visibles.
- L'épaisseur va de 10 cm à 300 cm.

Les variations locales sont très rapides et à l'échelle de la région ces niveaux disparaissent progressivement du NW vers le SE.

Le nombre de ces niveaux et leur épaisseur varient d'un affleurement à l'autre sans que l'on puisse y trouver des corrélations.

Deux cas sont distingués :

- le niveau est peu épais (A 72, pl. 29). Il représente les fins de séquence, on observe alors une grano-décroissance jusqu'au terme pélitique (rarement observé cependant) ;
- le niveau est épais (A 15 et A 59, pl. 25), et des loupes de grès grossiers (remplissage de chenal) de dimensions diverses (largeur allant de quelques cm à 4 m) s'y multiplient, rendant l'ensemble fortement hétérométrique.

b) Les différentes colorations

Le faciès rubéfié est observé avec une grande netteté en A 19 (Nant-du-Milieu), A 15, A 64.

Le long de la vallée de l'Arly, il se retrouve en A 67 et A 74.

On remarque alors une teinte violette, analogue à celle qui atteint le socle, (cf. p. 151).

Le faciès vert-de-gris, affecte de façon homogène A 72, mais dans l'ensemble, c'est la couleur verdâtre qui prédomine.

Les niveaux gréseux violets (R) sont à rapprocher de ceux des grès du bassin germanique, suivis de la Lorraine aux monts de Bohême. A propos de leur coloration violette, il a été démontré que ces niveaux correspondaient à des périodes :

- de mise à l'air des dépôts,
- de ralentissement de la sédimentation,
- d'une reprise des sédiments par les actions climatiques, voire même de l'établissement d'un sol sous un climat temporairement plus aride que celui contemporain des dépôts.

Ce sont les mêmes phénomènes qui se sont déroulés dans notre secteur, comme il sera montré au cours de ce travail.

c) Le litage

Il est peu marqué mais perceptible en lames minces, quoique frustré. Ce sont les muscovites et les petits grains de quartz allongés qui permettent de le déceler.

d) Etude de la fraction gréseuse

Le remplissage des chenaux est constitué par un grès grossier. Les gros galets y sont rares et ce sont les graviers qui dominent.

- L'étude granulométrique a été menée sur les échantillons suivants :

26 a, 26 b, 27, de A 21, 35, 36 de A 15, 32' de A 12.

- Les courbes cumulatives sont étalées entre $\phi = 5$ et $\phi = 0$.
- Le diamètre moyen des grains est compris entre 50 et 238 microns, (rang $\frac{n}{2} = 130$ microns).
- Les modes oscillent entre 90 et 170 microns, valeur $\frac{n}{2} = 150$ microns.
- Selon l'échelle adoptée ces grès sont moyens à fins (cf. p. 102).

- Caractères pétrographiques

* Pourcentage de feldspaths

Sauf pour l'affleurement A 20 où il est voisin de 20 % ; en A 15 et A 12 et dans la vallée de l'Arly, ce niveau contient très peu de feldspaths.

* Pourcentage de micas détritiques

Il est élevé, puisque variant entre 10 et 22 % ($\frac{n}{2} = 19$ %).

* Ciment (fraction du sédiment inférieure à 30 microns)

Il est compris entre 15,74 % et 68 % ; ($\frac{n}{2} = 44$ %).

- Description

* Macroscopique - échantillon 36 de A 15

C'est un grès fin, irrégulièrement violacé, fortement dolomitisé, à ciment verdâtre. On y observe de très nombreuses paillettes de muscovite, assez petites dans l'ensemble. Il n'y a pas de feldspaths.

- échantillon 26 a de A 20

Grès fin, verdâtre présentant une petite trace violacée et qui comporte de nombreuses pyrites de fer oxydées, ainsi que des paillettes de muscovites.

Dans le ciment, on observe des passées grossières de quartz et de feldspaths blancs réparties au hasard, l'ensemble est donc hétérométrique. La taille des grains va de la fraction argileuse à 7 mm. On trouve de rares galets (27 mm) à l'échelle de l'affleurement.

* Microscopique - des échantillons 26 et 36 (p. 150 et 151).

Hormis la présence normale et constante de quartz, de feldspaths en faible pourcentage, et de micas particulièrement abondants dans ces niveaux fins, on remarquera que le ciment apparaît finement recristallisé et que s'y sont développées des phyllites et de petites plages mosaïques quartzitiques de forme ovoïde. Cette silicification, observée uniquement dans les sommets de banc, est sans aucun doute d'origine climatique (cf. p. 162). Elle cadre tout à fait bien avec la dolomitisation et la coloration violette, la présence importante de quartz microcristallin dans la fraction argileuse, indices d'une émergence en fin de rythme majeur accompagnée de développement de sols.

Par ailleurs, un léger nourrissage des grains de quartz détritiques, noté quel que soit le niveau considéré, provoque une quartzification, quoiqu'imparfaite, des grès.

e) Analyse chimique

* Aux rayons X (échantillon 36)

- quartz 20 %
- illite 80 %

La nature de l'oxyde de fer colorant la roche n'a pu être déterminée, en raison de sa très faible proportion.

f) La dolomitisation

Ce phénomène est très développé dans les sommets de ces niveaux gréseux fins, c'est-à-dire en fin de mégaséquence (voir chapitre II, 5e partie, p.155).

g) Conclusions

Les horizons gréseux fins fréquemment rubéfiés, sont caractérisés par :

- une épaisseur variable;
- la présence de couleur violette, analogue à celle du socle;
- un litage peu marqué;
- une dolomitisation très forte (épigénéisation des grains de quartz par la dolomie);
- l'abondance de la fraction fine (inférieure à 30 microns) et des muscovites.

Dans l'ensemble, par ses caractères bien tranchés, cet horizon réalise un niveau repère, rencontré à la base de la série gréseuse.

3. - Grès grossiers à litage entrecroisé des ZONES II et III (G G de la planche 34)

(voir photos 25 et 26 de la planche 34)

a) Les limites et l'épaisseur

Ces niveaux sont compris entre des horizons de grès fins quartzitiques, aussi leurs limites, inférieure et supérieure, sont toujours nettes et correspondent à des variations granulométriques verticales brutales.

- L'épaisseur est variable : de 10 cm à 100 cm

b) Ils sont de couleur gris clair, parfois tachés de brun (manganèse), comme en A 19 et A 64, et parsemés de nodules dolomitiques.

c) Le litage est toujours entrecroisé

d) Etude du sédiment

La taille des galets diminue verticalement à l'échelle de la série, de bas en haut, ils deviennent de plus en plus rares (cf. p. 125).

En ce qui concerne les grès (voir pl. 40 à 44 de la 3e partie, p. 103 à 106 et p. 109).

Leurs caractères sont les suivants :

- Caractères granulométriques

Parmi les échantillons étudiés, je citerai à titre d'exemple, les n° 4, 5, 7, 10, 15 de A 47.

- Le diamètre moyen se situe entre 418 et 1 320 microns ($\frac{n}{2} = 675$ microns).
- Les modes sont compris entre 300 et 3 920 microns ($\frac{n}{2} = 800$ microns).
- Les courbes sont étalées et comportent des paliers. Elles sont comprises entre $\phi = + 5$ et $\phi = - 2$, avec un échantillon à $\phi = - 3$.
- Histogrammes et courbes de fréquence plurimodaux (voir pl. 40).

Les variations du diamètre moyen, de 418 microns pour le plus fin, à 1 320 microns pour le plus grossier, soulignent bien qu'il s'agit là d'un sédiment hétérométrique analogue à celui du niveau de base, mise à part l'absence de galets.

- Caractères pétrographiques (pl. 44 A)

* Pourcentage de feldspaths

Il est assez élevé pour définir des arkoses ; puisqu'il est compris entre 1 et 43 % (rang $\frac{n}{2} = 34$ %) 57 % des échantillons étudiés ont plus de 30 % de feldspaths.

* Pourcentage de micas détritiques

- 24 mesures entre 0 et 2 % donnent une médiane de 1 %.

* Ciment (fraction inférieure à 30 microns)

Le pourcentage est compris entre 2,72 % et 18,74 % (échantillon 50) : $\frac{n}{2} = 5,18$ %, et 77 % des mesures sont inférieures à 7,56 %.

D'une façon générale, le pourcentage de ciment et de mica augmente en se rapprochant du niveau gréseux fin, quartzitique, qui succède à ce niveau à litage entrecroisé (ex. : échantillons n° 7 à 12 de A 47).

- Description

* Macroscopique

- échantillon 30: $Q_2 = 675$ microns

- grès gris clair d'aspect saccharoïde à grains de quartz subanguleux ;
- petites taches de rouille de 1 mm de côté, correspondant à l'altération de la pyrite de fer. Il n'y a pas de mica et les grains porcelanés blancs sont des feldspaths ;
- la taille des éléments va de la fraction argileuse à 6 mm.

- échantillon 50 : $Q_2 = 1\ 300$ microns

- mêmes caractéristiques d'ensemble ;
- taille allant de la fraction argileuse à 20 mm.

Cet échantillon est très hétérométrique.

* Observation microscopique (échantillon 50)

Les faits essentiels peuvent se résumer ainsi :

- quartz polycristallin,
- muscovites,
- ciment quartzo-phylliteux,
- les orthoses sont encore soudées aux quartz. La roche est ainsi microconglomératique.

e) Analyse chimique complète

échantillon A 64 (niveau meuble de la zone II)

- perte au feu	2,10
- Si O ₂	72,20
- Al ₂ O ₃	18,24
- Fe ₂ O ₃	1,05
- Mn ₃ O ₄	0,13
- Ti O ₂	0,24
- Ca O	0,30
- Mg O	0,98
- Na ₂ O	0,20
- K ₂ O	4,70
Total	100,14 %

L'importance de K₂O est en relation avec l'abondance des orthoses observées au binoculaire.

- Aux rayons X, échantillon 39 de A 72

- illite 80 %
- quartz 20 %

f) Dolomitisation

Ce phénomène atteint également ces niveaux.

g) Conclusion

Ces niveaux à litage entrecroisé sont constitués par des grès gris clair grossiers, à ciment parfois verdâtre.

- Ce sont des arkoses.

- Il y a peu d'éléments fins et l'argile est une illite.

- Les grains de feldspaths, dont certains atteignent 2 cm, et de quartz sont peu usés. Il y a très peu de mica. La forte hétérométrie est la règle, et la présence de pyrite oxydée est toujours constatée.

Dans l'ensemble, ces grès possèdent les mêmes caractères que ceux des grès à galets.

4. - Grès moyens à fins, quartzitiques des ZONES II et III (G F de la pl. 34)

a) Les limites et l'épaisseur

Ils constituent des bancs durs (A 19 et A 72) qui surmontent les niveaux de grès grossiers à litage entrecroisé, dont ils ne représentent que les termes supérieurs plus fins, correspondant aux sommets de séquences majeures.

Le passage se fait brutalement avec les termes sous et sus-jacents.

Au sommet de ces bancs se trouvent de petites cavités remplies d'une poudre de manganèse (pl. 38, p. 86).

- L'épaisseur est irrégulière : entre 20 cm et 110 cm et il existe une variation latérale très rapide.

Par exemple, en A 61, un même banc s'amenuise de 50 cm à 18 cm sur une longueur de 2 m. On y voit nettement que le sommet a été érodé par les chenaux sus-jacents.

b) Ils sont colorés en gris clair ou en vert, et il n'y a pas de rubéfaction.

c) Le litage est horizontal, mais souvent peu évident, même à l'échelle de l'échantillon.

De nombreuses récurrences grossières sont remarquées.

d) La dolomitisation et la silicification

La dolomitisation est très importante et atteint surtout le sommet des bancs. Le nourrissage secondaire y est très développé.

Le grès devient dur, quartzitique, mais le stade quartzite n'est jamais atteint totalement comme le montre un examen au microscope.

e) Etude de la fraction gréseuse

- Caractères granulométriques

- diamètre moyen : 150 à 350 microns ($\frac{n}{2} = 240$ microns) ;

- modes principaux : 120 à 1 785 microns ($\frac{n}{2} = 340$ microns) 80 % d'entre eux sont supérieurs à 510 microns ;

- courbes cumulatives : elles montrent des paliers et sont moins étalées que celles des niveaux grossiers (entre $\phi = 5$ et $\phi = -1$) ;

- courbes de fréquence plurimodales.

Il s'agit donc d'un sédiment hétérométrique.

- Caractères pétrographiques

* Pourcentage de feldspaths (voir pl. 44, p. 109).

- de 6 à 46 % ($\frac{n}{2} = 36$ %) 90 % des échantillons ont un pourcentage supérieur à 36 %.

* Ciment (fraction du sédiment inférieure à 30 microns) :

- entre 4,34 % et 25 % ($\frac{n}{2} = 16,40$ %).

- pourcentage de micas détritiques : 1 à 4 % ($\frac{n}{2} = 3$ %).

- Description

* Macroscopique

- échantillon 51 ($Q_2 = 260$ microns)

- Grès quartzitique gris clair, à cassure esquilleuse, vacuolaire, contenant de petits nodules dolomitiques.

- Echantillon très dur, montrant quelques paillettes de muscovite et quelques feldspaths blanc nacré.

- Quelques grains grossiers sont disséminés dans l'ensemble.

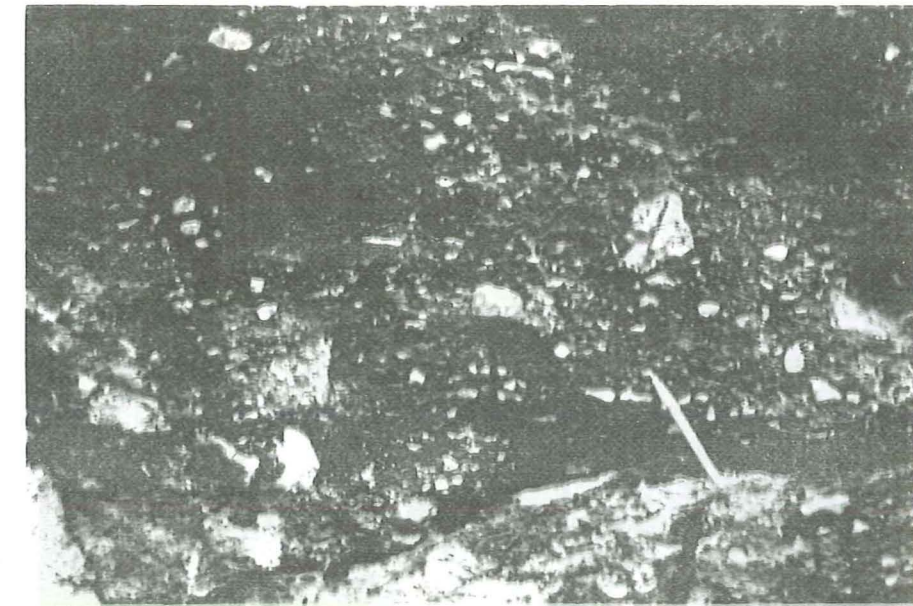


Photo 9 A 72 - Niveau gréseux grossier et hétérométrique (zone I de la série virtuelle)



Photo 10 A 47 - Sommet de banc Niveau gréseux moyen à fin à orthoclases (blanc nacré) - On notera l'hétérométrie.

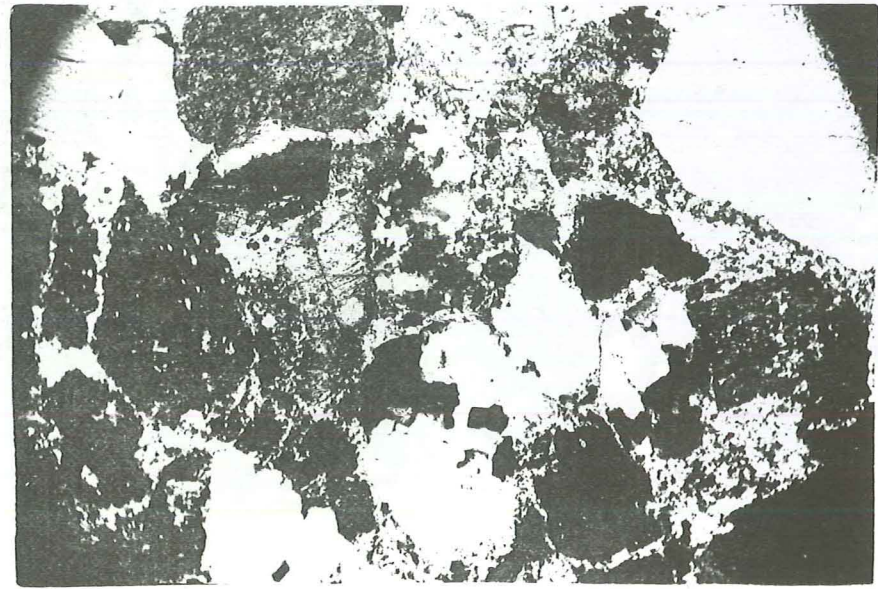


Photo 11 A 47 éch. 5 - Grès grossier, Quartz légèrement soudés et orthoclases (en grisé noir) répartis dans un ciment quartzo-phylliteux - (L A x 63)

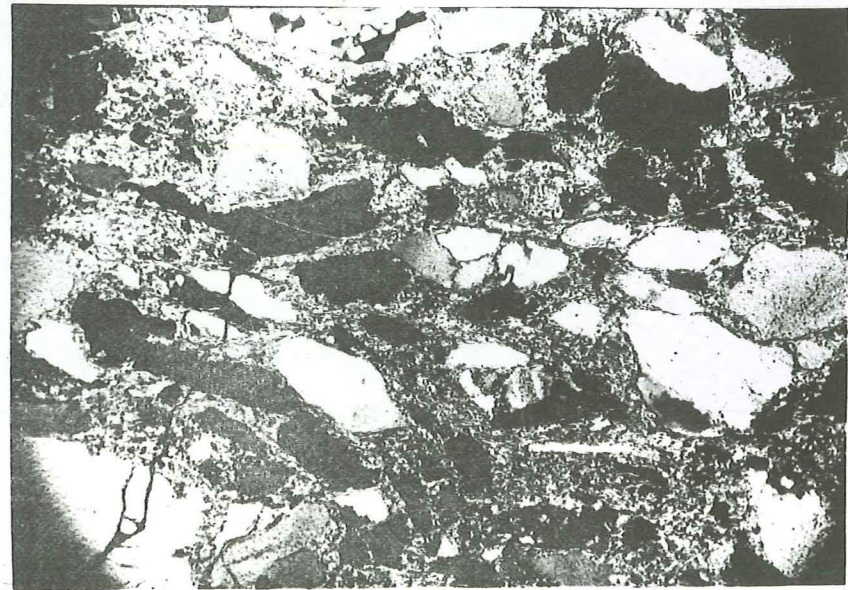


Photo 12 A 47 éch. 6 - Grès moyen hétérométrique - Litage W-E
- Légère remobilisation des quartz détritiques accompagnée d'une phyllitisation du ciment - (L A x 63)

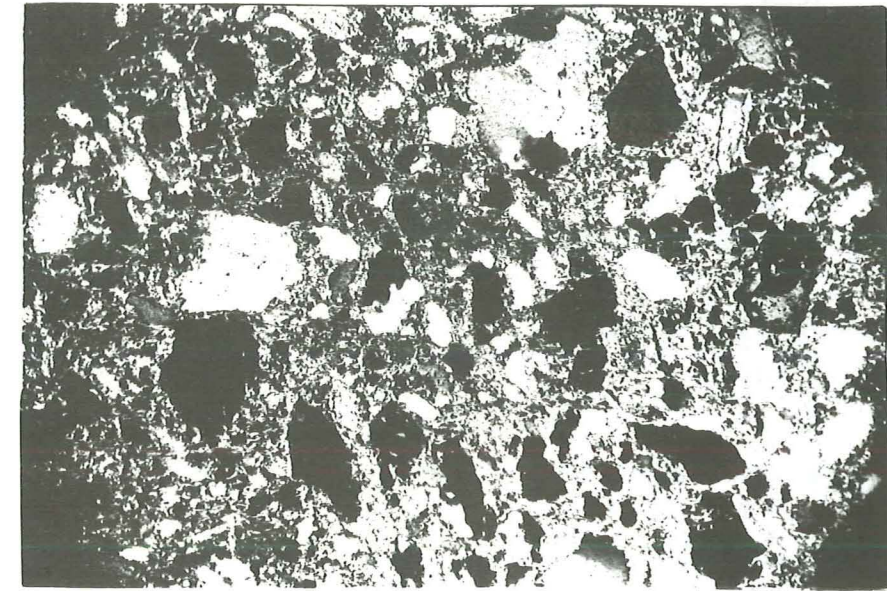


Photo 13 A 47 éch. 9 - Grès moyen à fin fortement hétérométrique
Grains de quartz et d'orthose peu usés répartis dans un ciment quartzo-phylliteux. (L A x 63)

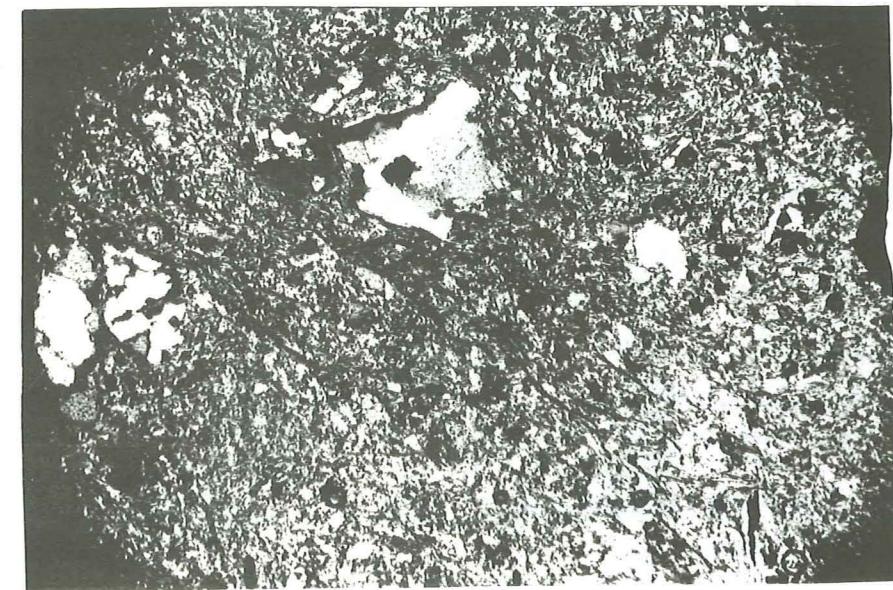


Photo 14 A 21 éch. 26 - Grès très fin micacé rendu hétérométrique par des grains de quartz détritiques polycristallins - trainées limoniteuses NW - SE sur la photo. (L A x 63)

* Microscopique

Mêmes remarques que pour l'échantillon 50 préalablement décrit.
- Le ciment est finement moucheté par de la pyrite de fer automorphe.
Quelques orthoses maclées Carlsbad et des plagioclases séricitisés sont notés.

f) Analyse chimique (échantillon 9 de A 46)

perte au feu	2,00
SiO ₂	73,10
Al ₂ O ₃	15,78
Fe ₂ O ₃	1,52
Mn ₃ O ₄	0,05
TiO ₂	0,35
CaO	0,20
MgO	1,10
K ₂ O	4,50
Na ₂ O	
Total	98,60 %

On notera le faible pourcentage de CaO, liée à la quasi absence de plagioclases, alors que les orthoses sont abondants.

g) Conclusion

Ces niveaux de grès gris blanc, quartzitiques, moyens à fins, parfois verdâtres, constituent des bancs durs qui surmontent toujours des niveaux de grès grossiers à litage entrecroisé, décrits précédemment. Le litage n'y est jamais très marqué, mais comporte les mêmes venues grossières que dans les niveaux rubéfiés, rendant l'ensemble hétérométrique. Très dolomitisés et silicifiés (nourrissage secondaire), ces bancs sont taradés au sommet (A 64 par exemple). Ce phénomène observé et décrit par J. PERRIAUX dans les grès du Buntsandstein vosgien (83 p. 78) correspond à un arrêt de sédimentation, suivi d'une altération très superficielle et peu intense de la surface.

5. - Niveaux gréseux moyens à fins à litage horizontal

A. - LE NIVEAU QUARTZITIQUE BLANC (B) DE LA ZONE II (photo 24, pl. 34, p. 74).

La description concernera A 64.

a) Ses limites

Il succède à de petits niveaux de grès quartzite blancs, fins, à litage oblique, couronnés par des rides. Un grès grossier à litage entrecroisé lui fait suite, et il n'y a pas de traces d'érosion.

b) L'épaisseur va de 120 cm en A 22 à 47 cm en A 64.

Il n'y a pas de variation latérale proche.

c) Sa coloration est blanchâtre, gris clair ou crème

d) Le litage est horizontal

Il est aussi bien visible à l'échelle de l'affleurement où il est souligné par des lignes brun clair, correspondant à des niveaux pélitiques micacés, qu'à celle de l'échantillon où il est dû à l'existence d'une grano-décroissance vers le haut, perceptible seulement au microscope.

e) Etude du sédiment

- Caractères granulométriques (échantillons 46 à 49).

- * Le diamètre moyen des grains est compris entre 87 et 180 microns ($\frac{n}{2} = 92$ microns).
- * Les modes principaux sont entre 110 et 260 microns ($\frac{n}{2} = 170$ microns).
- * Les courbes cumulatives présentent des paliers, elles se situent entre $\phi = +5$ et $\phi = 0$.
- * Les courbes de fréquence sont plurimodales.
Ce sont donc des grès fins dans l'ensemble.

- Caractères pétrographiques

- * Pourcentage de feldspaths
Le rapport est compris entre 26 et 34 % ($\frac{n}{2} = 30$ %) ce qui en fait des arkoses.

* Ciment

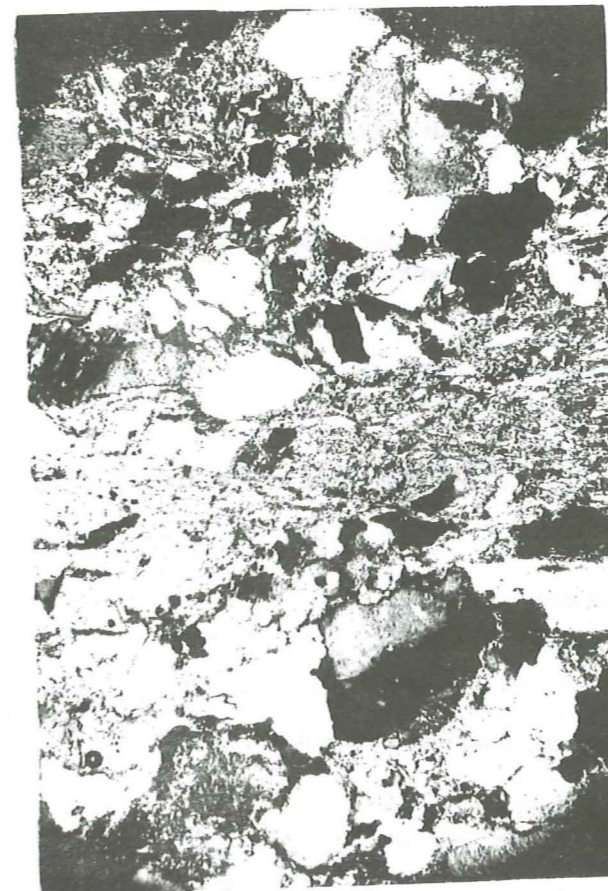
Le pourcentage varie de 13 à 30 % ($\frac{n}{2} = 18,50$ %), cette importante proportion indique clairement une phase où la décantation est prépondérante.

- Description

* Observation d'un échantillon à l'œil nu (n° 49)

Grès fin quartzitique, très dur, à cassure esquilleuse, comportant de nombreux petits horizons pélitiques micacés qui représentent autant de sommets de séquences mineures. Il n'y a jamais de galets.

* Observation microscopique du même échantillon (photo 15 - Ech. 49).



Les grains de quartz baignent dans un ciment finement recrystallisé. Ils sont légèrement soudés entre eux, si bien que la structure quartzitique apparaît dans ce niveau mais n'y est pas généralisée.

Une grano-décroissance verticale signale l'existence de séquences mineures terminées par un mince horizon micacé. Les phyllites y sont réorientées par le plan de schistosité en outre souligné par de minces filonnets de limonite.

On remarquera quelques biotites chloritisées dans lesquelles apparaissent des granules rouge-sombre (de goéthite ?). Certaines sont opaques, car très riches en oxydes de fer.

f) La dolomitisation

Elle est totalement absente de ces niveaux.

g) Conclusion

Facilement reconnaissable, servant d'horizon repère, ce niveau gréseux blanc, finement lité, tranche sur les précédents : son litage est horizontal, il est fin et quartzitique. Ce grès est une arkose riche en ciment.

B. - NIVEAU VERT "V" DE LA ZONE III (photo 23, pl. 34, p. 74).

Il est observé avec beaucoup de netteté en A 51 et A 65 et surtout en A 64.

a) Les limites

- Inférieure : il succède à un niveau de grès grossiers à litage entrecroisé. La limite n'a jamais pu être clairement observée.
- Supérieure : lui fait suite régulièrement un niveau de sable fin blanc, exploité localement, dans lequel se retrouvent des pélites vertes, et qui représente, à mon sens, une altération du niveau vert.

b) L'épaisseur

Elle est régulière et égale à 120 cm en A 64.

c) La couleur

Elle est à dominante verdâtre, avec parfois du gris clair et du brun diffus.

d) Le litage

- A l'échelle de l'affleurement, ce niveau est composé par un ensemble de dalles gréseuses grano-décroissantes, correspondant à autant de séquences mineures. Le litage est horizontal.

e) Etude du sédiment

- Caractères granulométriques

échantillons 52, 53 B, 53 H de A 64.

Le diamètre moyen se situe entre 410 et 230 microns.

Les paramètres granulométriques vérifient la grano-décroissance. Pour 53, par exemple, elle est observée sur 4 cm avec les valeurs suivantes :

- 53 base : $Q_2 = 410$ microns.
- 53 sommet : $Q_2 = 270$ microns.

Les modes oscillent entre 90 et 810 microns.

- Courbes cumulatives

Étalées pour la base (53 B) avec des paliers, elles sont à pente plus forte pour le sommet (53 H).

- Courbes de fréquence plurimodales

- Caractères pétrographiques

* Pourcentage de feldspaths

Il se situe entre 33 et 45 % ($\frac{n}{2} = 34$ %)

* Ciment

Il va de 12 à 18,60 % ($\frac{n}{2} = 15,08$ %).

* Pourcentage de mica détritique

Il est entre 0 et 1 %.

- Description

* Observation d'un échantillon à l'œil nu (n° 53)

Un fragment de dalle gréseuse montre une grano-décroissance nette (épaisseur 4 cm) que vérifie la granulométrie.

- A la base, grès moyen, montrant des paillettes de muscovite, qui s'affine brusquement.
- Sommet mince : niveau pélitique micacé vert (3 mm).

Le grès est relativement friable, du moins pour certains horizons. La taille des éléments va de l'argile à 2 mm ; mais il est possible de rencontrer, exceptionnellement, un ou deux petits galets de quartz blanc de 2 cm.

* Observation microscopique du même échantillon

On se reportera à celle de l'échantillon 51 qui en est proche. Les orthoses sont abondantes et ne sont pas soudées aux grains de quartz détritiques.

f) Les rides

Elles seront étudiées dans leur ensemble ultérieurement (chapitre I de la 3e partie, p.116).

g) Analyse chimique complète A 64, sommet (niveau blanc sableux).

Perte au feu	2,35
SiO ₂	77,50
Al ₂ O ₃	12,83
Fe ₂ O ₃	0,87
Mn ₃ O ₄	0,08
Ti O ₂	0,88
Ca O	1,50
Mg O	0,83
Na ₂ O	0,10
K ₂ O	3,20
Total	100,14 %

L'abondance de K₂O est en relation avec la présence d'orthoses dans la fraction gréseuse.

- Aux rayons X : échantillon 52 de A 64

- 90 % d'illite, 10 % de chlorite et très peu de quartz et de feldspaths.

On retiendra l'apparition nette de la chlorite, qui n'était pas décelée dans les autres niveaux, parce qu'en trop infime proportion, sans doute.

h) Conclusion

C'est un niveau gréseux, moyen à fin, vert, constitué par une succession de dalles (correspondant à des séquences), grano-décroissantes vers le haut, régulièrement terminé par un terme pélitique vert, micacé, portant souvent des rides d'oscillation.

C. - NIVEAU GRESEUX, MARRON (M) OU NOIR, SOMMITAL, DE LA ZONE IV (photo 22, pl. 34, p. 74).

Ce niveau terminal sera observé en A 46, A 64, A 65.

a) Les limites

- Inférieure : ce niveau terminal repose sur le niveau de sable blanc précédemment cité.
- Supérieure : elle est marquée par un passage brusque à des cargneules (en A 64 et A 70), progressif avec les dolomies. (exemple : virage de Pont-sur-Flon).

b) L'épaisseur

Elle est constante pour un affleurement, le maximum doit être représenté par celle de A 65 qui est de 3,50 m.

c) La couleur

Ce niveau est principalement marron. Le long de l'Arly, il a conservé sa teinte initiale gris bleu.

d) Le litage horizontal

- A l'échelle de l'affleurement, le niveau est constitué par un ensemble de petits bancs d'épaisseur variable (voir étude séquentielle p.85) terminés par autant de minces horizons pélitiques micacés argentés.

- A l'échelle de l'échantillon, on remarquera, comme pour le niveau blanc (B), un fin litage, mis en relief par de très minces lits pélitiques micacés. Certains bancs sont couronnés par des rides.

Le litage horizontal est la marque d'un dépôt tranquille qui s'effectue dans un bassin horizontal. Le passage de la sédimentation gréseuse à la sédimentation chimique est confirmé par la nature carbonatée du ciment.

e) Etude du sédiment

- Caractères granulométriques (échantillons 54 B, 55, 56, 57)

- Le diamètre moyen oscille entre 110 et 305 microns ($\frac{n}{2} = 152$ microns).
- Les modes principaux sont compris entre 170 et 870 microns ($\frac{n}{2} = 180$ microns).
- Les courbes cumulatives sont situées entre $\phi = +5$ et $\phi = 0$ et montrent quelques paliers.
- Les courbes de fréquence apparaissent plurimodales.

Dans l'ensemble, il s'agit de grès moyens à fins.

- Caractères pétrographiques

- * Pourcentage de feldspaths 0 à 20 % ; ($\frac{n}{2}$ compris entre 4 et 8 %).
- * Ciment : de 17,50 % à 25,62 % avec un rang $\frac{n}{2} = 20,04$ %.
- * Pourcentage de mica : il est faible et voisine 1 %.

- Description

* Observation macroscopique (Ech. 57)

C'est un grès fin, lité, dur, quartzitique, à cassure esquilleuse, bleu noir. L'horizon pélitique est micacé. Le sommet de l'échantillon est coloré uniformément en marron, la limite de coloration étant bien tranchée. La taille des minéraux va de l'argile aux granules (3 mm) disséminés dans l'ensemble, rendant la roche légèrement hétérométrique.

* Observation microscopique (même échantillon) (cf. p. 153).

Le caractère dominant des échantillons prélevés dans ce niveau M est la nature carbonatée du ciment. Il s'agit, comme le montre l'analyse chimique qui fait suite, de grès à ciment calcaire jamais rencontrés dans les autres niveaux gréseux.

f) Les rides (voir p. 116.)

g) Analyse chimique complète (échantillon 54 de A 64)

Perte au feu	18,20
Si O ₂	45,15
Fe ₂ O ₃	3,69
Al ₂ O ₃	6,21
Mn ₃ O ₄	0,46
Ti O ₂	0,25
Ca O	22,25
Mg O	0,50
K ₂ O	3,70
Na ₂ O	
Total	100,41 %

L'abondance du Ca O est en relation avec le ciment calcaire des grès.

h) Conclusion

C'est un niveau moyen à fin, pauvre en feldspaths et riche en ciment carbonaté, constitué par un grand nombre de minces bancs, souvent terminés par des rides et représentant autant de séquences mineures.

Il est dominé par la teinte marron.

III. - CONCLUSIONS A L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DES GRES DE FLUMET

La série gréseuse est constituée par une alternance monotone de grès grossiers à litage entrecroisé, auxquels succèdent, parfois progressivement mais le plus souvent brutalement, des grès moyens à fins, sans litage marqué, sauf pour les trois niveaux situés dans le tiers supérieur de la série où le litage est horizontal.

- Les grès conglomératiques (G.C.), les grès grossiers (G.G.) à litage entrecroisé présentent les caractères suivants :

- ce sont des arkoses (34 % de feldspaths), à l'exception du niveau de base où le pourcentage de feldspath plus faible, est de l'ordre de 4 % ;
- on y note la présence de longs galets, à la base de la série, qui disparaissent peu à peu verticalement ;
- la couleur gris clair domine, mais le ciment est souvent verdâtre ;
- le diamètre moyen des grains voisine 675 microns ;
- les courbes cumulatives sont étalées ($\phi = +5$ à $\phi = -3$) et montrent de nombreux paliers ;
- les courbes de fréquence sont plurimodales ;
- il y a peu de ciment (5,18 %) et de muscovite (1 %) ;
- une forte hétérométrie est observée à l'échelle de l'affleurement, et à celle de l'échantillon, surtout à la base des niveaux ;
- les grains de quartz subanguleux sont souvent soudés aux orthoses (= microconglomérats) ;
- l'épaisseur varie rapidement horizontalement.

Ces données concourent à définir un sédiment mal trié, peu évolué, issu d'épandages brutaux, et qui s'est enfoui rapidement (présence de pyrite).

- la dolomitisation par taches, la silicification, les poches de manganèse, phénomènes au moins en partie d'origine climatique (cf. p.155 et p. 162) sont des constantes de ces niveaux.

- Les grès quartzitiques moyens à fins, à litage peu visible, localement rubéfiés à la base, se caractérisent comme suit : (niveaux G.F. et R.)

- ce sont des arkoses (36 % de feldspaths) ;
- leur couleur est gris clair ou verdâtre, gris fer ou violette ;
- le diamètre moyen des grains voisine 240 microns, c'est donc un sédiment fin, où la fraction argileuse est l'illite ;
- les courbes cumulatives sont comprises entre $\phi = +5$ et $\phi = -1$, mais la pente est plus faible en raison d'un fort pourcentage en ciment (16,40 %) ;
- la teneur en muscovite est variable (de 4 % à 19 %) ;
- le trait dominant de ces niveaux réside en une forte hétérométrie due à l'existence de chenaux de tailles diverses (centimétrique ou métrique), répartis sans ordre et comblés par un sédiment grossier (parfois à galets) ;
- l'épaisseur est sujette à une variation horizontale rapide ;
- la dolomitisation se propage par taches ;
- ces niveaux sont souvent taraudés au sommet.

La décantation en bassin peu oxydant à réducteur a donc pris le pas sur la sédimentation brutale en dépit de fréquentes venues grossières, plus ou moins intenses.

Se produit ensuite un arrêt sédimentaire, avec émersion possible, suivi d'altération pédogénétique, comme l'évoquent :

- la forte dolomitisation,
- l'existence de quartz microcristallins (20 %) dans la fraction argileuse du niveau rubéfié par exemple,
- la couleur violette.

Ainsi, ces niveaux s'identifient de près aux zones violettes des Vosges, décrites par J. PERRIAUX (83, p. 64) et considérés comme des fins de rythmes suivis :

- d'une longue période d'arrêt de la sédimentation,
- d'une altération aérienne ou subaérienne sous un climat chaud, vraisemblablement semiaride (cf. p.142) pour la nature du climat).

- Trois niveaux gréseux moyens à fins à litage horizontal (niveaux B, V, M.) situés dans le tiers supérieur de la série, surmontent de façon progressive des grès grossiers à litage entrecroisé.

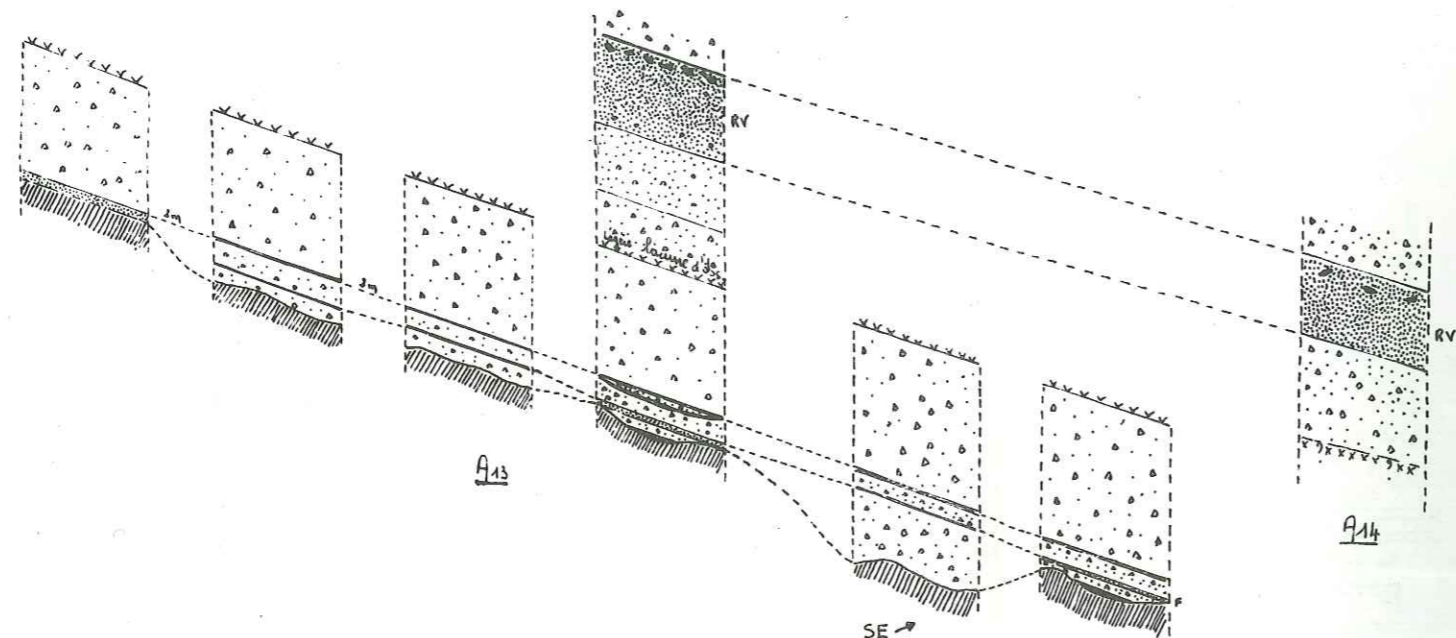
Deux d'entre eux : le niveau Vert (V) et le niveau Marron (M) constituent la partie sommitale de la série (5,50 m/22 m).

Les caractères sont les suivants :

- ce sont des arkoses (34 % de feldspaths) mais ce pourcentage n'est plus que de 3 % au sommet ;
- ils sont de couleur gris clair, verdâtre, gris bleu ou marron ;
- le diamètre moyen des grains est de 230 microns à 152 microns ;
- l'épaisseur est constante ;
- ils sont riches en ciment carbonaté (15,08 à 20,04 %), l'illite représentant la fraction argileuse ;
- ils sont constitués de petits bancs centimétriques lités, terminés par des pélites micacées et, par des rides d'oscillation.

Ils témoignent d'une sédimentation de type pelliculaire, qui s'est effectuée dans un bassin peu profond en voie de comblement.

1 E



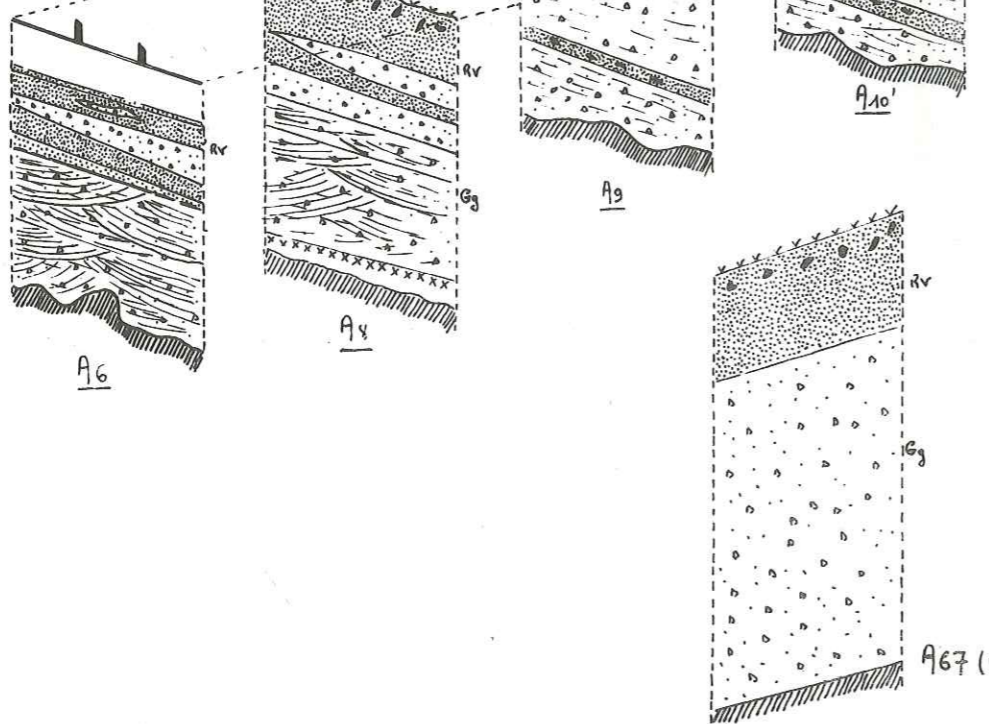
A13

A14

SO

SE

NO



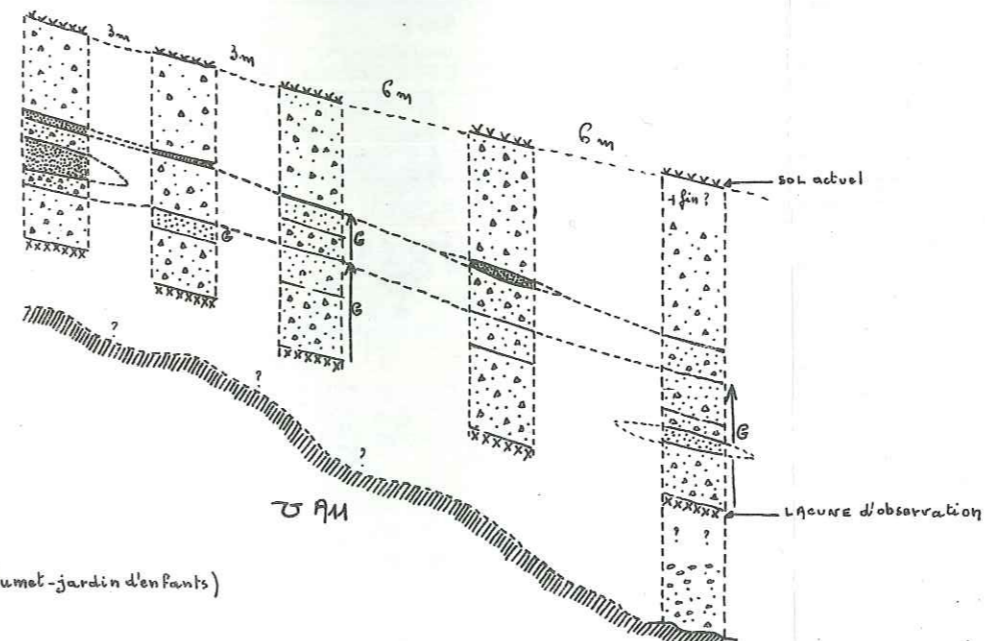
A6

A8

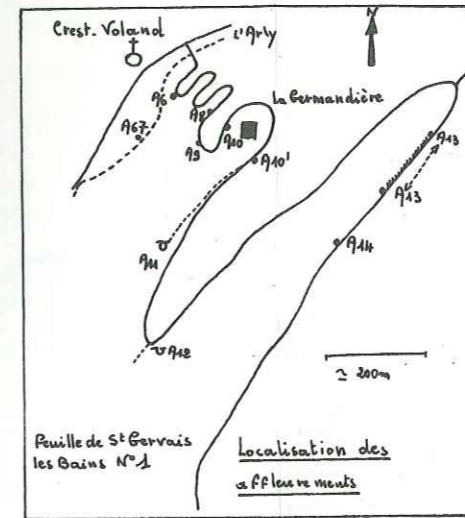
A9

A10'

A67 (Flumet-jardin d'enfants)



3 AM



- R.V. niveau gréseux vert - rubéfié moyen à fin - dolomitisé - fossiles grossières
- F niveau gréseux fin terminé par des pûtes - très mince en A13
- G Grès grossier sans gravier
- Gg Grès grossier à galets à litage entrecroisé
- S socle = schistes

- LEGENDE -

- ECHELLE -

0 100 200 300 m.

pl. 15

ESSAI DE CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ENTRE
LES AFFLEUREMENTS GRÉSEUX DU SECTEUR DE FLUMET

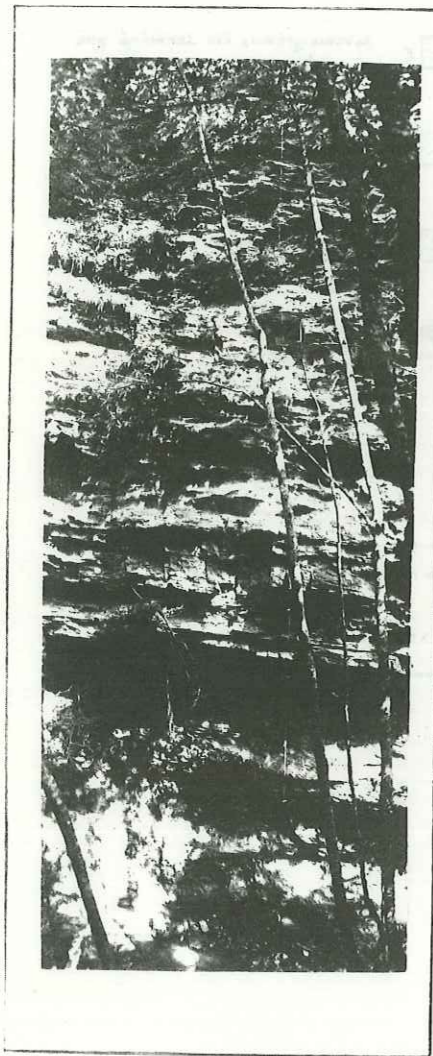


Photo A13a

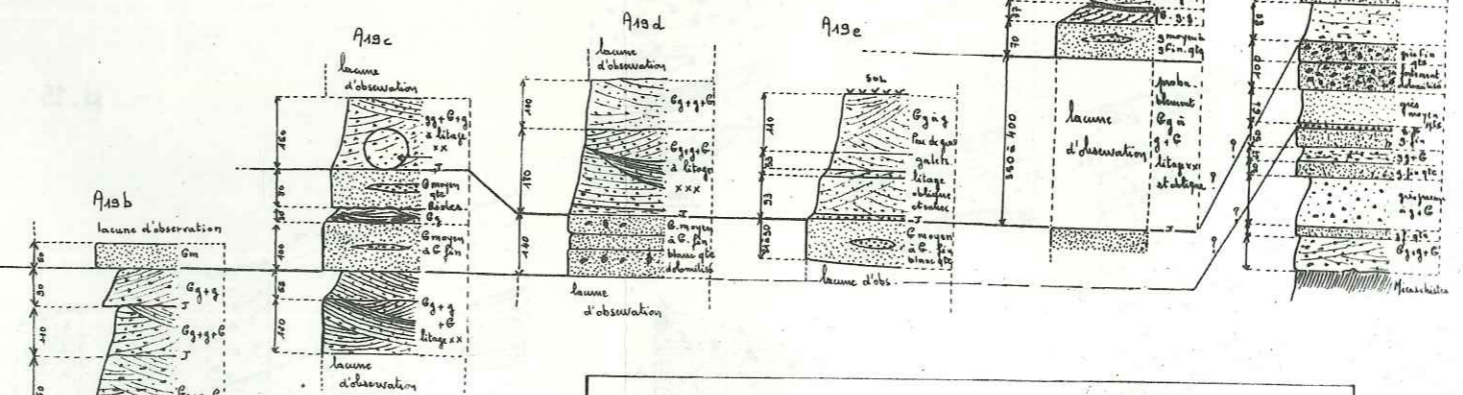
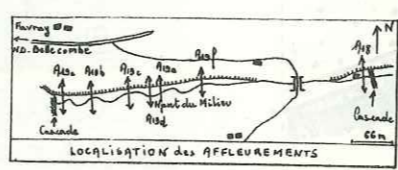
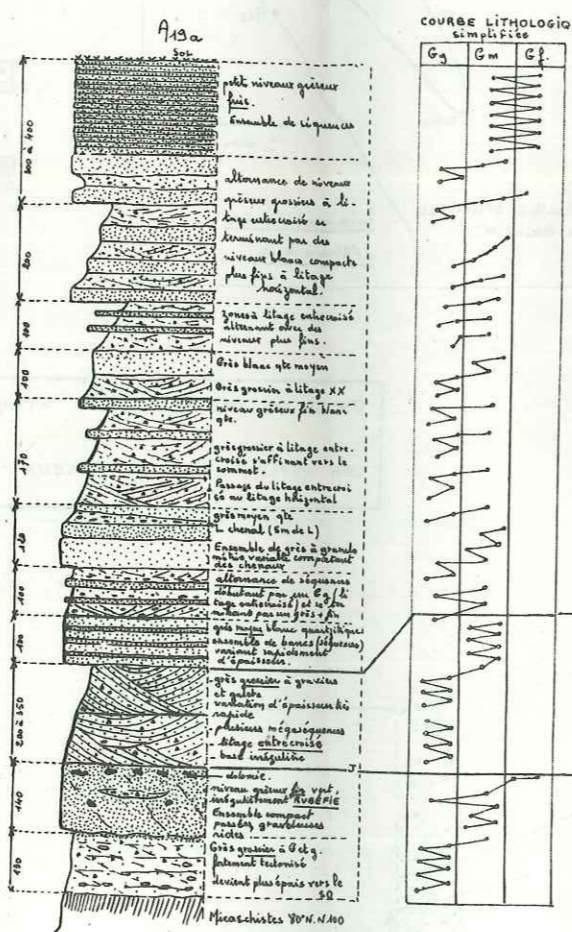


planche 16

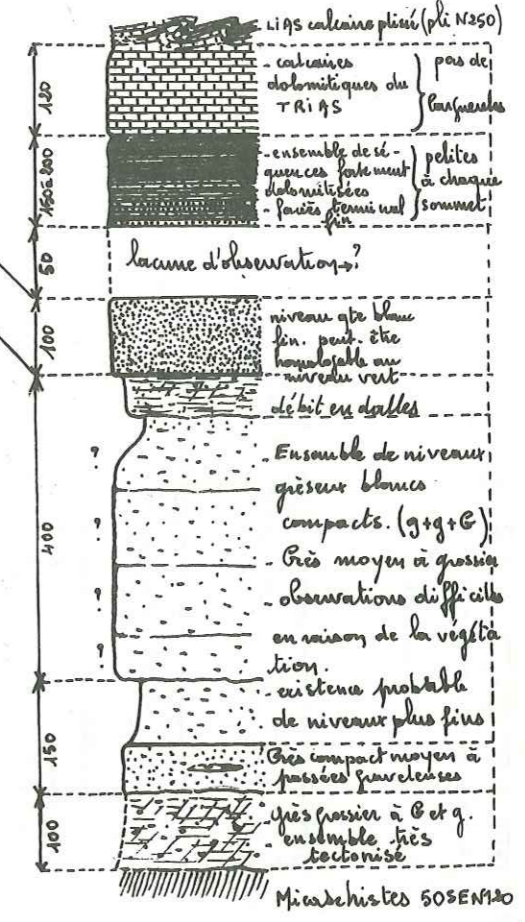
COUPES LITHOLOGIQUES des AFFLEUREMENTS GRÈSEUX SITUÉS LE LONG DU NANT DU MILIEU



Micaschistes VON N. N. 100



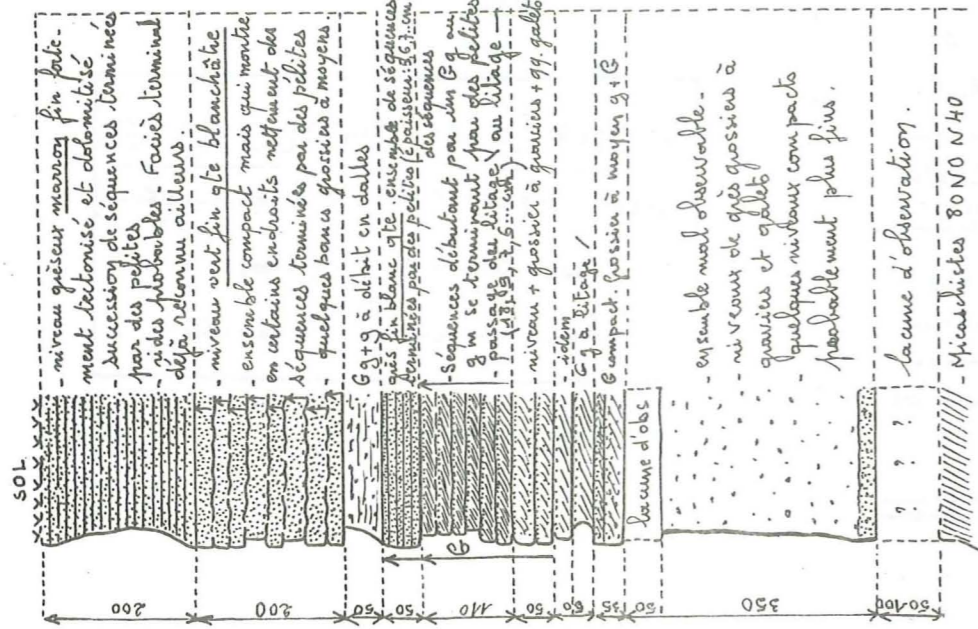
A22: 23 m (série gneuse)
 { x = 927,06
 { y = 97,46



A23: 10 m (série gneuse)
 { x = 927,25
 { y = 96,42

Echelle: 1/100

COUPES LITHOLOGIQUES
 des AFFLEUREMENTS (feuille de St-Bernard
 N°5)
 A22: (torrent Les Geogières)
 A23: (torrent de l'Arcanière)



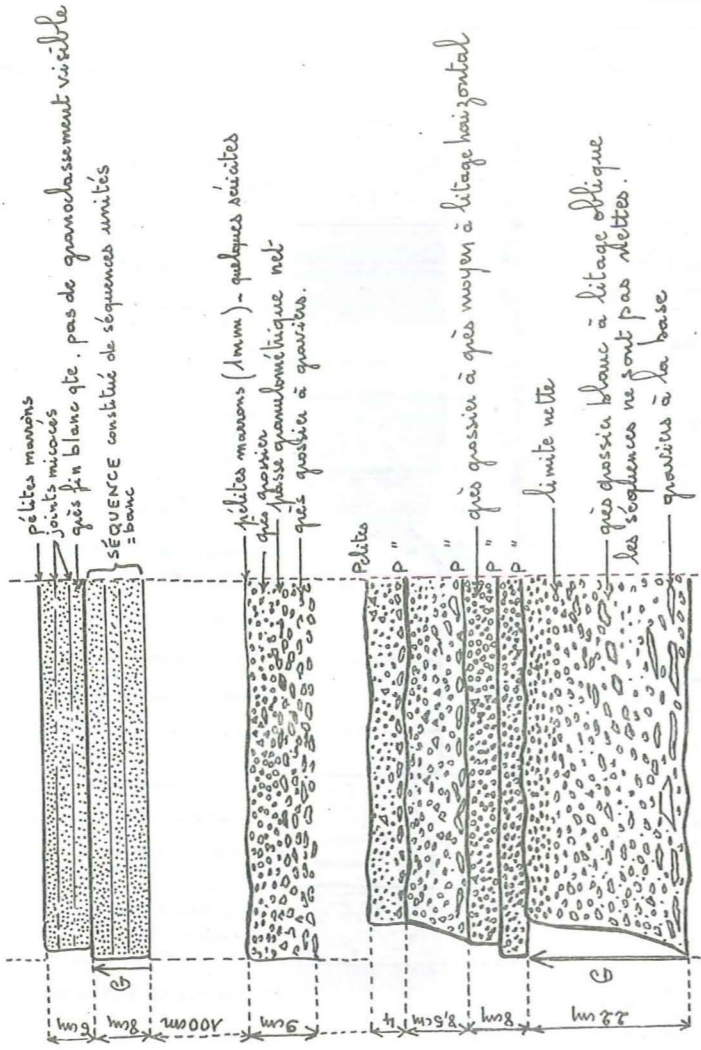
A24: 12 à 13 m
 $x = 327,45$
 $y = 36,10$

Echelle = 1/100

↑ G : grando-lassement
 litage = litage oblique
 litage = litage horizontal
 G+G = graniens + Gallets
 Gg, Gm = grès grossier ; grès moyen

COUPES LITHOLOGIQUES

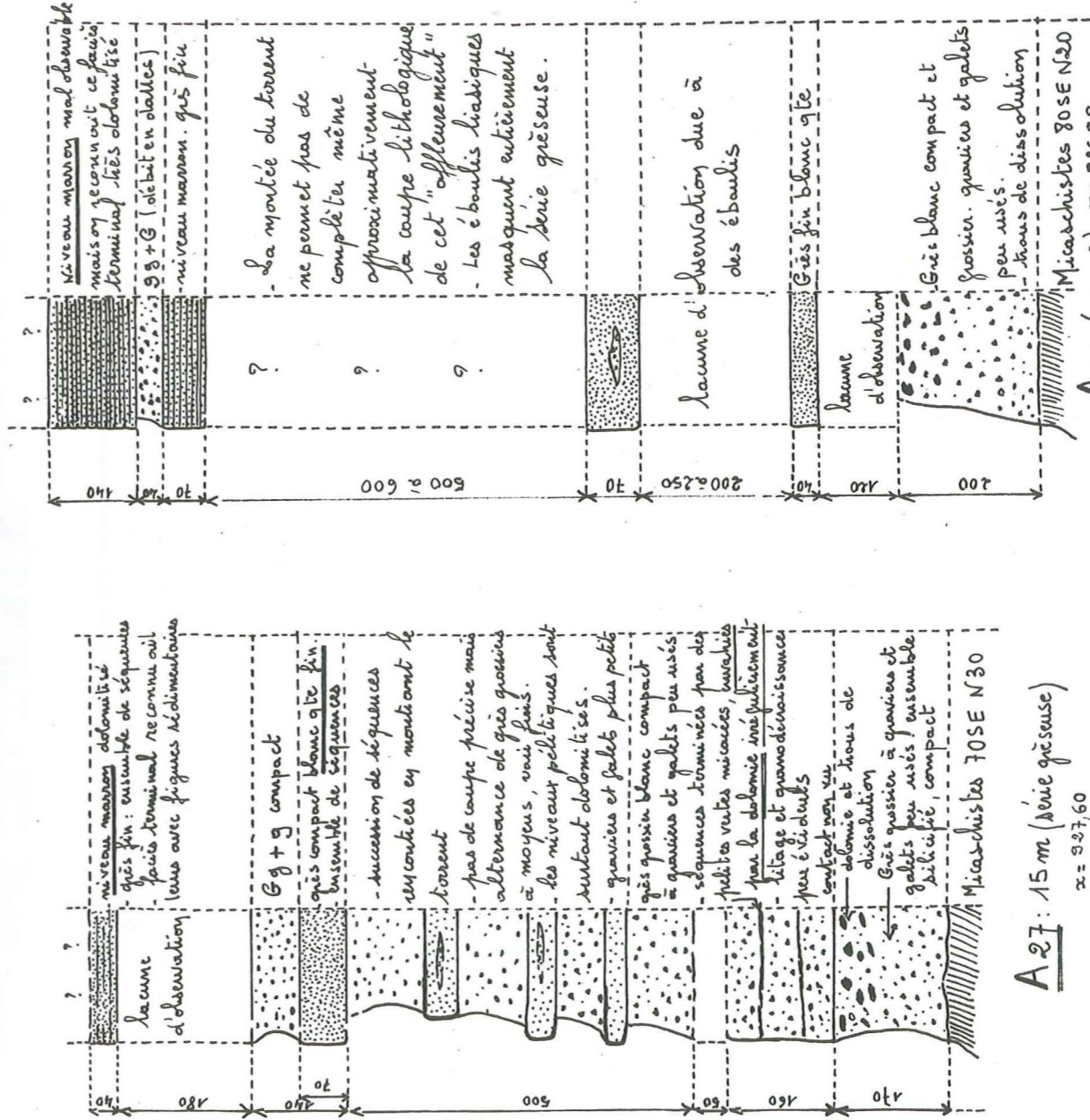
DE L'AFFLEUREMENT A24: feuille de St Gervais
 constituant le talus de la route au sud de
 L'ARCANIÈRE



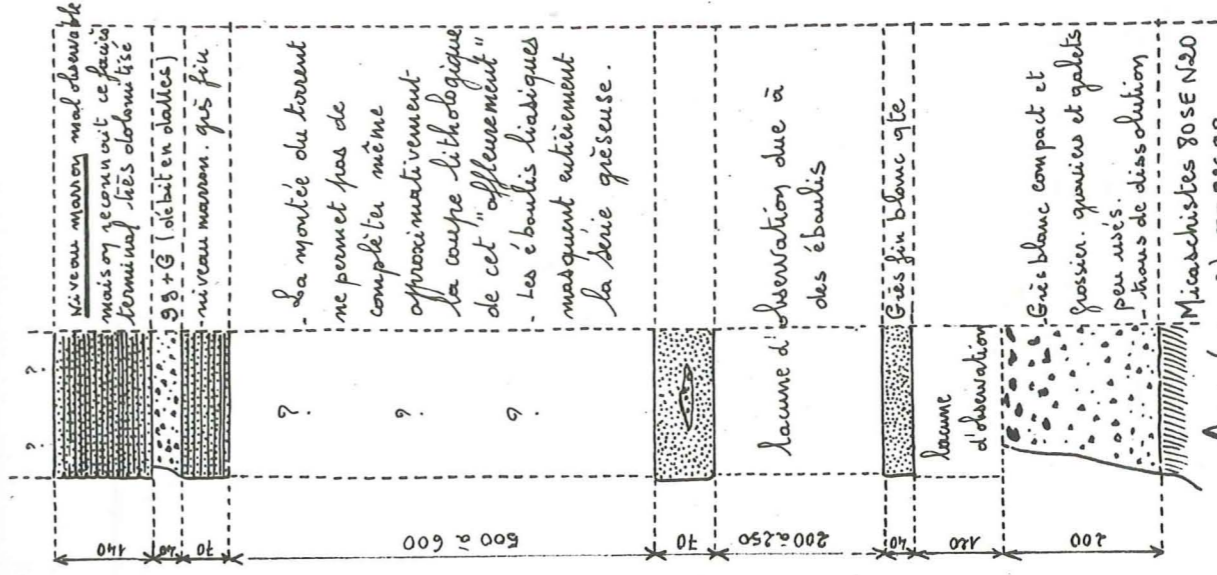
DETAIL 1/10 : succession de séquences

↑ G
 ZONE

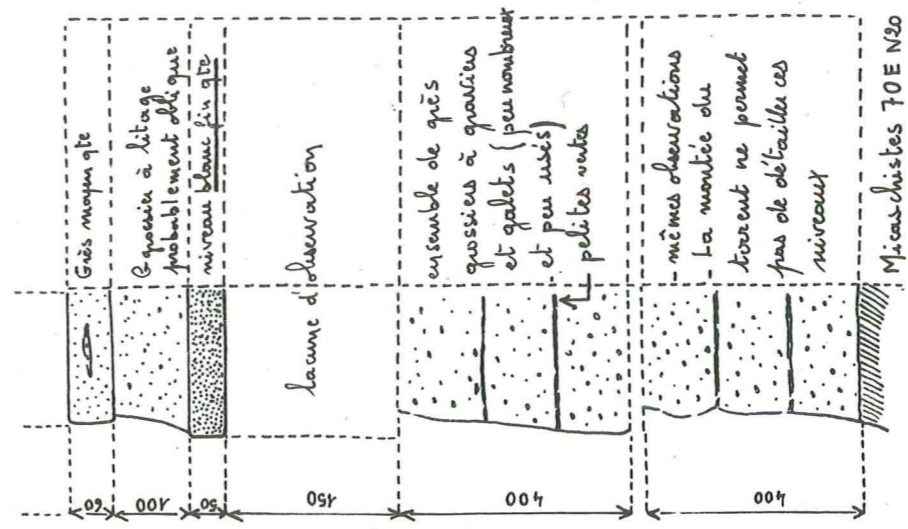
On remarquera:
 1) séquences de grès grossiers → passage du litage oblique au litage horizontal rapide variation granulométrique
 2) séquences de grès fins qte → l'existence de séquences unites passant souvent inopérables



A27: 15 m (pierre gréseuse)
 $x = 327,60$
 $y = 35,54$



A28 (15 m ?)
 $x = 325,98$
 $y = 35,50$



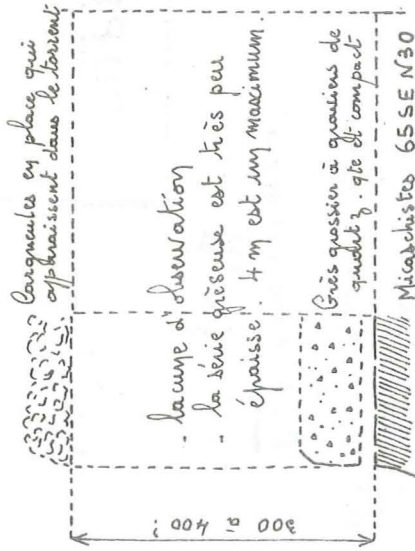
A30 (12 à 13 m)
 $x = 326,35$
 $y = 34,58$

COUPES LITHOLOGIQUES

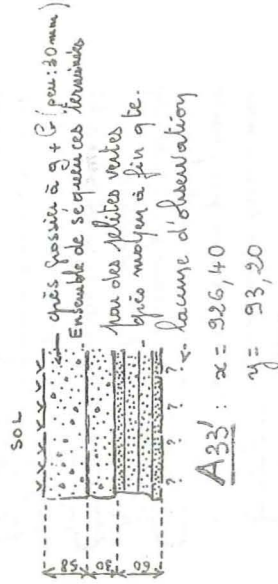
DES AFFLEUREMENTS observés dans les TORRENTS
 entre PLAN DERNIER et COVETAN

ECHELLE 1/100

Feuille de St Gervais les Bains N°5



A32 : (4 m) $x = 926,35$
 $y = 93,72$



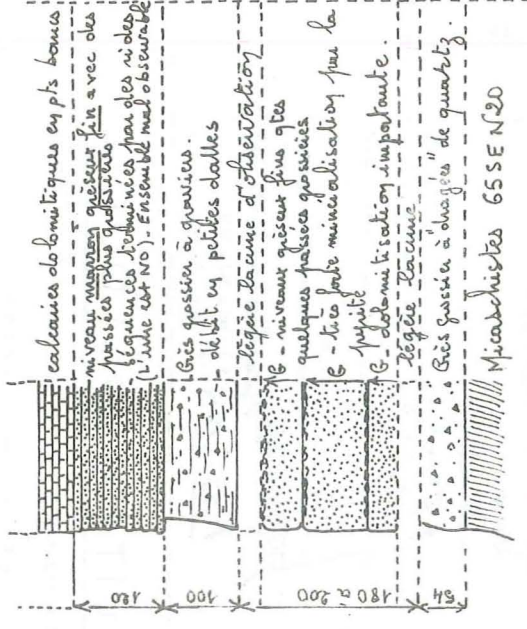
A33 : $x = 926,40$
 $y = 93,30$

COUPES LITHOLOGIQUES

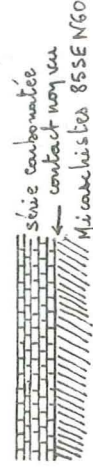
DES AFFLEUREMENTS GRÉSEUX

DU COL DES SAISIES

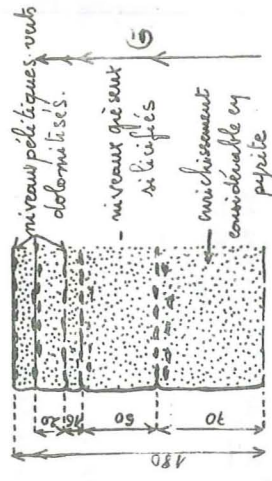
(on remarquera leur réduction d'épaisseur (échelle 1/100))



A33 (≈ 4 m) $x = 926,40$
 $y = 93,50$

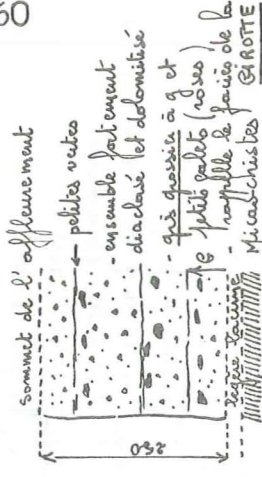


A34 : $x = 926,55$
 $y = 92,98$

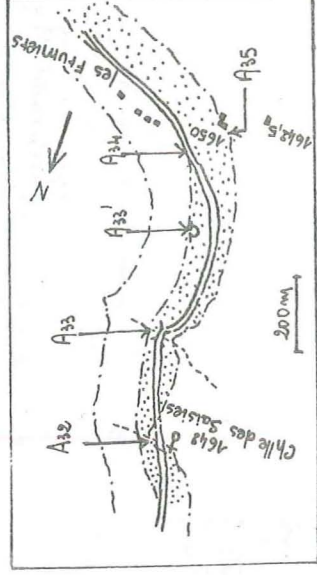


A33 (détail du niveau 1,80 m) $x = 926,50$
 $y = 92,92$

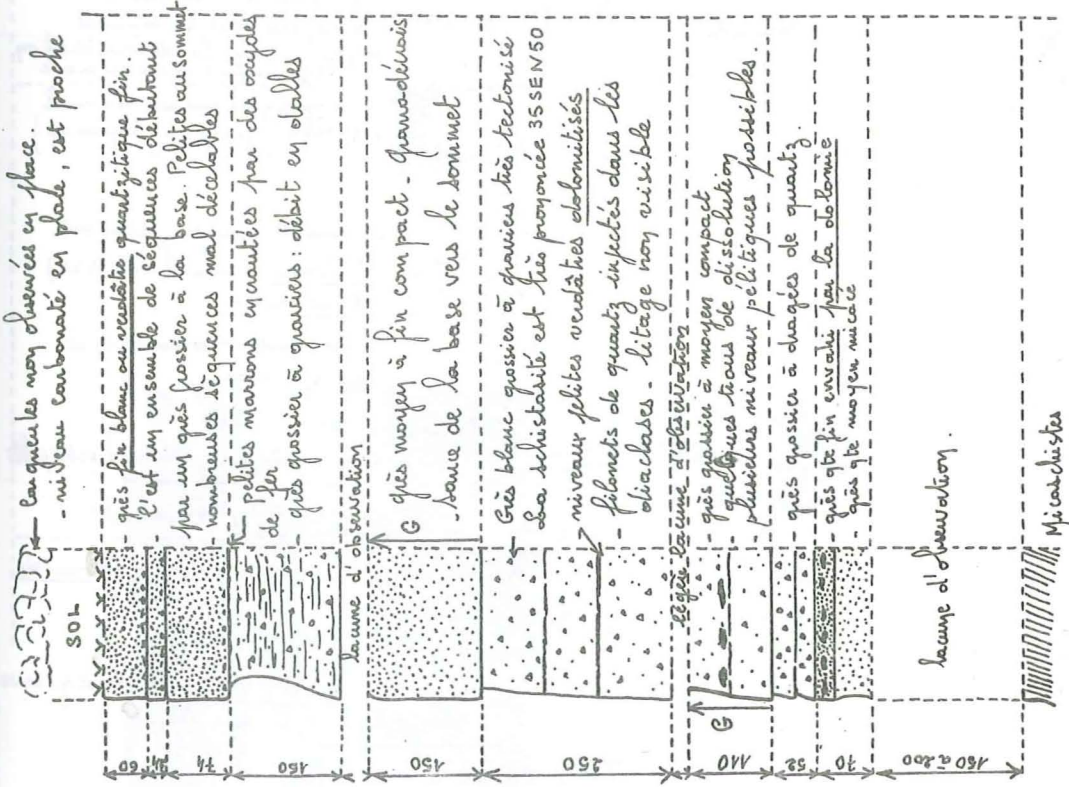
- Ensemble de séquences terminées par des pelites vult envahies par la dolomie
- Ensemble compact, quartzifié, papille qui marque des détails lithologiques



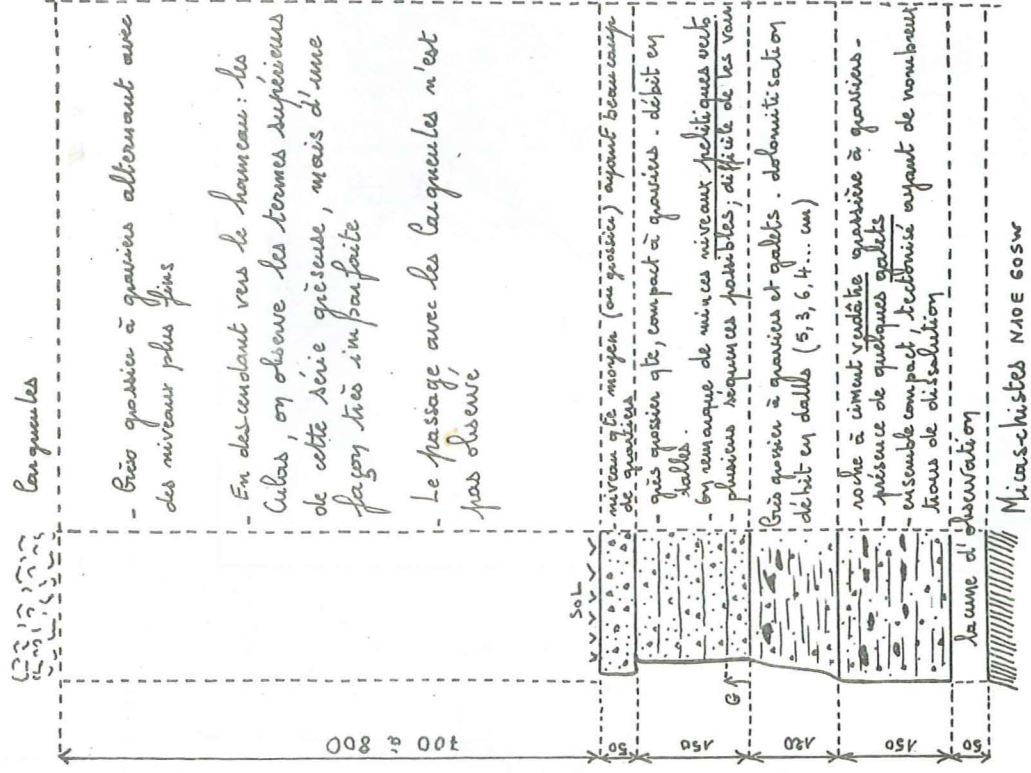
A35 : $x = 926,50$
 $y = 92,92$



LOCALISATION
feuille de St Gervais les Bains N°5



A36 (12 m probable) $x = 927,12$
 $y = 92,72$



A41 (12 à 15 m) $x = 927,50$
 $y = 91,33$

COUPES LITHOLOGIQUES

DES AFFLEUREMENTS (feuille de St Gervais N°5)

A36 : 400 m au SE des FAUMIERS

A41 : 20 située le long de la route à 200 m au NE des FAUMIERS

Echelle 1/100e

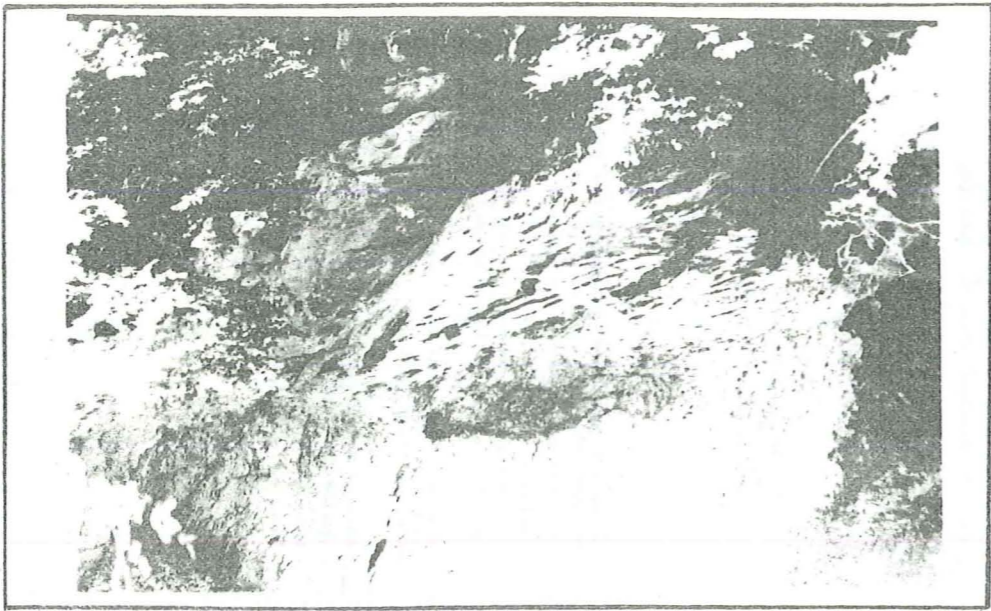
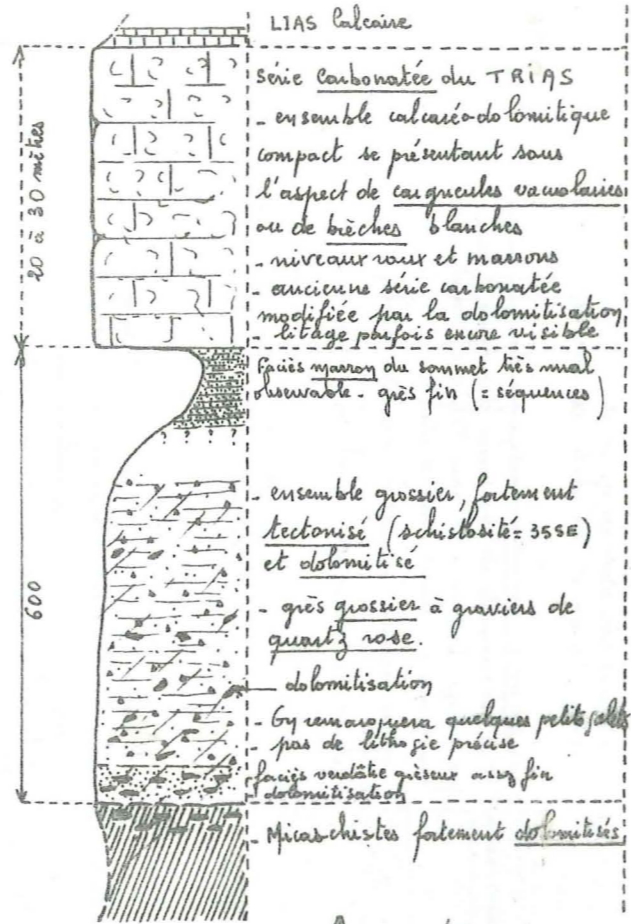
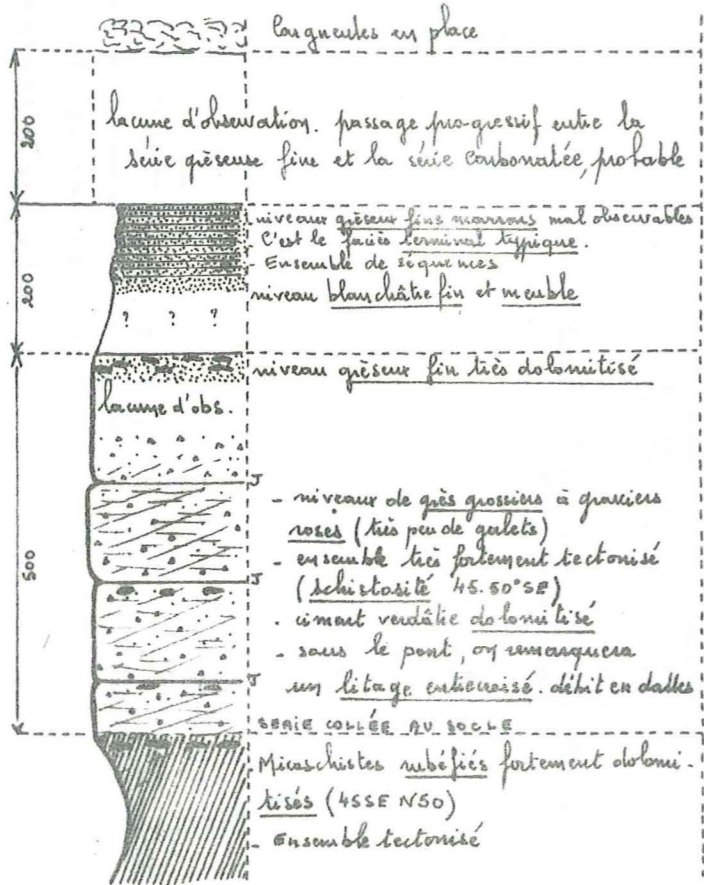


PHOTO 17

Contact socle-TRIAS gréseux

La série gréseuse est tectonisée. Elle est "collée" au socle

A45: x = 931,00
y = 92,76



A44: (6m = série gréseuse)
x = 930,08
y = 92,17
Echelle 1/100e

COUPES LITHOLOGIQUES

des affleurements (St Gervais les Bains N°6)
A44: Mont du Chosal } vallée d'HAUTELUCE
A45: torrent. côté N°8 }

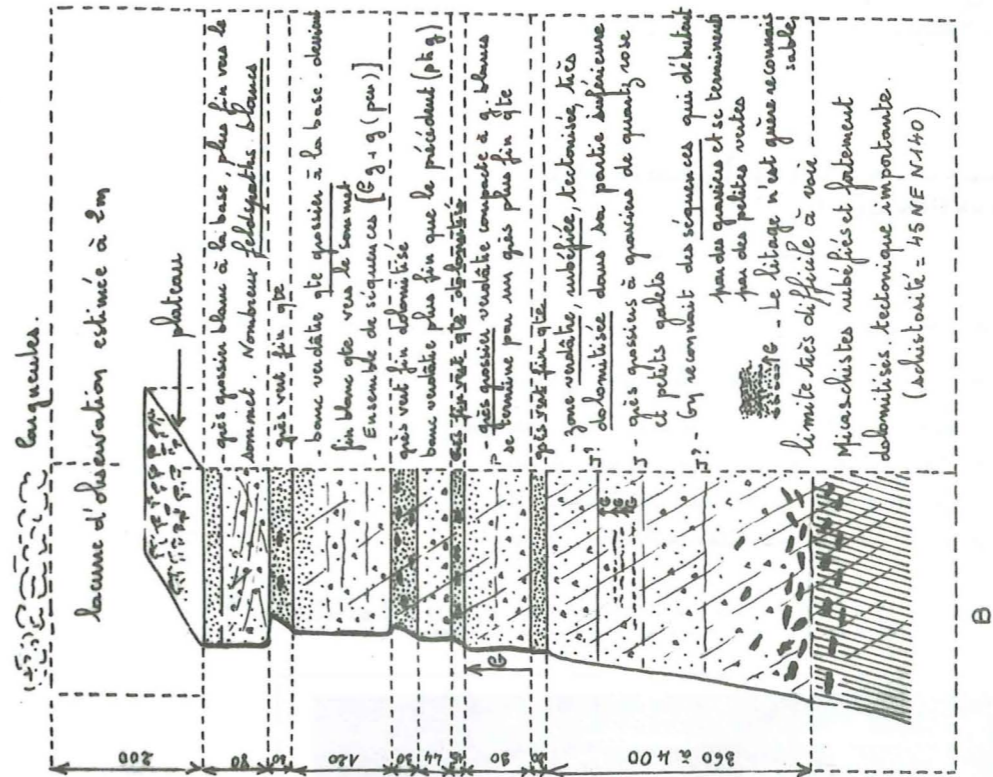
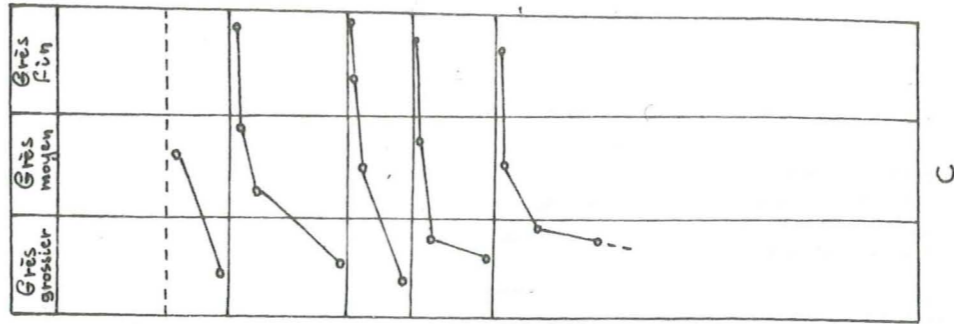


Photo 18

COUPE et COURBE LITHOLOGIQUES

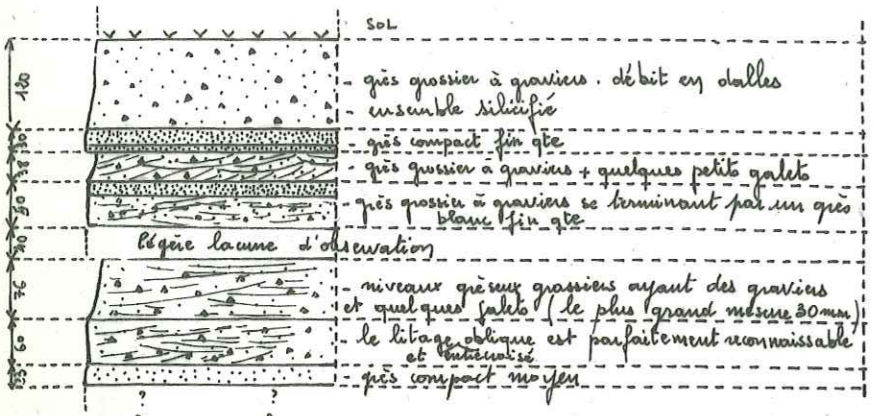
DE L'AFFLEUREMENT

A47: (près des Côtes de France. Bisanne) ; Echelle 1/100e

A47: Reville St Gervais les Bains N°5

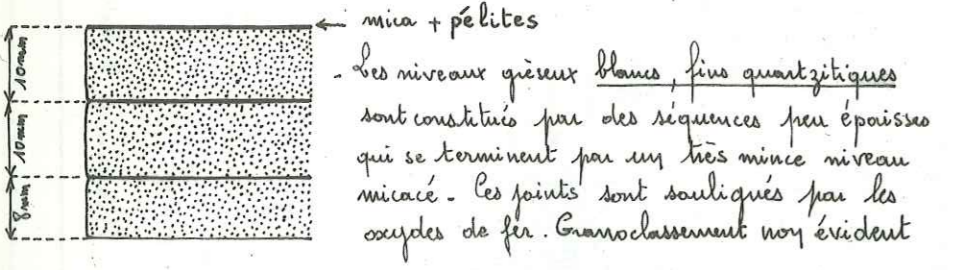
x = 926,50
y = 91,57

Planche 23

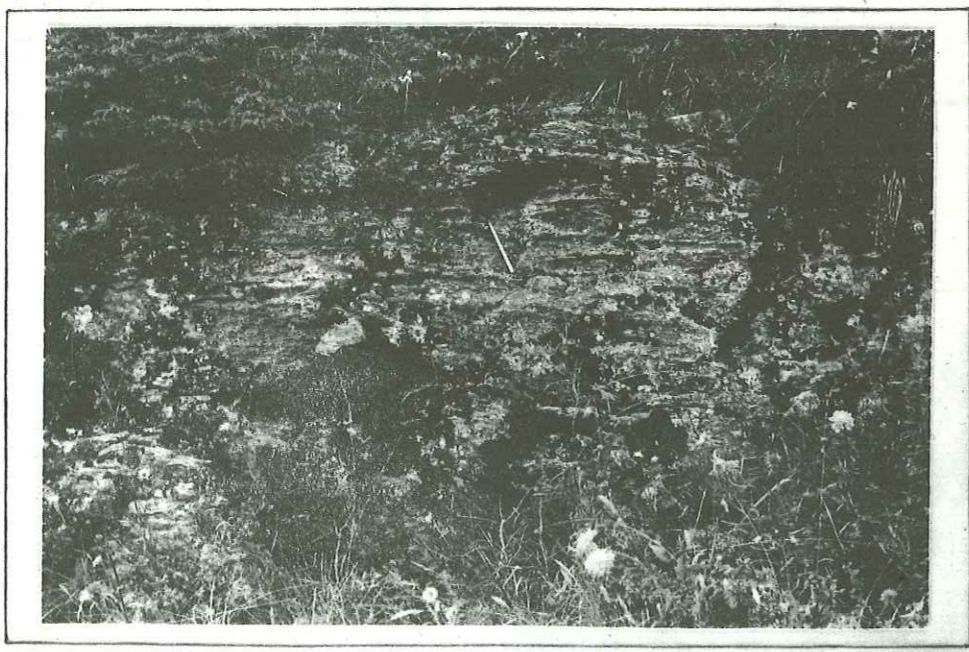


couche d'observation

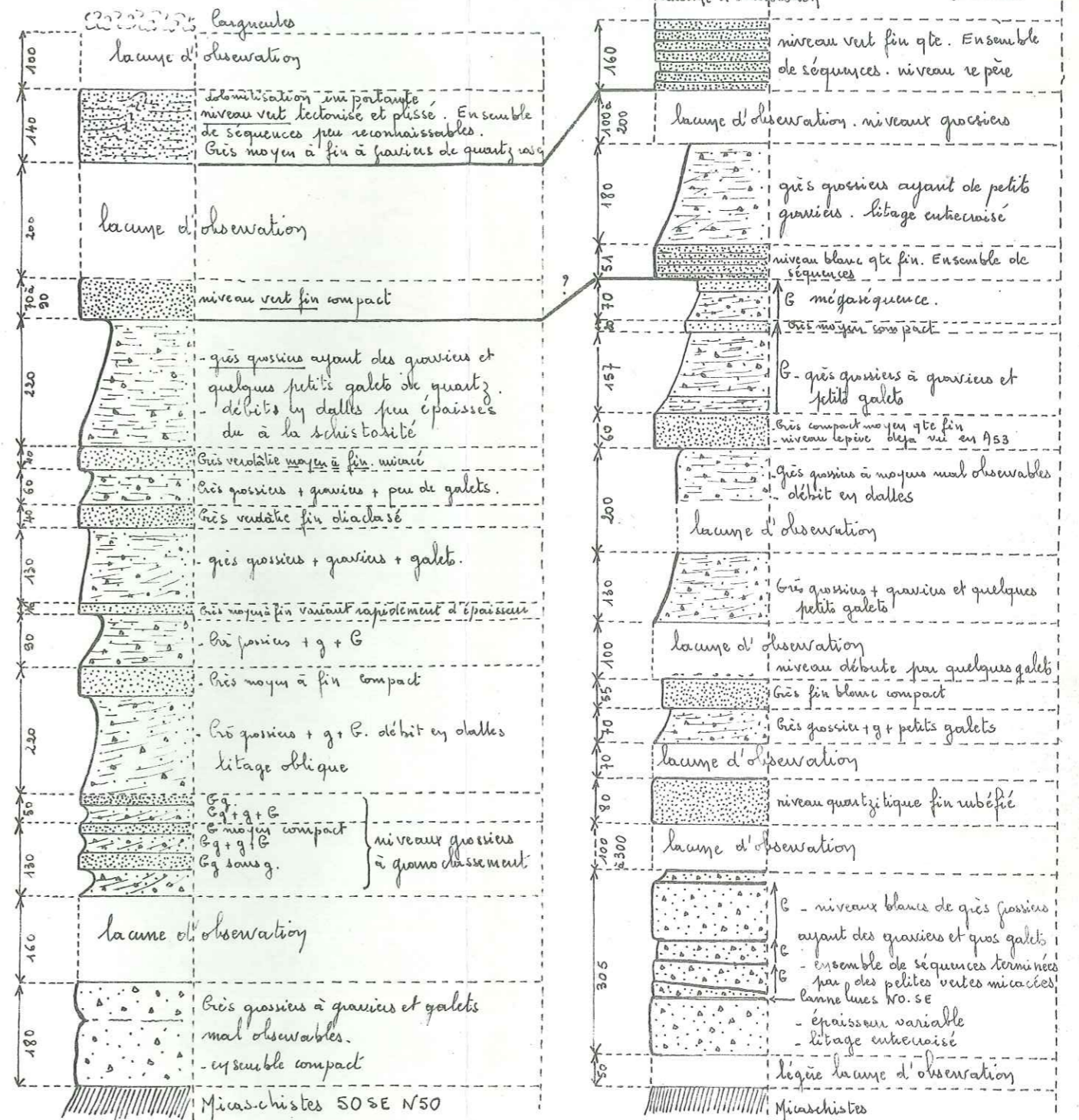
A 50: (épaisseur estimée à une dizaine de m?); Echelle 1/100
 { x = 928,96 feuille de St Gervais N°5
 { y = 91,27



DETAIL D'UN NIVEAU GRÈSEUX FIN QUARTZITIQUE (échelle x1)



LITAGE ENTRECROISE (base de A50)

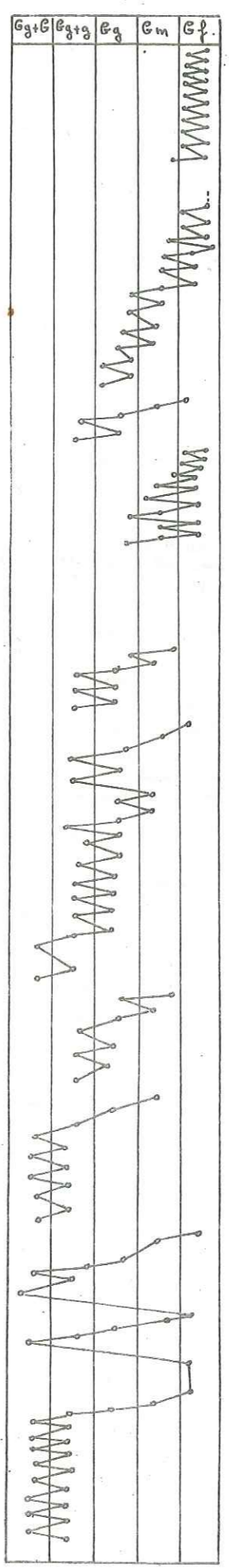
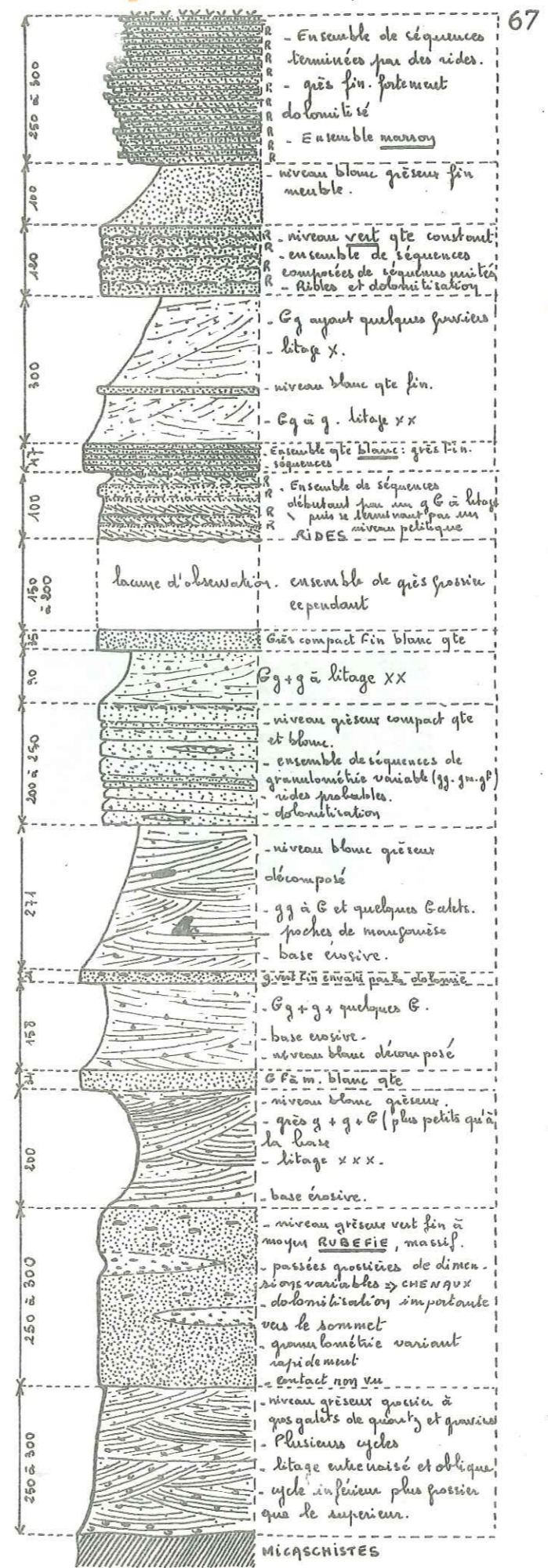


A61: (série gréseuse ≈ 20m)
 x = 924,42
 y = 95,52

A63: (série gréseuse ≈ 28m)
 x = 926,35
 y = 96,40

COUPES LITHOLOGIQUES
 DES AFFLEUREMENTS
 A61: (Vauillon) et A63: (torrent situé au SE du Passage)

- ECHELLE 1/100^e
 - feuille de St Gervais N°5



Echelle : $\frac{1}{100}$

- LÉGENDE

- A64 (x = 925,94
y = 97,25

feuille de St Gervais les Bains N°5

- niveau grésier fin compact de nombreuses séquences
- niveau fin compact des venues grossières.
- niveau grésier à litage entrecroisé (xx)
- G + g = Grès à granules
- Eg + g + G = Grès à granules et gabb
- R = Rides

COUPE et COURBE LITHOLOGIQUES
simplifiées de l'affleurement A64
(Le Passage) 21 m.

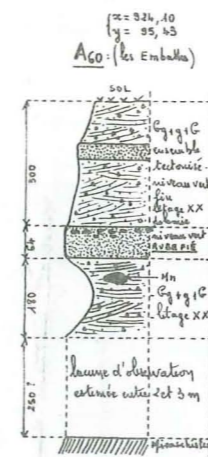
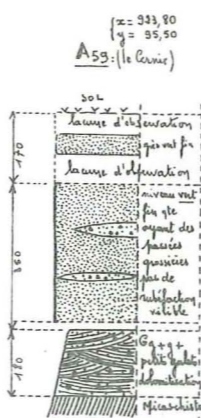
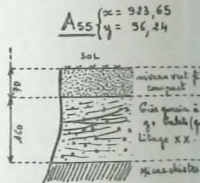
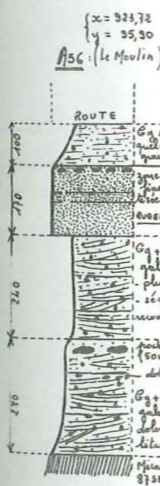
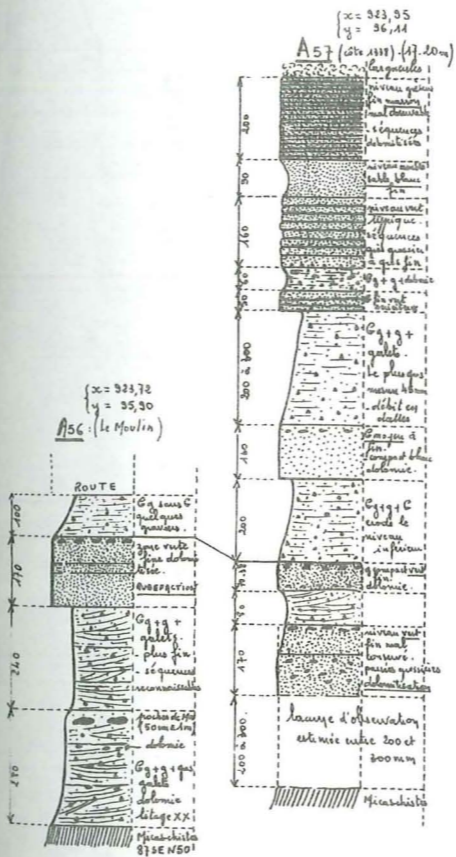
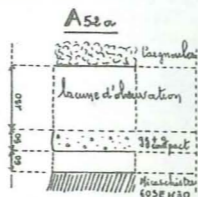
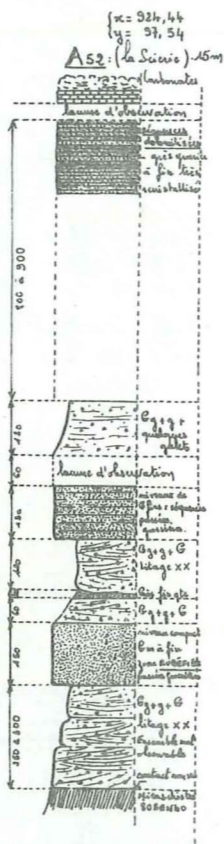
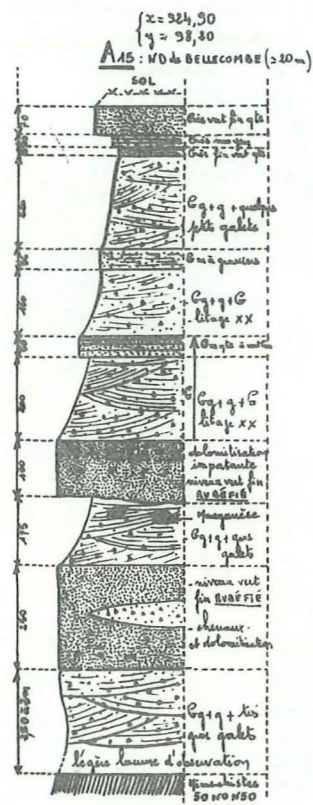
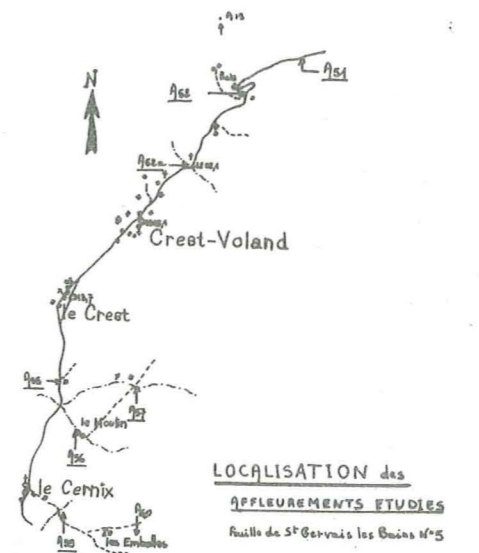


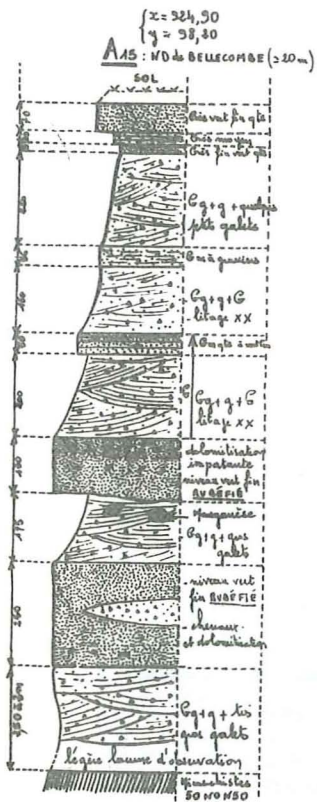
planche 25



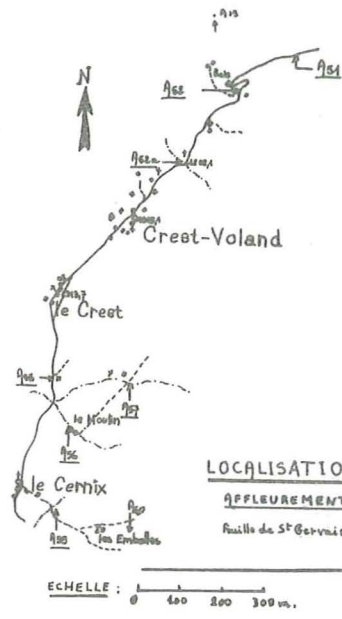
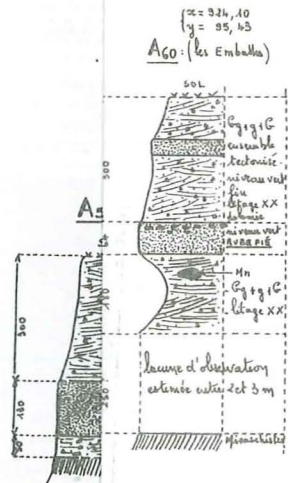
- ECHELLE : 0 400 200 300 m.
- sables fins et grossiers
 - sables fins ou fins moyens, quartziteux
 - sables moyens à litage tabulaire
 - sables grossiers
 - sables grossiers avec galets
 - Sol
 - micacés
 - sables fins
 - sables moyens
 - sables grossiers
 - galets
 - litage tabulaire

COUPES LITHOLOGIQUES DES AFFLEUREMENTS GRÊSEUX
SITUÉS ENTRE CREST-VOLAND ET LE CERNIX (La Scirie → les Emballes)

LEGENDE

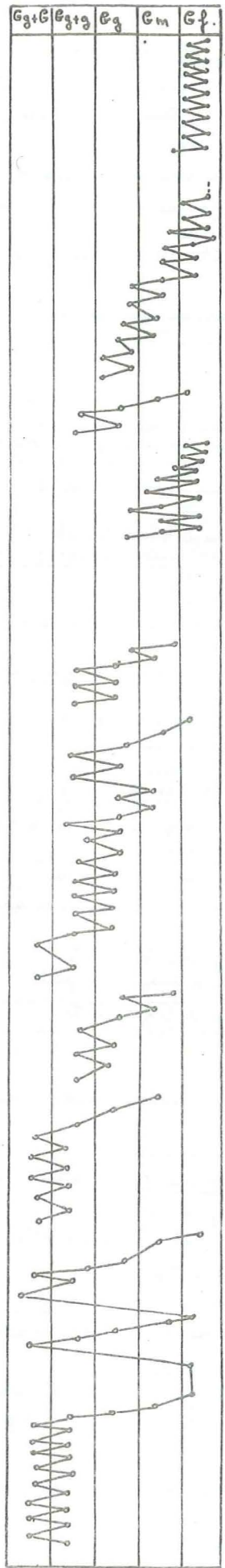
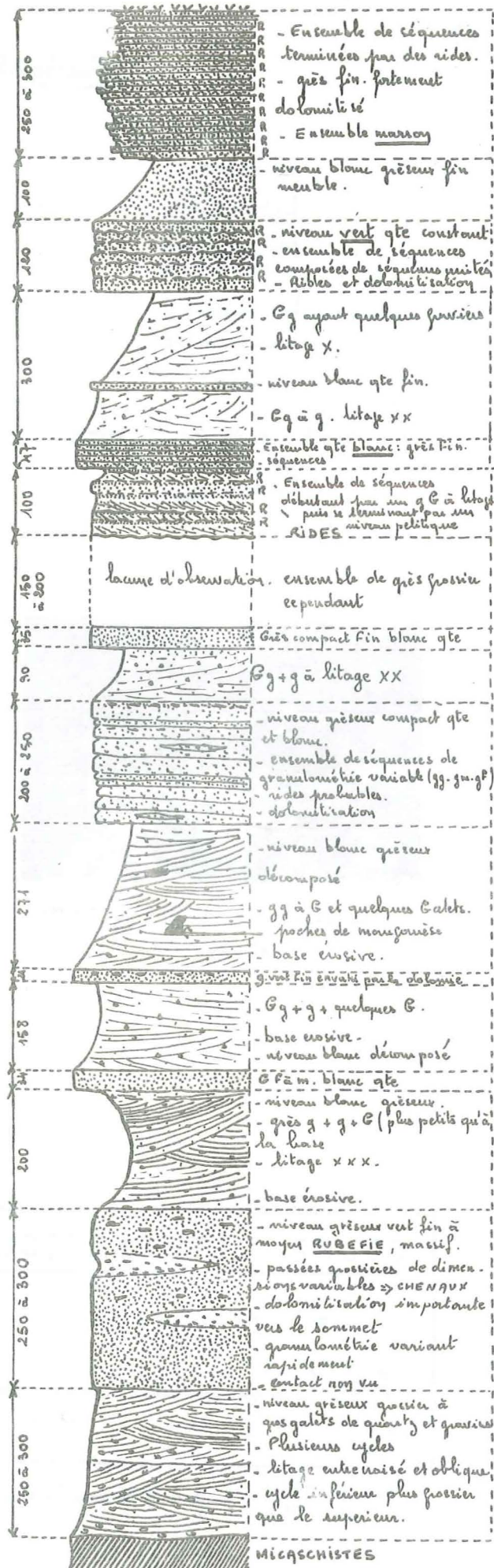


25



- GFS = grès fins
 GG = grès grossiers
 G = grès
 Gg = grès à litage XX
 G+g = grès à litage XX
 G+g+G = grès à litage XX
 G+g+G+G = grès à litage XX
 G+g+G+G+G = grès à litage XX
 G+g+G+G+G+G = grès à litage XX
 G+g+G+G+G+G+G = grès à litage XX
 G+g+G+G+G+G+G+G = grès à litage XX
 G+g+G+G+G+G+G+G+G = grès à litage XX

LEGENDE



- niveau grésier fin compact de nombreuses séquences
 niveau fin comportant des venues grossières.
 niveau grossier à litage entrecroisé (XX)
 G+g = Grès à graviers
 G+g+G = Grès à graviers et galets
 R = Rides

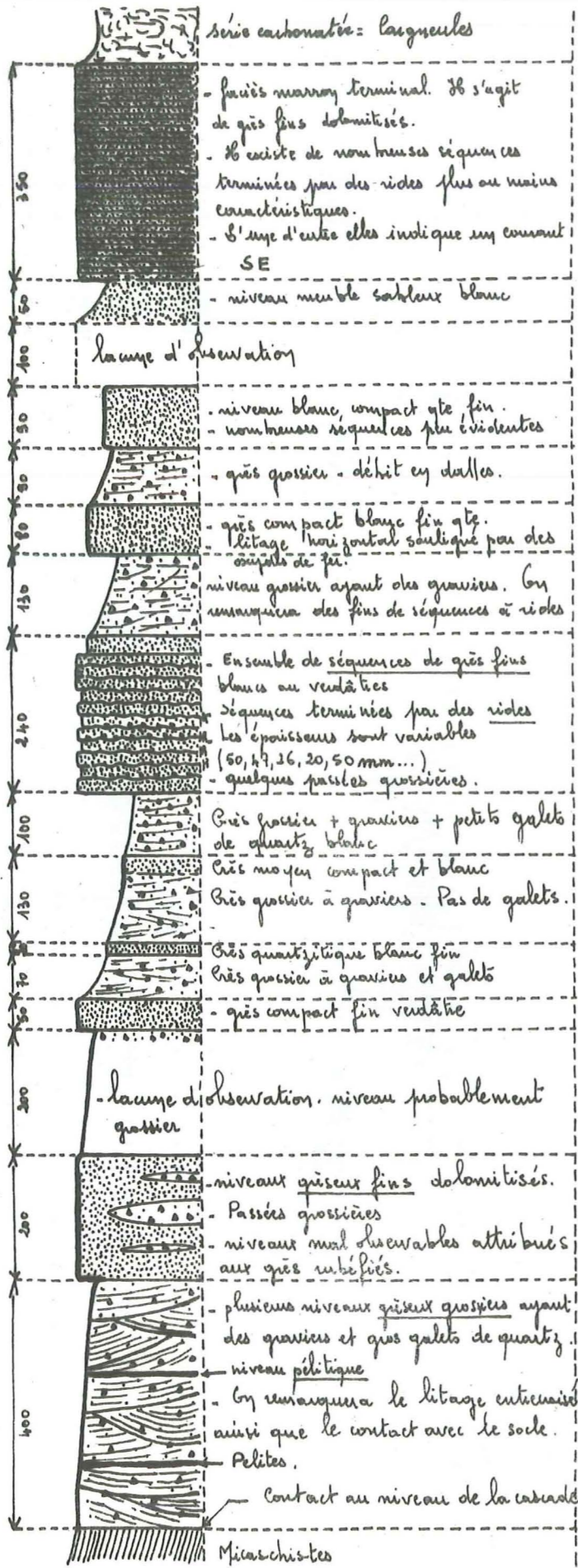
ECHELLE : 1 / 100

LEGENDE

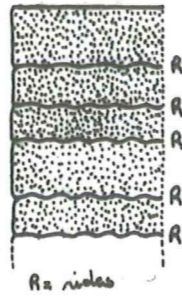
A64 x = 325,84
 y = 97,25

Feuille de St-Gervais les Bains N°5

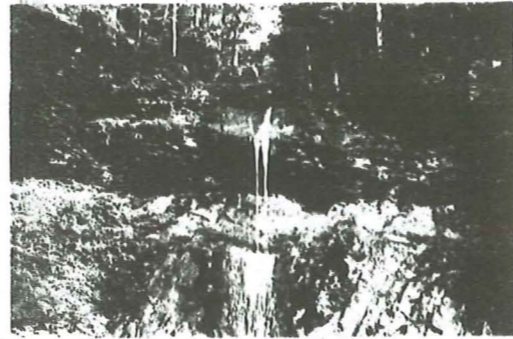
COUPE et COURBE LITHOLOGIQUES
 simplifiées de l'affleurement A64
 (Le Passage) 24m.



Echelle: 1/100^e



DÉTAIL de la zone 240 ayant de nombreuses rides (échelle 1/10^e)



Contact entre les Grès de Flumet et le Soles

COUPE LITHOLOGIQUE
DE L'AFFLEUREMENT
A65: (situé près de Flumet - lieu dit St Amor)
= 23 m

A65: { x = 926,35 } feuille de St Gervais les Bains N°1
{ y = 98,70 }

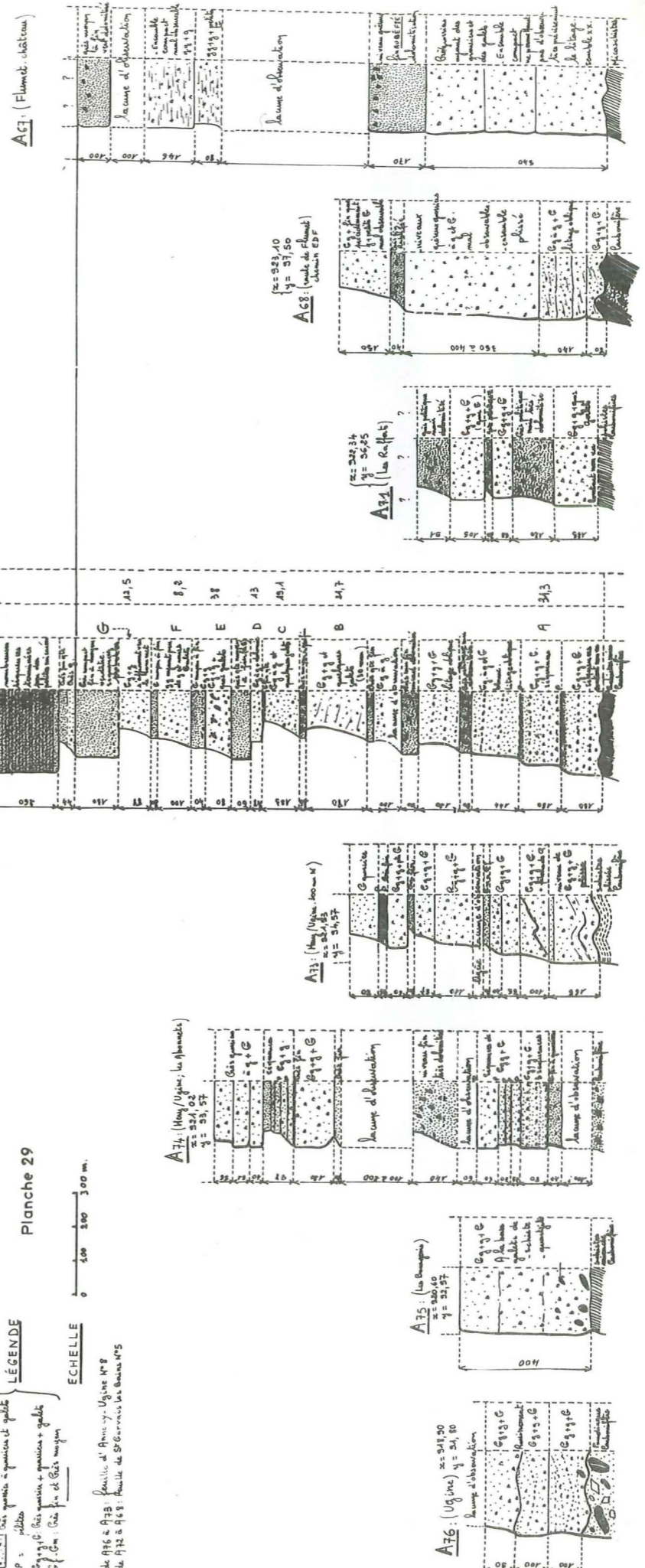
COUPES LITHOLOGIQUES SÉRIÉS
DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS GRÉSEUX SITUÉS DANS LA VALLÉE DE L'ARLY (entre UGINE ET FLUMET)

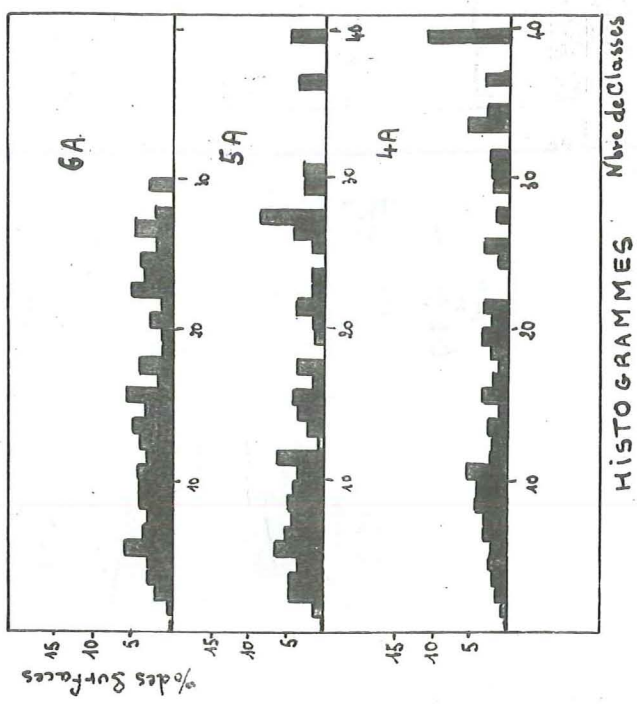
LÉGENDE
G : grès
G+g : grès à graviers
G+g+q : grès à graviers et quartz
G+g+q+pe : grès à graviers, quartz et pelites
G+g+q+pe+ma : grès à graviers, quartz, pelites et micaschistes

Planche 29

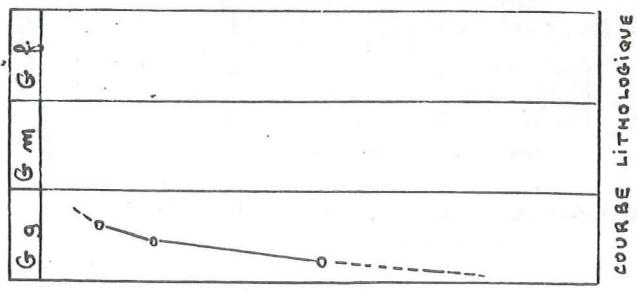
ECHELLE 0 200 300 m.

de A76 à A78 : feuille de St Gervais les Bains N°1
de A72 à A75 : feuille de St Gervais les Bains N°5

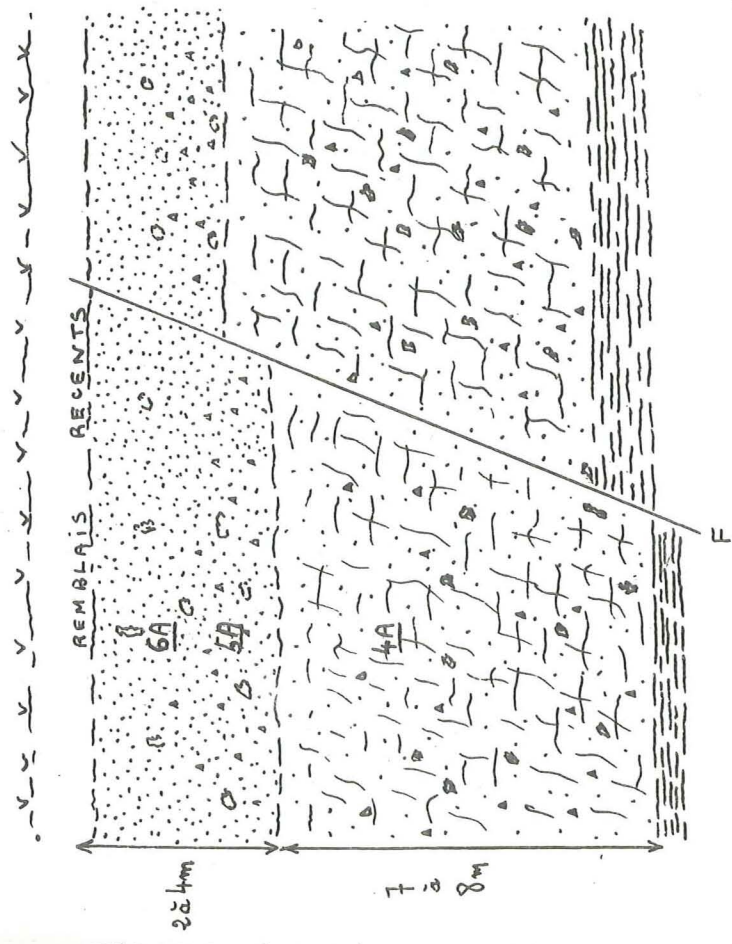




HISTOGRAMMES



COURBE LITHOLOGIQUE



zone gréseuse compacte } TRIAS.
 zone gréseuse diaclasée }
 chloritochistes = socle
 Echelle = 1/150

x = 935,22 } feuille de St Gervais les Bains N° 6
 y = 94,22 } Appui Nord du Bourrage

ECHELLE STRATIGRAPHIQUE ET ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE L'AFFLEUREMENT A.

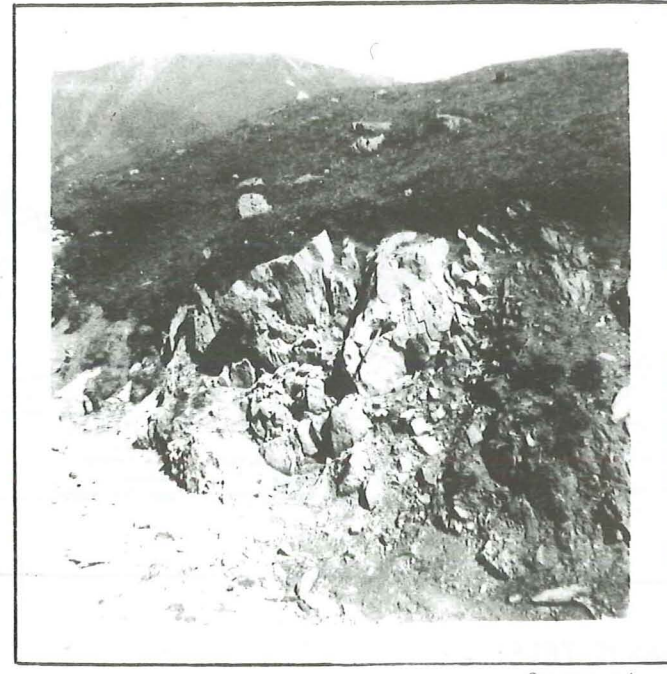
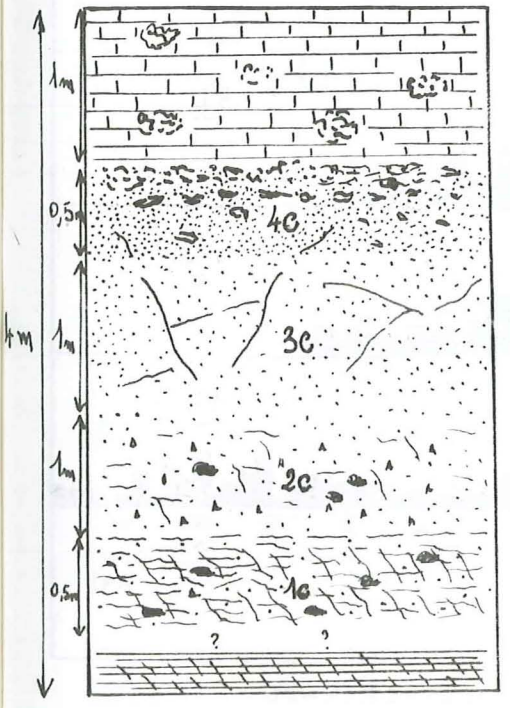


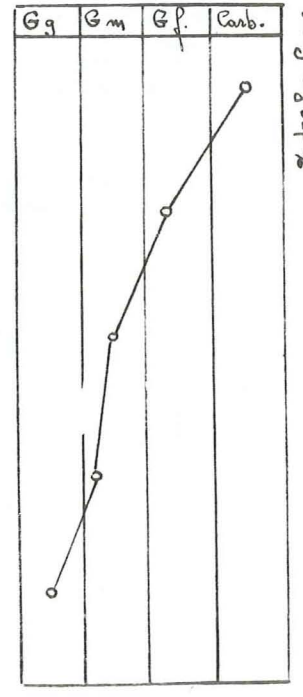
PHOTO 21

x = 935,83 }
 y = 93,87 } feuille de St Gervais les Bains N° 6

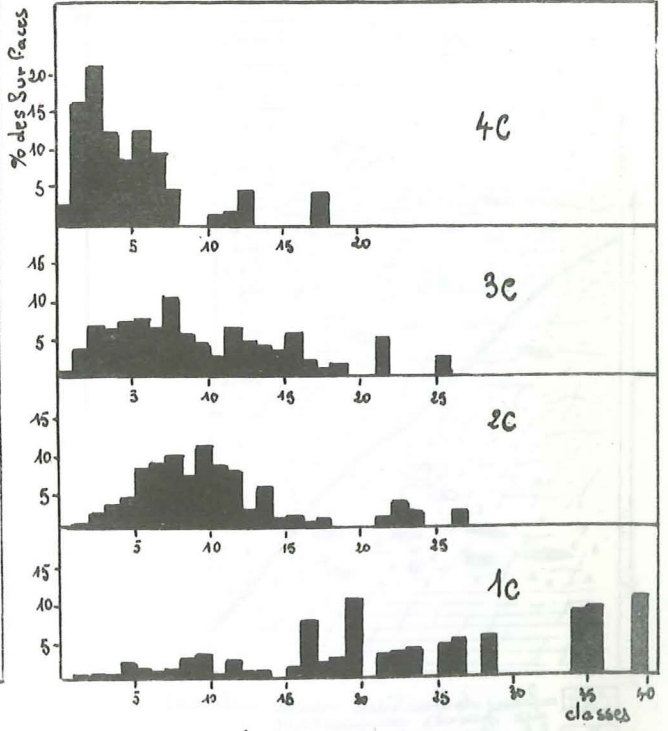


LE NIVEAU GRESEUX (REDRESSE)

calcaire dolomique avec pls bréchiques } PERMO-TRIAS
 arg gréseuse faiblement }
 zone BAUYER }
 schistes gréseux Carbonifères
 Echelle = 1/5

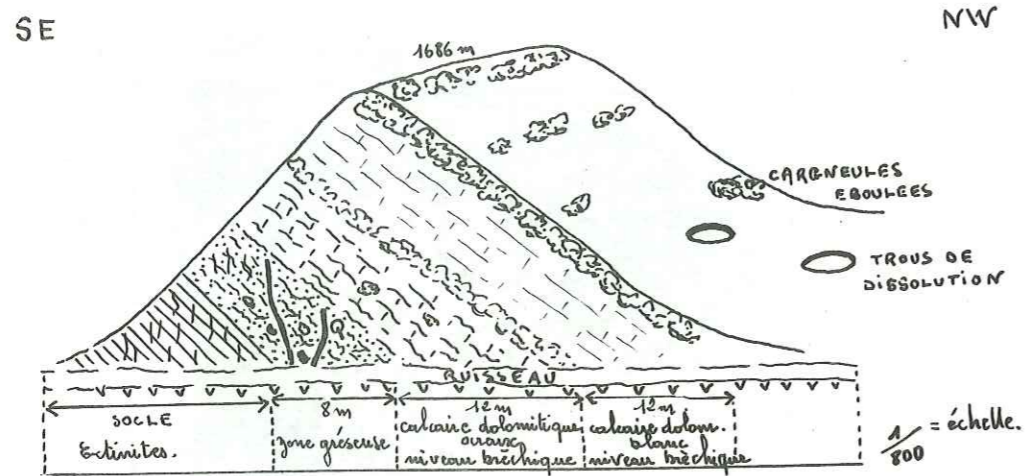


COURBE LITHOLOGIQUE

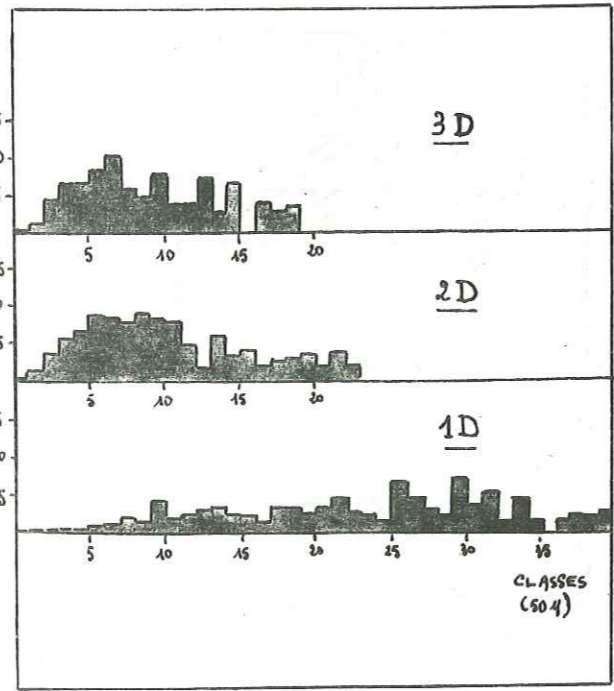
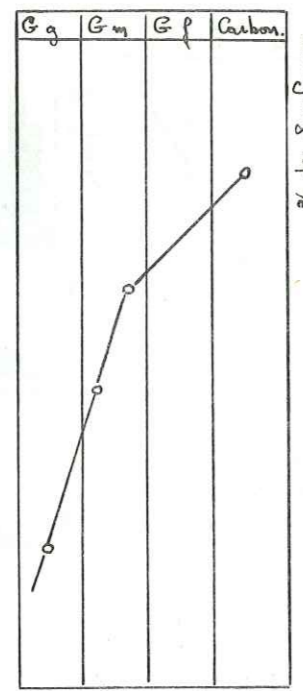
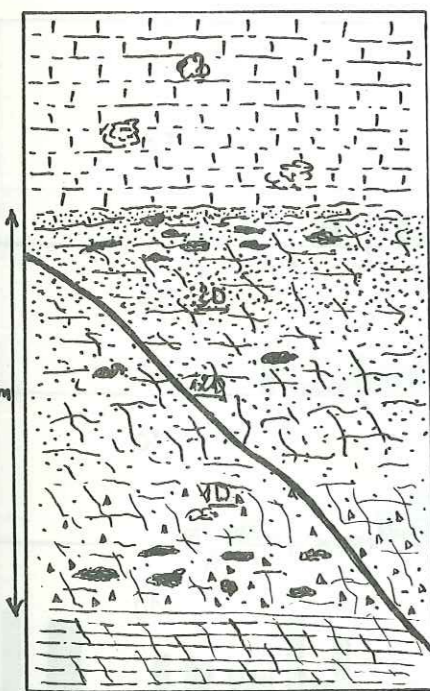


HISTOGRAMMES

ECHELLE STRATIGRAPHIQUE ET ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE L'AFFLEUREMENT C.



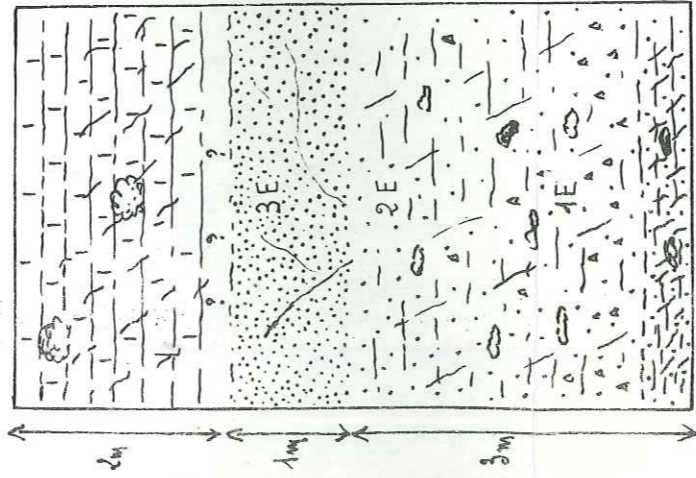
APPLEUREMENT TRIASIQUE AU NORD DU PLAN DE LA MOUILLE



- calcaire dolomitique orange contenant des points orangés.
- filon de quartz.
- niveau gréseux sableux avec coquilles carbonifères.
- schistes = socle.

1/60 = échelle
 x = 934,65 } feuille de St Gervais les
 y = 92,85 } Bains N°6

ECHELLE STRATIGRAPHIQUE ET ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE L'APPLEUREMENT D.

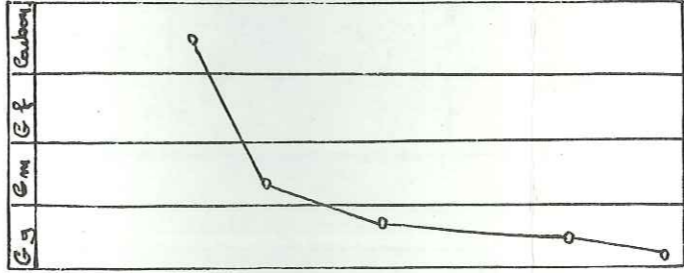


LE NIVEAU GRÈSEUX (REDRESSÉ)

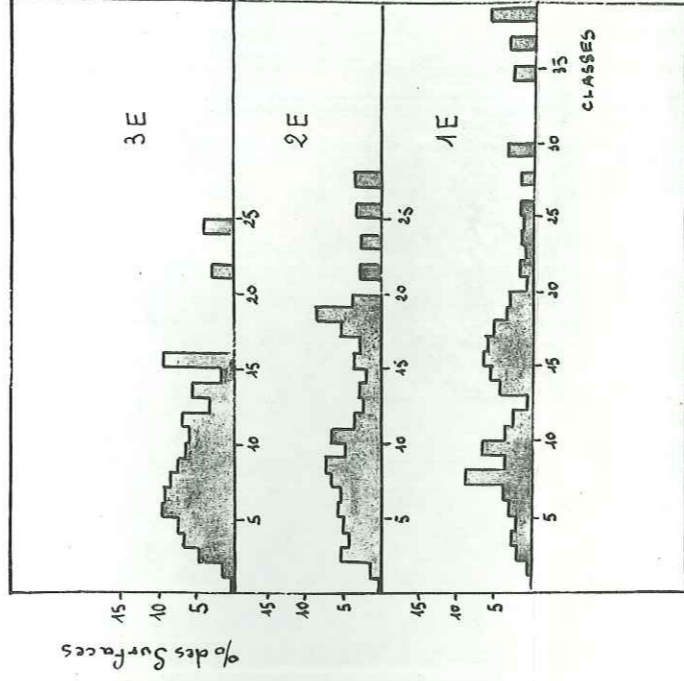
- CALCAIRE DOLOMITIQUE.
- QUARZITE
- TAVES CARBONATÉES
- ZONE GRÉSEUSE DISSOCIÉE

ECHELLE $\frac{1}{70}$

x = 934,15 } feuille de St Gervais les Bains N°6
 y = 93,08

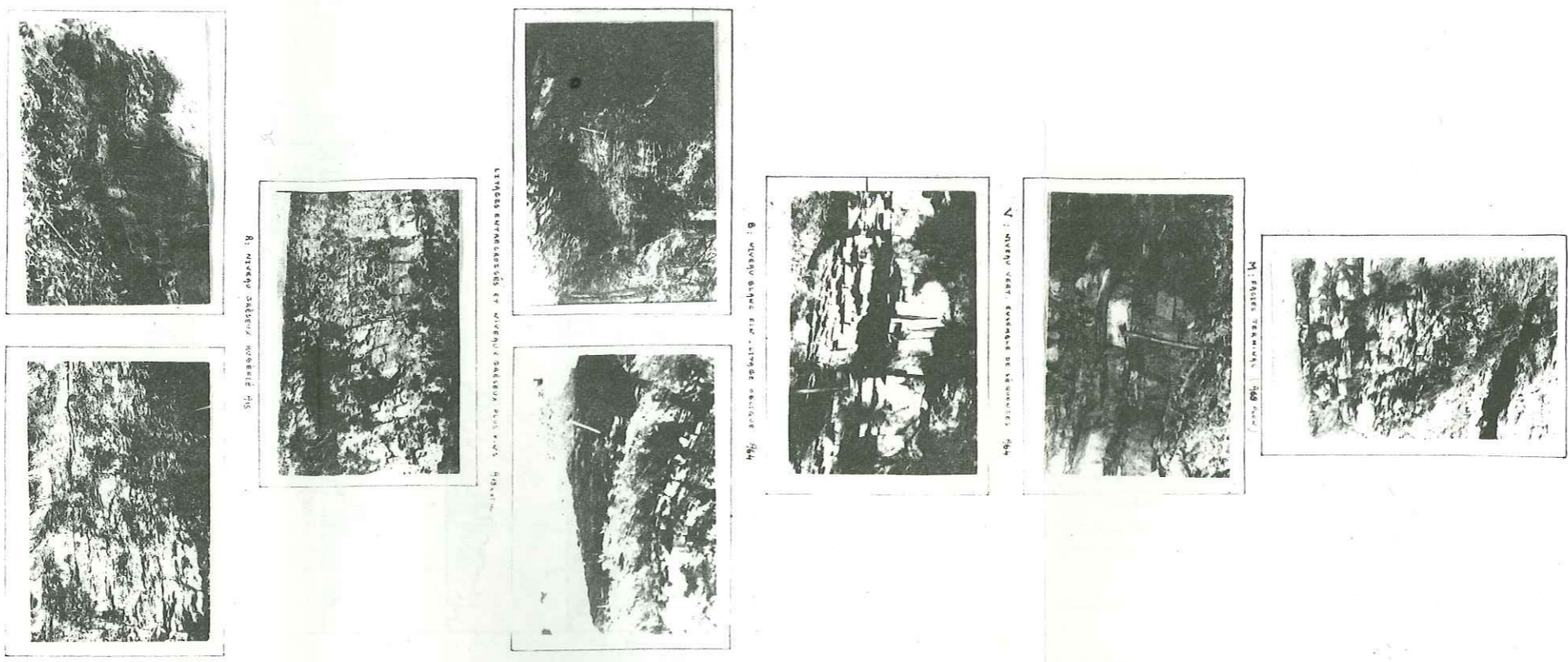


COURBE LITHOLOGIQUE



HISTOGRAMMES

ECHELLE STRATIGRAPHIQUE ET ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE
 DU TRIAS GRÈSEUX (AFFLEUREMENT E.)



1. Vue d'ensemble de la pente de la vallée.

2. Vue d'ensemble de la pente de la vallée.

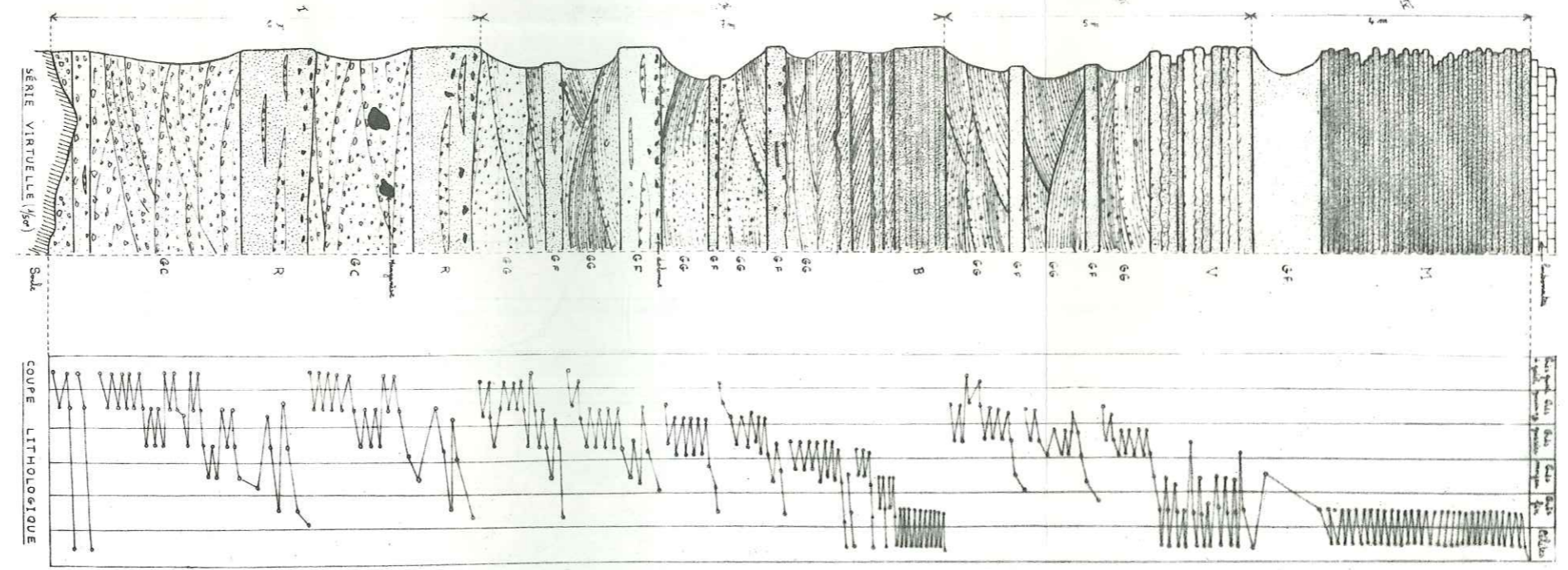
3. Vue d'ensemble de la pente de la vallée.

4. Vue d'ensemble de la pente de la vallée.

5. Vue d'ensemble de la pente de la vallée.

6. Vue d'ensemble de la pente de la vallée.

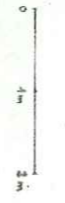
LA SÉRIE VIRTUELLE DES GRÈS DE FLUMET

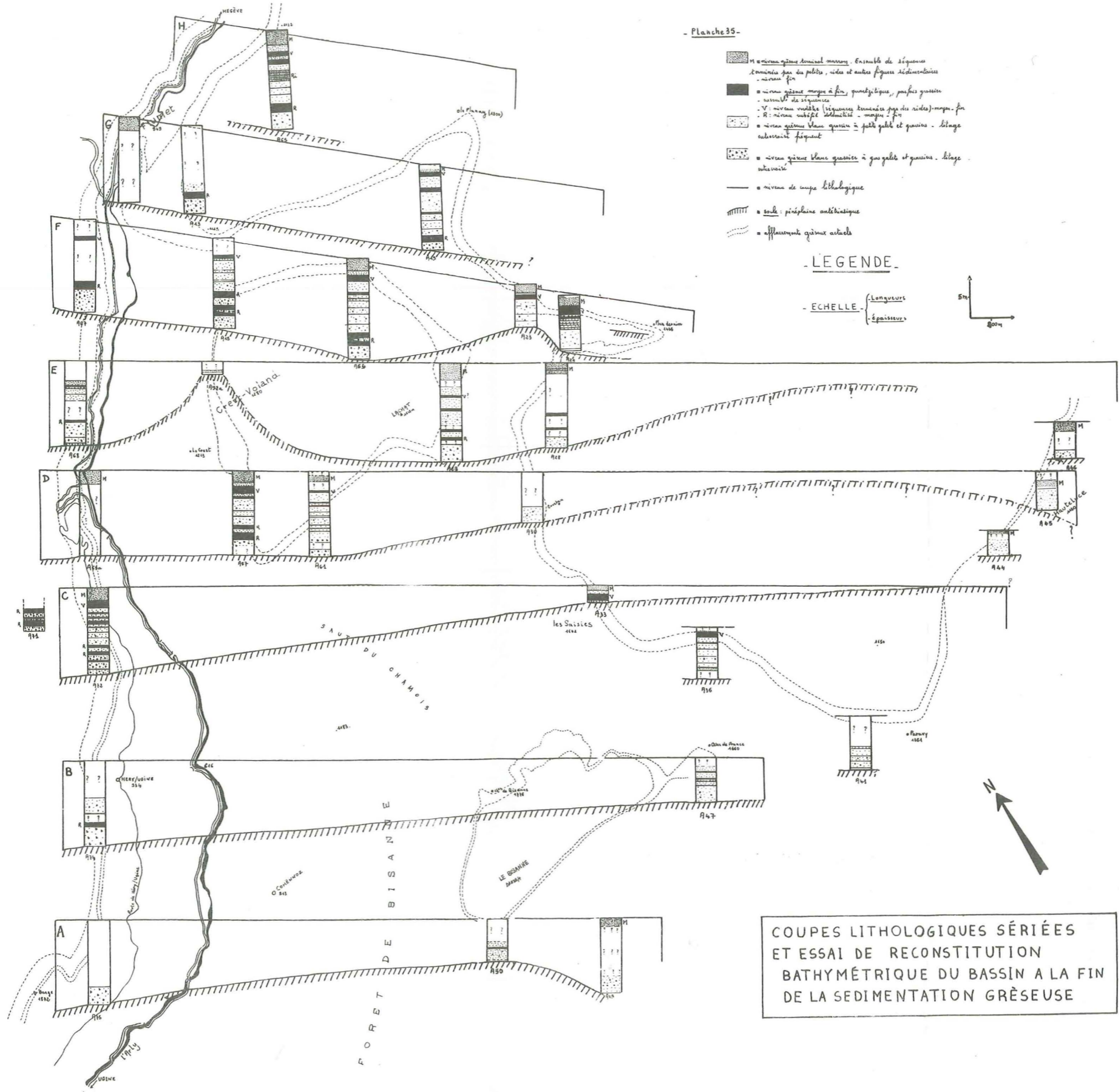


- M : grès à galets, galets grossiers, grès moyennement fins
- V : grès à galets, galets fins, grès moyennement fins
- B : grès à galets, galets fins, grès moyennement fins
- R : grès à galets, galets fins, grès moyennement fins
- GC : grès à galets, galets fins, grès moyennement fins
- Sal : grès à galets, galets fins, grès moyennement fins

LEGENDE

ECHELLE 1/500





- Niveau gréseux de base, ensemble de sables, conglomérats, etc. et autres figures sédimentaires - niveau fin
- Niveau gréseux moyen à fin, quartzite, parties gréseuses - ensemble de sables
- Niveau violet (sables de base) - moyen fin
- Niveau violet (sables de base) - moyen fin
- Niveau gréseux blanc grossier à gros galets et graviers - litage subvertical fréquent
- Niveau gréseux blanc grossier à gros galets et graviers - litage vertical
- Niveau de coupe lithologique
- ||||| Sols : pinéplains antichistiques
- Affaissements récents actuels

- LEGENDE -

- ECHELLE -
 { Longueur
 { Épaisseur



COUPES LITHOLOGIQUES SÉRIÉES
 ET ESSAI DE RECONSTITUTION
 BATHYMÉTRIQUE DU BASSIN A LA FIN
 DE LA SEDIMENTATION GRÉSEUSE

CHAPITRE III

LES VARIATIONS GEOGRAPHIQUES D'ÉPAISSEUR ET DE FACIES DES GRES DE FLUMET

- Les résultats sont consignés sur la planche 35 (hors texte), où sont indiqués :
- en pointillé, la limite des affleurements gréseux actuels, (carte au 1/20 000^e),
 - en trait plein, le niveau de la coupe, dont l'intersection avec les limites géologiques situe l'affleurement, schématisé au 1/500^e,
- ce qui permet de proposer une reconstitution bathymétrique du secteur étudié, à la fin de la sédimentation gréseuse ;
- les différences de faciès y sont également précisées (se reporter à la légende).

I. - ANALYSE DES RESULTATS

A. - Les variations régionales NW-SE (voir les coupes "A" à "H" de la planche 35)

1. - Les épaisseurs

a) Les limites

Lorsque la série est complète, l'épaisseur est d'une vingtaine de mètres, le maximum étant de 23 m en A 64. Elle a pu être appréciée sûrement en plusieurs points, grâce à des falaises verticales :

- 20 m en A 72,
- 19 m en A 69 (Pont-sur-Flon),
- 20 m en A 19,
- 18 m à Flumet (sous le pont).

Localement, les grès n'existent pas et il ne s'agit pas d'une disparition après leur dépôt mais d'une absence initiale ; en effet, les dolomies reposent sur les micaschistes en A 33', près du col des Saisies (x = 926,47 ; y = 93,06) (feuille de St-Gervais-les-Bains, n° 5).

Le Lias est discordant sur le socle :

- en A 25, le long du Nant-Rouge, près du hameau de Plan Dernier,
- 200 m au Nord du hameau Vers-le-Bois, (à l'Est de Hauteluze) le Trias disparaissant progressivement entre le chalet de Clamart et ce hameau (près de la cote 1 368,5 - feuille de St-Gervais, n° 6).

En résumé : la série gréseuse n'est jamais très importante, son épaisseur oscille entre 0 et 20 m.

b) Les variations géographiques

La planche 35 met en évidence une variation d'épaisseur qui se produit du NW vers le SE :

- en se dirigeant de Flumet vers A 41, la puissance du grès diminue d'une vingtaine de mètres en A 13, à 4 m en A 32 (chapelle des Saisies), pour s'annuler en A 33'. L'épaisseur croît à nouveau ensuite jusqu'en A 41 où elle atteint 15 m ;
- comme l'évolution est analogue : de A 72 à A 41,
de A 75 à A 49,

on est amené à envisager, à la fin de la sédimentation gréseuse (voir pl. 39, P. 99) l'existence de deux bassins peu profonds séparés par un seuil dont l'orientation devait être analogue à celle de l'axe de la voûte du rameau externe, soit NE-SW.

Le premier, situé au NW sur l'ancienne aire subsidente houillère, sera appelé "Bassin de l'Arly".

Le second, sur l'existence duquel nous apportons quelques réserves en raison de lacunes d'observation ayant limité le nombre des mesures, et situé au SE, en partie sur l'emplacement actuel du synclinal médian, sera nommé " Bassin de Hauteluze".

Si l'existence de ce dernier pouvait être établie de façon sûre, cela confirmerait la thèse de P. BORDET (17) selon laquelle le synclinal médian serait apparu durant le Lias. D'après nos résultats sédimentologiques, sa mise en place se serait même effectuée durant la sédimentation gréseuse, donc au moins dès le Trias.

Cette façon de voir qui complète les résultats de J. SARROT-REYNAULD (96) et de Ph. LIARD (66) indiquant que les sédiments permo-triasiques se sont accumulés dans des grabens contemporains de la sédimentation, conduit à dire que le synclinal médian, accident d'âge tertiaire selon C. BORDET (16) correspond, en réalité, à une structure de même type d'origine hercynienne ou tardi-hercynienne.

Le terme "bassin", ne doit cependant pas prêter à confusion, et évoquer l'image de milieux fermés, relativement profonds et nettement individualisés.

Les différents indices recueillis font plutôt penser à une aire sédimentaire, subsidente, peu profonde, dont les pentes douces sont assimilables à des glacis peu inclinés, sur lesquels ou au pied des quels se réalise une sédimentation de plus en plus souvent sous-aquatique.

Il devient alors difficile de distinguer avec netteté les zones d'érosion, de transport et de dépôt, qui s'interpénètrent toujours quelque peu.

2. - Les faciès

a) Faciès sédimentologique

Les niveaux à litage horizontal Marrons (M), Verts (V) et Blancs (B) sont suivis assez facilement entre Flumet et Plan Dernier. Mais en progressant vers la vallée de Hauteluze, seul le niveau Marron devient reconnaissable dans les affleurements les plus tectonisés.

Si ces niveaux gardent, dans l'ensemble, d'un point à l'autre, les mêmes caractères sédimentologiques, il n'en est plus de même pour les niveaux grossiers dont la variation d'épaisseur horizontale est très rapide.

La diminution de puissance relevée en se dirigeant du NW vers le SE, en relation avec la disparition des grès à gros galets (G.C.) et des niveaux rubéfiés qui les surmontent, constitue une des preuves d'un apport venu du SE, comme il a déjà été dit p. 40.

b) Faciès tectonique

Dans la vallée de Hauteluze, c'est-à-dire sur la marge NW du synclinal médian, et dans le rameau interne,

- la schistosité, la dolomitisation, la séricitisation, la couleur verte, la silicification,

sont plus marquées que partout ailleurs.

Le développement de ces phénomènes est à envisager en relation avec la tectonique plus complexe de ces secteurs, il sera étudié dans la cinquième partie.

B. - Les variations NE-SW

1. - Les données

Elles sont fournies par les coupes stratigraphiques NE-SW :

- dans la vallée de l'Arly, d'Ugine à Flumet (pl. 29), p. 69).
- de N-D-de-Bellecombe au Cernix (pl. 25), p. 65).

2. - Interprétation

Les variations d'épaisseur du NE vers le SW sont en général faibles ; mais lorsqu'elles existent, elles sont très rapides, comme le montre bien le passage de l'affleurement A 52 à A 54, seulement distants de 400 m (pl. 25).

C'est l'indice qu'à la surface de la pénélaine pointaient çà et là de petits flots.

Les variations de faciès sont également rapides, sauf pour les quelques niveaux gréseux fins déjà signalés précédemment, et que l'on pourra suivre dans tout le secteur étudié.

Elles concernent surtout les niveaux grossiers qui s'enrichissent, par exemple, en graviers ou en galets brusquement, lorsqu'on se déplace de quelques mètres, tandis que leur épaisseur grandit, ou inversement.

C. - Les variations dans les deux directions, NE-SW et NW-SE

1. - Les données

seront retrouvées sur la planche 15, p. 55

2. - Interprétation

Ce sont les mêmes faits qui ressortent dans le secteur de Flumet : les dénivellations du socle sont soulignées par la variation d'épaisseur de la séquence majeure basale, suivie avec précision en A 13, le long de la route menant de Flumet à N-D-de-Bellecombe.

D. - Les variations latérales proches

1. - Les données

consulter la planche 16, p. 56

2. - Interprétation

La coupe effectuée le long du Nant-du-Milieu permet de suivre sans interruption la falaise gréseuse pendant 200 mètres. L'extrême variabilité latérale d'épaisseur, précédemment notée, se manifeste sur toute la longueur de la coupe, prouvant ainsi son caractère général, d'autant plus visible que l'affleurement est continu.

II. - CONCLUSIONS

A. - PALEOGEOGRAPHIQUES

La sédimentation gréseuse s'est effectuée sur un socle métamorphique en voie de pénélaination, hérissé d'flots et au relief accidenté dans le détail.

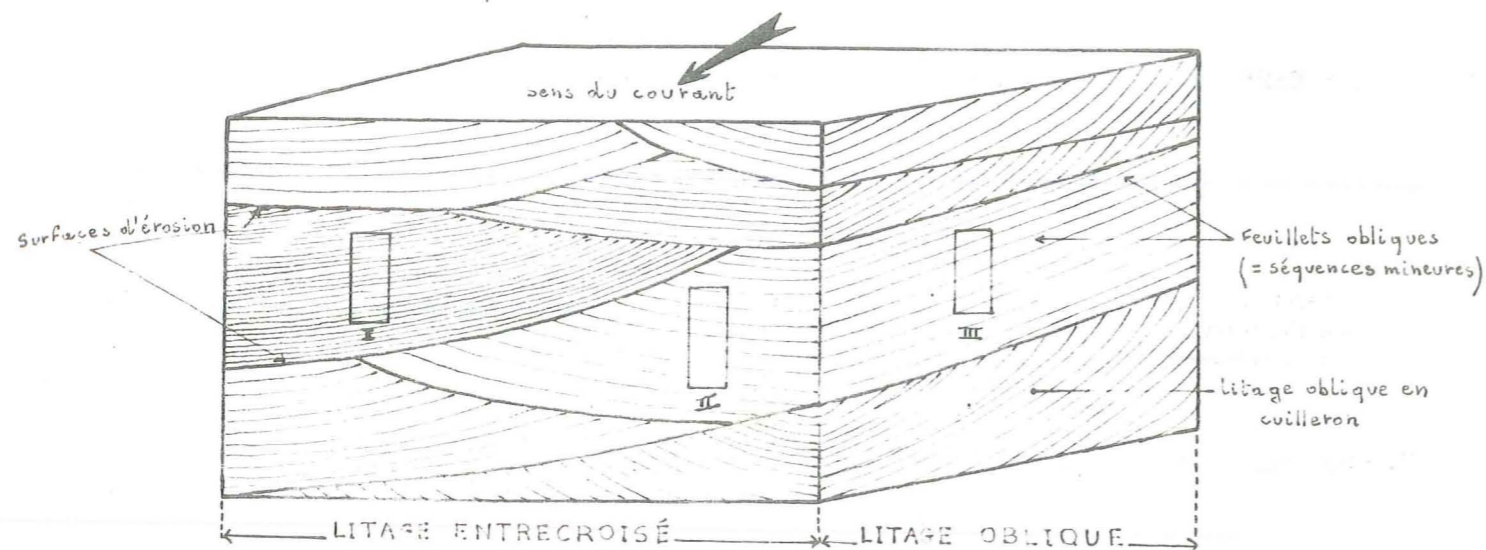
Elle s'est déroulée d'abord dans un bassin peu profond, celui de l'Arly, pâle survivance de l'ancien bassin houiller mais de plus grande extension.

Plus tard, elle a pu se dérouler également plus à l'Est, dans un second bassin, sorte de sillon subsident, situé approximativement sur l'emplacement actuel du synclinal médian, séparé alors du précédent par un dôme.

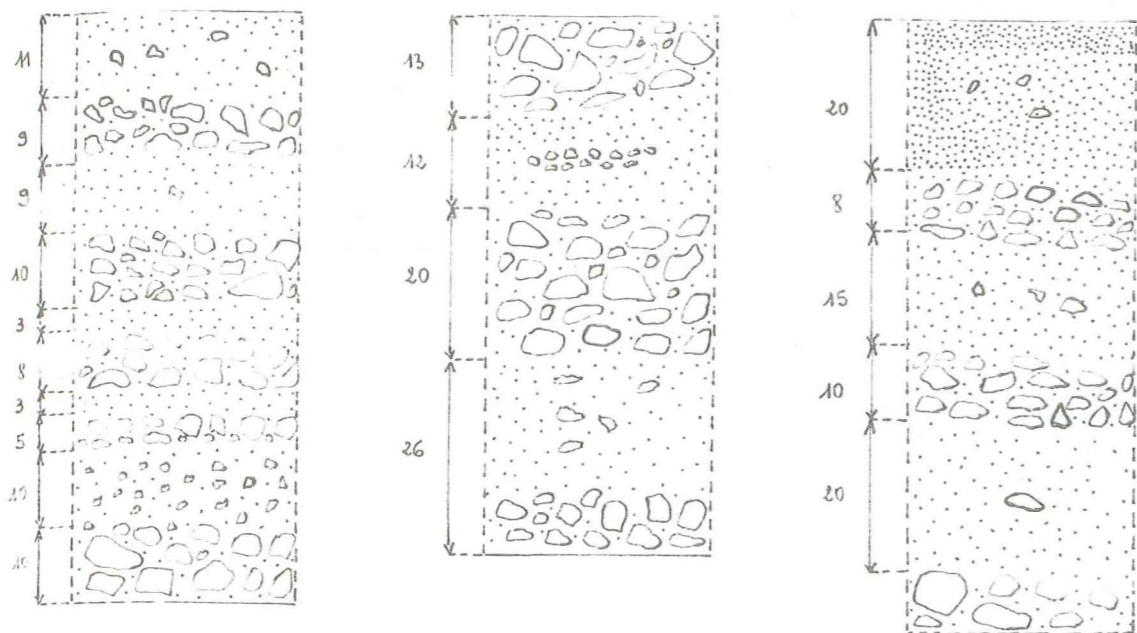
B. - SEDIMENTOLOGIQUES

Les variations d'épaisseur et de faciès constatées à la base de la série gréseuse montrent qu'il n'y a pas identité de dépôt en tous points, fussent-ils proches, ce qui évoque une sédimentation de type continental.

Il n'en est plus de même vers le sommet de la série gréseuse, caractérisée par un dépôt régulier et uniforme, dans un milieu peu profond.



STÉRÉOGRAMME DÉFINISSANT LES
STRATIFICATIONS OBLIQUES ET ENTRECROISÉES



A71 (II)

A74 (II)

A72 (III)

SÉQUENCES MINEURES OBSERVÉES DANS

LES BANCS GRÉSEUX GROSSIERS DE LA

BASE (échelle: 1/10)
en cm

CHAPITRE IV

ANALYSE SEQUENTIELLE DES GRES DE FLUMET

Au cours de ce chapitre nous emploierons, pour distinguer les différentes séquences, la terminologie suivante :
- la séquence mineure, encore appelée rythme mineur, représente un dépôt élémentaire qui débute toujours par des galets, ou par un grès grossier, surmontés d'un sédiment plus fin, grès moyen ou fin selon le cas, et qui se termine par des pélites lorsque la séquence est complète, ce qui est assez rare.

- la séquence majeure, ou rythme majeur, plus simplement appelée banc, est une suite de séquences mineures, qui conduit des éléments détritiques grossiers aux éléments fins ou pélitiques, suivant diverses modalités qui seront analysées.

Une grano-décroissance verticale vers le sommet y est toujours notée. Une succession de grès grossiers à litage entrecroisé et de grès fins à moyens, localement rubéfiés, constitue un rythme majeur.

- la mégaséquence apparaît donc comme un ensemble de rythmes majeurs, allant cette fois des éléments détritiques aux éléments chimiques.

Le Trias germanique représente l'exemple classique d'une mégaséquence.

I. - LES SEQUENCES MAJEURES DE LA ZONE I DE LA SERIE VIRTUELLE (cf. pl. 34, p. 74 et pl. 38, p. 86)

A. - Analyse lithologique

1. - Analyse lithologique de la base grossière à galets et à litage entrecroisé (pl. 36, p. 78).

Elle est constituée par une suite de séquences mineures, dépôts élémentaires correspondant au comblement d'un chenal et, selon qu'elles sont observées parallèlement ou perpendiculairement à l'axe d'écoulement, elles seront distinguées par les chiffres "I", "II", "III", qui les situe dans le stéréogramme de la planche citée.

a) Description de ces séquences mineures

Trois types ont été distingués :

* LA SEQUENCE MINEURE EST NETTE (Photo 30, p. 80).

- Deux cas sont possibles :

- dans l'un (en A 72 III, par exemple) la séquence débute par 8 cm de gros galets disposés en vrac, auxquels succède, brusquement, sur 20 cm, un grès grossier comportant quelques galets épars, de tailles diverses.

La grano-décroissance ascendante est donc brutale.

- dans l'autre, (schématisé par la séquence A 71 II, pl. 36), se succèdent, du bas vers le haut,

- 10 cm de gros galets, disposés en désordre,
- 10 cm de grès grossiers à galets, dont la taille diminue vers le sommet,
- 1 cm de grès grossiers.

La grano-décroissance est plus lente.

- Interprétation

La genèse de ces dépôts élémentaires peut s'imaginer de la façon suivante :

- dans le cas le plus fréquent où la grano-décroissance est brutale, le lit à galets s'est déposé au cours d'un épisode de haute énergie, qui, compte tenu du litage entrecroisé signalant la présence de chenaux divagants, peut être un épisode torrentiel engendrant une crue violente, suivie aussitôt par une période d'accalmie, durant laquelle la capacité de transport du cours d'eau diminue, permettant une sédimentation plus fine.

Lorsque la grano-décroissance est progressive, l'accalmie s'est instaurée peu à peu, et le granoclassement vertical est meilleur.

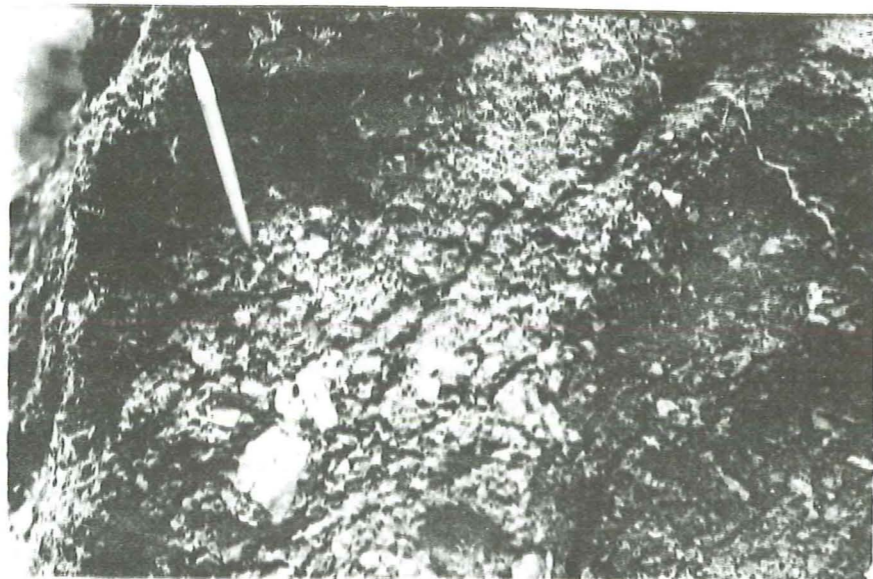


Photo 30 - A 72 - Base de banc -
 - Litage NW-SE sur la photo souligné par des lits de galets.
 - Les séquences mineures sont mal individualisées. Le banc gréseux est sculpté par la schistosité NE-SW pouvant créer un pseudo-litage.

✕ LA SEQUENCE MINEURE EST PEU VISIBLE

- Le fait est observé en A 71 II, où la séquence montre de la base vers le sommet :
 - 8 cm de galets en désordre,
 - 3 cm de grès grossiers comportant çà et là quelques galets, surmontés du dépôt de la séquence suivante.

- Interprétation

Elle est moins visible parce que son terme sommital est mince. La faible épaisseur du niveau gréseux peut être attribuée à une érosion causée par la crue suivante.

Lorsque plusieurs séquences de ce type se succèdent, elles deviennent difficiles à distinguer car elles sont ainsi "fondues" l'une dans l'autre.

Si, de plus, elles sont tronçonnées par la divagation des chenaux, ce qui est fréquent, la lithologie de ces bancs s'avère complexe, voire indéchiffrable.

✕ LA SEQUENCE MONTRE DES TRACES D'EROSION

L'affleurement A 74 montre de petites rigoles développées dans la partie supérieure gréseuse de quelques séquences mineures.

C'est la preuve que la crue, en déposant les galets, a agi à la manière d'une "chasse d'eau" sur les termes sous-jacents qui ont été érodés.

b) L'épaisseur des séquences mineures, variations verticales du rapport S

Afin de connaître les variations de la compétence de l'agent transporteur dans le temps, le rapport S qui définit les relations existant entre l'épaisseur de la partie à galets et la partie gréseuse de chaque rythme mineur a été calculé à partir de l'affleurement le plus net de la zone I de la série gréseuse.

Une variation négative de ce rapport, observée verticalement du bas vers le haut, à l'échelle d'un rythme majeur signifie une baisse de compétence de l'agent transporteur. C'est, bien sûr, l'inverse dans le cas contraire.

- Données (en cm)

Tableau I relatif à l'affleurement A 70

N° du banc		Epaisseur de la séquence mineure	Epaisseur de la partie à galets	Epaisseur de la partie gréseuse	Rapport S
Non chiffré (X)	Sommet	20	9	11	0,8
		19	10	9	1,1
		11	8	3	2,6
		8	5	3	1,6
	base	20	10	10	1
Lacune d'observation					
I	Sommet	26	8	18	0,4
		23	14	9	1,5
	base	26	20	6	3,3

- Interprétation

- L'épaisseur est dans l'ensemble décimétrique, elle varie entre 8 et 26 cm, la moyenne étant voisine de 20 cm.
- Le rapport S montre que la partie gréseuse de chaque séquence devient de plus en plus épaisse en montant vers le sommet du banc I.

C'est la preuve que l'accalmie se généralise au niveau du rythme majeur. Mais il est des résultats différents qui obligent à nuancer ce qui précède.

En effet, les variations verticales irrégulières de l'épaisseur du lit à galets (banc X), appartenant à des séquences successives, traduisent bien l'intensité variable des crues. Cette irrégularité verticale observée en d'autres points est finalement le trait dominant de cette sédimentation, évoquant la brutalité d'un climat instable.

c) Variations granulométriques horizontales dans une séquence mineure

Un granoclassement latéral a été observé à la base d'un chenal, en A 70. Les plus gros galets étaient situés au centre, là où la force du courant devait être la plus grande.

d) Nombre de séquences mineures par banc

Les données : tableau 2, p. 82

- Conclusion

Il est variable, compris entre 3 et 4 pour les trois affleurements étudiés.

e) En résumé

Chaque séquence mineure représente un rythme correspondant à une crue suivie d'une période d'accalmie.

Les séquences sont presque toujours incomplètes et on n'y observe qu'exceptionnellement le terme pélitique (qui existe en A 13, par exemple).

La partie gréseuse, peu épaisse, présente souvent des traces d'érosion causées par des crues qui agissent à la manière d'une "chasse d'eau" sur les termes sous-jacents qu'elles remanient.

Ainsi la base grossière de chaque rythme majeur est marquée par une sédimentation fondamentalement rythmique.

Le nombre et l'épaisseur des séquences varient rapidement d'un banc à l'autre, horizontalement et verticalement : ce sont là les signes d'un dépôt de type chenaux divagants, commandé par un climat à alternances saisonnières marquées sans que l'on puisse préjuger du rythme, annuel, décennal, centenaire ou millénaire des saisons.

2. - Analyse lithologique des niveaux gréseux sommitaux

Ils constituent des sommets de séquence majeure, localement rubéfiés dans la vallée de l'Arly et le secteur de N-D-de-Bellecombe.

Ils sont fins et micacés, faisant transition brusquement avec les grès grossiers sous-jacents. Ils réalisent partout un dépôt fin, fonction d'une accalmie climatique constamment perturbée par des crues d'ampleur variable, créant des rigoles ou microchenaux de dimensions diverses, dans lesquels se dépose en vrac un matériel graveleux.

Le terme pélitique y est rarement observé, sauf en A 72, par suite d'une érosion constante, plus ou moins importante, imputable aux dépôts postérieurs.

B. - Analyse stratigraphique

En raison de la grande variabilité latérale de faciès et d'épaisseur, une telle analyse s'avérait difficile. Pour permettre d'établir d'éventuelles corrélations stratigraphiques entre affleurements, cette étude a été réalisée à partir de trois affleurements favorables, peu distants l'un de l'autre et appartenant au même niveau stratigraphique (base de la série gréseuse).

Parmi les paramètres proposés par l'analyse stratigraphique, j'ai choisi celui qui s'adaptait le mieux à mes sédiments, à savoir le rapport P défini ainsi :

$$\text{Rapport P} = \frac{\text{épaisseur de la partie gréseuse fine}}{\text{épaisseur de la partie gréseuse grossière à galets}} = \frac{\text{GF}}{\text{GG}} \text{ de chaque rythme majeur.}$$

1) Les données : le chiffre I correspond au banc inférieur. Chaque banc I est discordant sur le Houiller.

Tableau 2

N° de l'affleurement	N° du banc (du bas vers le haut)	Épaisseur du banc en cm	Nbre de séquences	Rapport P
A 70	2	120	3	0,50
	1	80	3	0,06
A 71	3	196	?	0,46
	2	62	?	0,16
	1	245	?	0,49
A 72	4	170	?	0,29
	3	144	3	0,20
	2	120	4	0,16
	1	130	3	0,07

2) Analyse des résultats et interprétation concernant :

- A 72

Les rapports montrent clairement que la sédimentation fine devient de plus en plus importante, à l'échelle de la séquence majeure, au fur et à mesure que l'on monte dans la série.

C'est le signe de l'installation d'une accalmie progressive, vérifiée par l'évolution du premier centile (p. 125.)

- A 71

Les variations sont devenues irrégulières et les corrélations sont impossibles entre A 72 et A 71, distants de 200 m.

- A 70

Les bancs I de A 72 et A 70 sont corrélables, mais sont-ils pour autant contemporains ?

3) Conclusions

On aboutit à l'échelle de la séquence majeure, aux mêmes constatations que pour les séquences mineures. Il est illusoire de vouloir pratiquer des corrélations stratigraphiques fines, entre affleurements, même s'ils sont nets et proches. Cette impossibilité est due à la grande variabilité latérale et verticale, qui porte la marque d'une sédimentation du type chenaux divagants.

Les seules corrélations qui puissent être tentées doivent l'être à partir d'un ensemble de caractères tels que :

- l'épaisseur des séquences,
- la couleur,
- le degré de dolomitisation,
- la pétrographie et l'analyse séquentielle,

qui permettront de situer approximativement un affleurement donné, dans la série virtuelle locale.

II. - LES SEQUENCES MAJEURES DES ZONES II ET III DE LA SERIE VIRTUELLE (pl. 34, p. 74).

Elles seront étudiées en A 19 et A 20, le long du Nant-du-Milieu. La planche 37^P représente quelques unes des séquences mineures (A 19 I et A 21 III). (p. 84).

A. - La séquence majeure

Sa structure est semblable à celle de la zone I. La base est toujours constituée par un grès grossier graveleux que surmonte le niveau gréseux moyen à fin de couleur gris clair ou verdâtre.

B. - Analyse lithologique

1. - Analyse lithologique des grès grossiers

Ils comportent une succession de séquences mineures, dont voici les caractères :

a) description

Les séquences débutent par un mince lit de galets, de tailles diverses, toujours en désordre. Lorsqu'ils sont nombreux, comme en A 19 I, les rythmes mineurs sont facilement décelables. Il n'en est plus de même dans le cas contraire, schématisé en A 21 "III". Les rythmes deviennent alors indissociables les uns des autres.

Dans l'ensemble les séquences mineures de ces bases de bancs sont caractérisées de la même façon que dans la zone "I". En effet :

- les rythmes sont toujours incomplets, parce qu'érodés,
- ils ne sont jamais nets par manque de classement,
- la grano-décroissance y est rapide, brutale.

Mais la taille des galets est devenue inférieure à 20 mm, c'est donc que la compétence des cours d'eau a diminué depuis la base de la série ; les récurrences grossières sont toujours possibles.

b) nombre de séquences mineures par séquence majeure

Elles sont maintenant plus nombreuses qu'à la base. On en compte 12 pour 87 cm en A 19, par exemple.

c) épaisseur des séquences mineures

En conséquence, celle-ci diminue, par exemple :

- en A 13, elle est comprise entre 2,5 et 4 cm ($\frac{n}{2} = 3$ cm)
- en A 19, elle est comprise entre 2,5 et 7 cm ($\frac{n}{2} = 3$ cm)
- en A 21, elle est comprise entre 7 et 10 cm ($\frac{n}{2} = 5$ cm).

Verticalement il existe une variation qui s'opère de façon irrégulière. Les séquences mineures sont devenues infra-centimétriques sous le niveau quartzitique blanc.

d) signification du débit en dalles

Il est fréquent et souvent dû à la schistosité. Cependant, dans certains cas, la tectonique peut avoir souligné le litage, la cassure s'étant alors effectuée à la base du lit grossier de la séquence mineure.

Pour l'affleurement A 21, c'est bien ce que confirme la granulométrie :

- sommet de séquence : échantillon 30³, médiane = 675 microns, ciment 4,5 % ;
- base de la séquence : échantillon 29, médiane = 750 microns, ciment 3 %.

Si les dalles correspondent parfois à des rythmes mineurs, elles ne constituent pas un critère suffisant pour déterminer le litage avec certitude dans une zone très diaclasée.

e) en résumé

Ces niveaux grossiers résultent d'une sédimentation rythmique. Hormis la baisse de compétence, les caractères énoncés pour la zone "I" de la série virtuelle restent valables ici.

2. - Analyse lithologique des grès moyens à fins sommitaux

Leurs caractères sont analogues à ceux de la zone "I", et l'interprétation que l'on en peut donner reste la même. (cf. p. 81).

III. - LES NIVEAUX GRESEUX MOYENS A FINS A LITAGE HORIZONTAL (pl. 34, p. 74).

Ce sont les niveaux blanc, vert et marron.

Comme le montre la planche 34, ils constituent les sommets des zones II, III, IV.

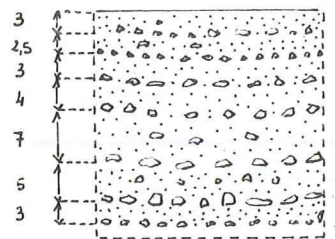
A. - Le niveau blanc (B) - Zone II de la série virtuelle

Localisation typique : A 64 et A 65.

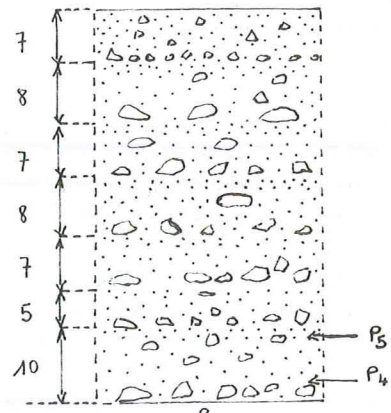
1. - La séquence majeure

Elle peut se résumer par la succession suivante, relevée en A 64 :

- à la base, 10 cm de grès grossiers à moyens, à litage entrecroisé ;
- puis 46 cm d'un grès blanc quartzitique à litage horizontal.

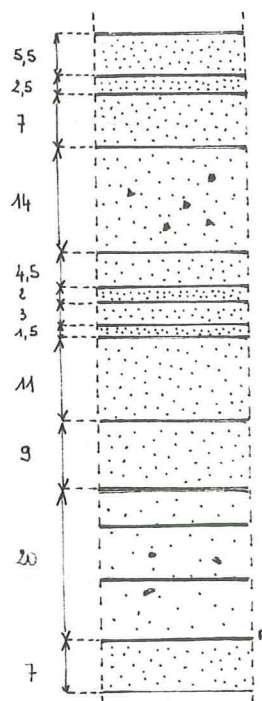


A₁₉ (I) - 1/10^e

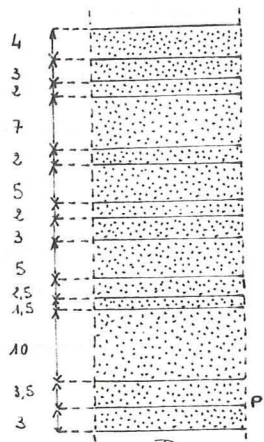


A₂₁ (III) 1/10^e

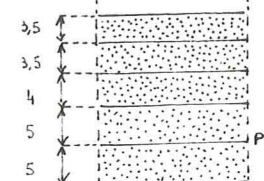
AUTRES EXEMPLES DE SÉQUENCES MINEURES OBSERVÉES
DANS LES NIVEAUX GRÈSEUX GROSSIERS



A₆₄ - niveau vert
(x 1/10^e)

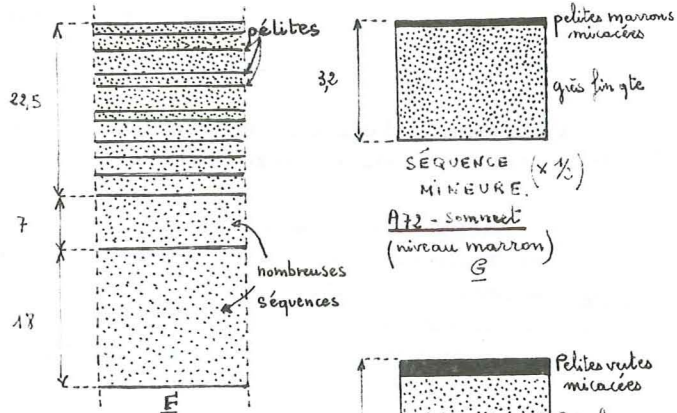


A₇₀ - sommet 1/10^e

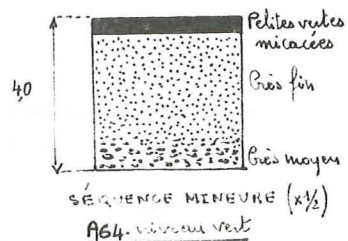


A₆₄ - niveau marron
(x 1/10^e)

P = niveaux pélitiques et —
unité de mesure: le cm.



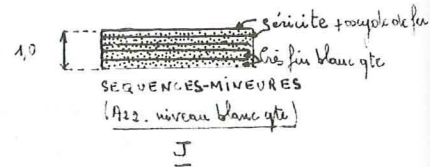
A₂₃ - niveau grès blanc (x 1/10^e)



A₆₄ - niveau vert



A₆₄ - niveau marron



A₂₂ - niveau blanc qte

EXEMPLES DE SÉQUENCES MINEURES OBSERVÉES
DANS LES NIVEAUX GRÈSEUX FINS

2. - Les séquences mineures

- Certaines d'entre elles sont schématisées sur la planche 37, (fig. J). En voici les principaux caractères :
- elles débutent toujours par un grès moyen ou fin, et se terminent par un mince horizon pélitique marron micacé ;
- leur épaisseur est comprise entre 5 mm et 0,20 mm ($\frac{n}{2} = 1$ mm) pour l'échantillon 49 ;
- rapport partie gréseuse - partie pélitique de chaque séquence :
 - les épaisseurs, exprimées en 1/10 e de mm, proviennent du même échantillon.

GRES	PELITES
25	10
15	10
25	5
10	10
10	10

la sédimentation pélitique fine devient donc importante dans ce niveau blanc.

- En conclusion

Ces différentes indications évoquent bien un dépôt rythmique de type pelliculaire, qui s'est effectué dans un bassin peu profond probablement en voie de comblement.

B. - Le niveau Vert

Les séquences mineures débutent par un grès grossier moyen à fin, auquel fait suite un mince niveau pélitique vert, micacé.

Il n'y a pas de grano-décroissance nette dans la partie gréseuse. Lorsque celle-ci devient plus grossière, on rencontre exceptionnellement quelques graviers.

L'épaisseur est comprise entre 2 et 14 cm, avec une moyenne de 5,5 cm pour l'affleurement A 64.

Comme pour le niveau précédent, il s'agit d'un dépôt rythmique, de type pelliculaire.

C. - Le niveau Marron

Il n'offre rien de fondamentalement différent de ce qui précède. L'épaisseur des rythmes mineurs concernant l'affleurement A 72, est comprise entre 2 cm et 10 cm ($\frac{n}{2} = 4$ cm), et nous sommes conduits aux mêmes conclusions que précédemment.

IV. - LES CARACTERES DE LA SERIE GRESEUSE (pl. 34) p. 74).

Au terme de ce chapitre, trois épisodes sédimentologiques peuvent être distingués, au cours de la sédimentation gréseuse. Ils seront nommés "A", "B", "C", voici leurs principales caractéristiques :

- "A" (ZONE I) (pl. 38) p. 86).

Il se traduit par un ou plusieurs rythmes majeurs, on y reconnaît :

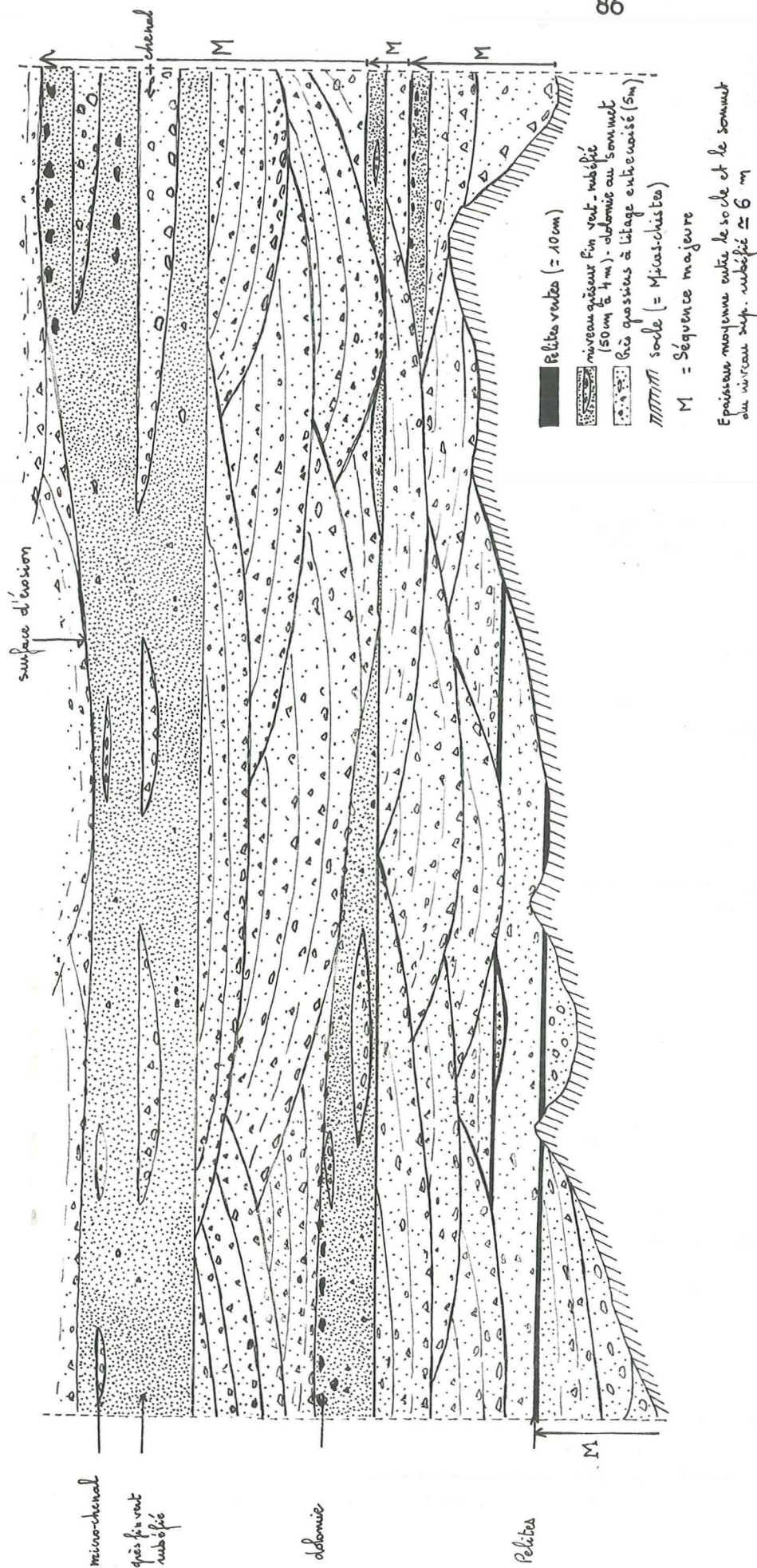
- des séquences mineures décimétriques,
- des niveaux fins micacés, rubéfiés, dolomités par taches,
- de longs galets.

- "B" (ZONES II et III)

Il correspond à :

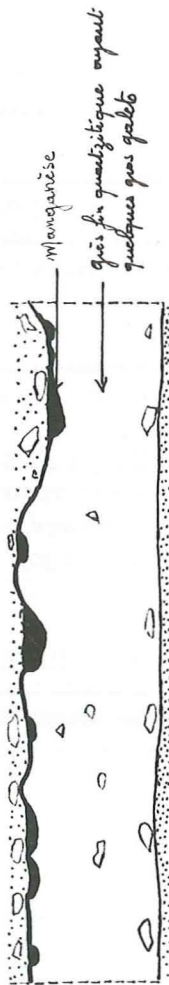
- plusieurs rythmes majeurs,
- des séquences mineures centimétriques,
- des niveaux fins quartzitiques blancs, dolomités,
- les gros galets y sont exceptionnels, on y rencontre surtout des graviers.

Cet ensemble, plus fin que le précédent, se termine par un niveau quartzitique blanc, indiquant une sédimentation calme, de type pelliculaire à séquences millimétriques.



SCHEMA TRADUISANT LES RAPPORTS STRATIGRAPHIQUES PROBABLES ENTRE LES DIFFERENTS FACIES OBSERVÉS A LA BASE DE LA

SÉRIE GRÉSEUSE



NIVEAU QUARTZITIQUE FIN TARAUDÉ (1/64 au 1/100)

- " C " (ZONE IV)

Ce dernier épisode est d'abord caractérisé par des grès grossiers comportant rarement des galets, auxquels succèdent des niveaux gréseux à litage horizontal, dont les caractères sont les suivants :

- les séquences mineures centimétriques sont souvent couronnées par des rides ;
- le ciment carbonaté y est abondant,
- la couleur verte ou marron, domine.

La sédimentation de type pelliculaire est devenue prépondérante.

V. - CONCLUSIONS

La série gréseuse est composée d'une succession de rythmes majeurs, presque toujours incomplets au sommet car érodés, à travers lesquels, pour les termes inférieurs grossiers, se devine l'empreinte d'une sédimentation de type deltaïque brutal, provoquant un comblement saccadé et rapide des aires sédimentaires.

Leur font suite des dépôts plus fins micacés, à récurrences grossières, que l'on sait atteints par des phénomènes pédogénétiques, qui indiquent une mise à l'air et une absence de sédimentation nécessaires à l'installation des sols.

C'est ce style de dépôt qui va se poursuivre dans le temps, avec les mêmes caractères généraux mais en s'affinant et auquel succèdera une sédimentation de type pelliculaire, contrastant avec les dépôts antérieurs.

Quelle origine faut-il attribuer à une telle rythmicité ?

- La divagation des chenaux, si elle explique bien le litage entrecroisé, ainsi que les variations latérales de faciès et d'épaisseur, remarquées à la base de chaque banc, ne saurait rendre compte à elle seule de la genèse complète du rythme majeur, plutôt commandée par un climat à saisons alternantes : l'érosion et les épandages s'effectuant pendant la saison pluvieuse (voir 4e partie), la saison sèche favorisant au contraire la sédimentation plus fine, puis l'installation des sols

- Ces deux mécanismes ne suffisent cependant pas à expliquer l'évolution sédimentologique verticale, à l'échelle de la série gréseuse. Sans doute pourrait-on y voir une modification climatique, mais ce serait contraire aux données exposées p.143, indiquant que le climat rubéfiant n'avait guère varié tout au long de la série gréseuse, voire même jusqu'au début de la sédimentation carbonatée.

- Le passage progressif dans le temps, de cette sédimentation continentale au milieu marin franc, évoque plutôt une subsidence généralisée et graduelle de Belledonne, ayant favorisé l'ouverture du bassin et la transgression.



Photo 31 A 69 - Pont-sur-Flon - La série carbonatée du Trias bien litée apparaît légèrement plissée. Sur la droite développement de cargneules -

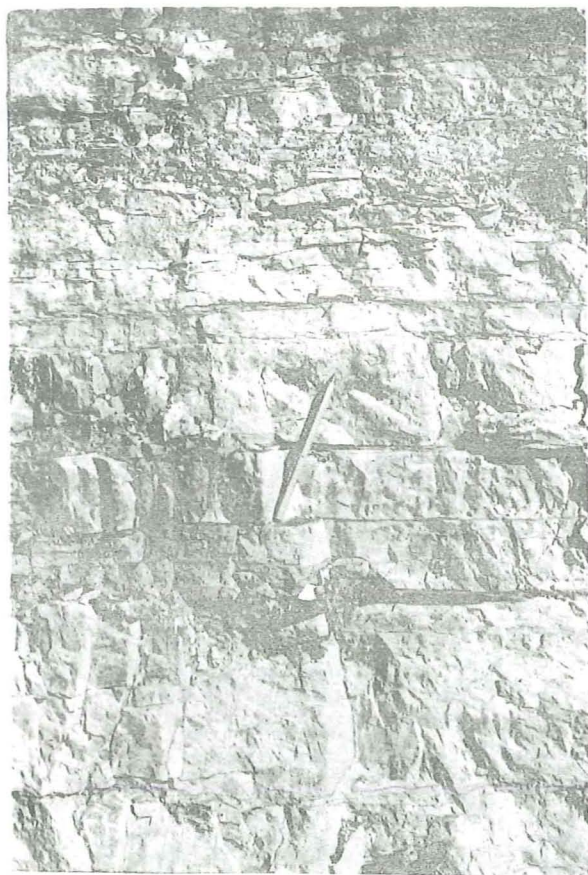


Photo 32 A 69 - Détail : alternance de petits bancs dolomitiques et de minces horizons pélitiques -

CHAPITRE V

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEQUENTIELLE DE LA SERIE CARBONATEE

I. - LES DIFFERENTS FACIES

La série carbonatée débute par des dolomies, auxquelles succèdent verticalement des cargneules. C'est à la partie supérieure que se situe le niveau d'évaporites, comportant du gypse et de l'anhydrite.

A. - Les dolomies

De couleur jaune pâle, ou plus rarement bleutées, elles surmontent progressivement, en concordance absolue, la série gréseuse, comme on peut l'observer dans les virages de Pont-sur-Flon où ces roches constituent une falaise (photo 31). Ce faciès est également visible en A 51 près des Reys, au col des Saisies (A 34) et en A 59, au NE du Cernix. Des schistes dolomitiques, appartenant également à ce niveau, se remarquent localement à la Girotte.

Dans tous les cas, les dolomies affleurent en petits bancs, d'épaisseur régulière, alternant avec de très minces niveaux pélitiques marrons ou noirs (voir photo 32).

Leur épaisseur est difficilement appréciable, en raison du développement anarchique des cargneules, qui se manifeste un peu partout dans la série. C'est à Pont-sur-Flon que ce niveau dolomitique montre le plus de puissance, dont le maximum semble être une vingtaine de mètres.

B. - Les cargneules

Ce sont des roches vacuolaires, dures, jaune clair, qui offrent toujours un important développement constituant le sommet de la série carbonatée.

Lorsqu'elles émergent des pâturages, elles constituent souvent des alignements chaotiques, dont les plus beaux exemples se trouvent sur le versant NE du lac de la Girotte, et dans le secteur du Signal de Bisance (photo 2), p. 2).

Elles n'offrent pas toujours le même aspect :

- celles qui apparaissent sporadiquement en pleine série dolomitique plissée surtout abondantes dans les charnières anticlinales, montrent une trame jaune sale, parsemée de petites cavités polyédriques remplies d'une substance jaune beige, de nature dolomitique. Leur aspect est bréchoïde.

Dès que ces roches sont à l'air libre, les cavités se vident, et c'est ainsi qu'elles deviennent vacuolaires. Elles représentent des dolomies tectonisées, comme nous le verrons dans le chapitre V de la cinquième partie, p. 167.

Sous l'influence d'actions météorologiques prolongées, ces cavités, d'abord anguleuses s'arrondissent. Elles sont souvent recristallisées et tapissées de beaux cristaux de calcite.

Mais il en est d'autres, qui malgré leur aspect vacuolaire, ont une tout autre origine : celles-ci sont, au contraire, interstratifiées dans les dolomies et possèdent des éléments polygéniques.

De toute évidence, ces cargneules sont de véritables brèches sédimentaires, dont l'étude sera poursuivie au cours de ce chapitre.

- En résumé

La série carbonatée débute toujours par des dolomies ordinairement bien litées auxquelles font suite verticalement des cargneules, qui sont :

- soit des brèches sédimentaires,
- soit des fausses brèches, d'origine tectonique.

II. - ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

Il n'a guère été possible d'apporter beaucoup de finesse à cette analyse, en raison des laminages, des variations rapides de faciès et du petit nombre d'affleurements exploitables.

La coupe la plus précise dont nous disposons a été relevée dans une écaille ; elle a cependant été retenue, du moins partiellement, afin de tirer parti des données nouvelles qu'elle fournissait.

A. - Coupes stratigraphiques

1. - Affleurement D du versant SW du lac de la Girotte (pl. 32; p. 72).

Cette coupe offre la succession suivante, du bas vers le haut :

- grès grossier devenant quartzitique vers le sommet (4 m) ;
- lacune d'observation (50 cm) ;
- niveau dolomitique irrégulièrement lité, d'un jaune ponctué de rouille (6 m) (pyrite oxydée) ;
- cargneules à faciès bréchoïde (1 m) ;
- dolomie blanche compacte, sans litage apparent (2 m) ;
- cargneules supérieures dont la limite avec les termes sous-jacents est nette ;
- lacune d'observation.

C'est dans ce niveau supérieur qu'apparaissent les trous de dissolution, indices de présence d'évaporites.

2. - Affleurement C du versant NE du lac de la Girotte

Se reporter à la planche 38 a., p. 92.

- En résumé

La série carbonatée est constituée par une alternance de niveaux dolomitiques et de cargneules.

Le rameau externe n'a pas fourni de faits plus précis, sinon que la série débute par des dolomies jaunes très bien litées (A 72, A 56, A 32), auxquelles succèdent des cargneules dont l'allure chaotique interdit toute stratigraphie sérieuse.

B. - Les dolomies

1. - Analyse lithologique et séquentielle (photos 33 et 34)

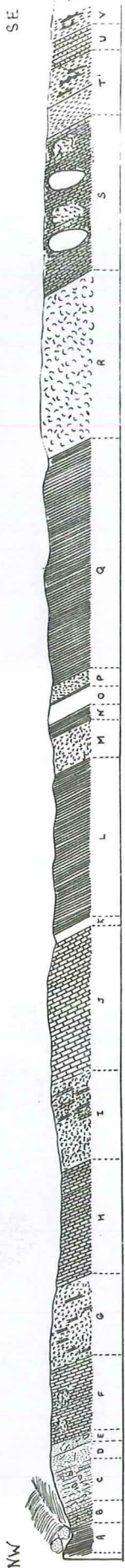
Cette étude concerne trois affleurements à la base de la série, choisis dans le rameau externe (A 51, A 59, A 69).



Photo 33 A 59 - Organisation séquentielle -
Succession de petits bancs dolomitiques fracturés et calcitisés -



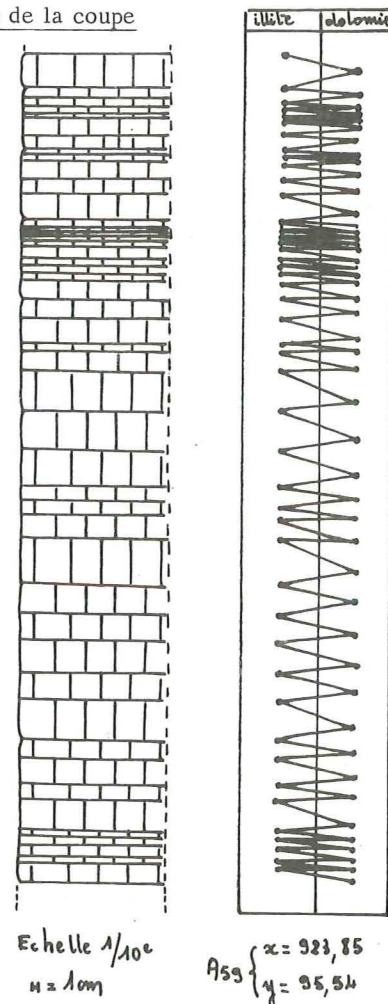
Photo 34 A 59 - Surface de banc dolomitique -
Les fractures sont orientées comme les plans de schistosité du socle -



A 30m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
B 50m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
C 30m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
D 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
E 50m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
F 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
G 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
H 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
I 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
J 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
K 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
L 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
M 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
N 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
O 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
P 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
Q 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
R 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...
S 10m bancs argiles carbonatées (Schistifères) ...

- Coupe lithologique de l'affleurement C du versant NE du lac de la Grotte

a) analyse de la coupe



Coupe stratigraphique et courbe lithologique d'un niveau carbonaté (A 59)

b) analyse stratonimique

Les données consignées dans le tableau ci-dessous sont exprimées en cm.

N° de l'affleurement	épaisseur mesurée	nombre de strates	épaisseur moyenne = x	épaisseur maximale d'une strate = y	épaisseur minimale d'une strate = z	x $\begin{cases} y \\ z \end{cases}$	argiles carbonatées
A 59	302	70	4,28	9	0,5	4,28 $\begin{cases} 9 \\ 0,5 \end{cases}$	1/40e
A 51	58	13	4,46	9	0,5	4,46 $\begin{cases} 9 \\ 0,5 \end{cases}$	
A 69	114	32	3,56	10	0,5	3,56 $\begin{cases} 10 \\ 0,5 \end{cases}$	

- Interprétation

Le niveau dolomitique est donc constitué de bancs peu épais, qui s'affinent encore lorsqu'on monte dans la série, comme le montre l'affleurement C de la Grotte. On y observe alors des schistes dolomitiques, rencontrés aussi ailleurs, par exemple sous la croix, près de l'appui NE du barrage, dont l'épaisseur moyenne des rythmes mineurs est réduite à des feuillettes de l'ordre du cm.

2. - Analyse chimique

a) dolomies à minces filonnets - échantillon 59 de A 59

- Coloration au bleu Trypan :

On se reportera à la page 156 où la méthode a été exposée.

Elle indique que :

- les filonnets qui sillonnent la roche sont calcitiques,
- la matrice, c'est-à-dire l'essentiel de la roche est de la dolomie.

Ce dernier résultat a été confirmé par une analyse aux rayons X.

- Analyse aux rayons X, effectuée sur la fraction argileuse

C'est de l'illite, des traces de quartz et de feldspaths sont notées.

- Analyse par voie humide :

Perte au feu	36,70
Si O ₂	15,80
Fe ₂ O ₃	1,04
Al ₂ O ₃	6,26
Mn ₃ O ₄	0,10
Ti O ₂	0,15
Ca O	25,10
Mg O	14,20
Total	99,35 %

L'importance du Ca O est due en réalité à la nature calcitique des filonnets. On notera également le fort pourcentage de Si O₂ qui est en rapport avec la silicification de ces carbonates.

- En résumé

Ces roches finement litées sont des dolomies riches en silice, dans l'échantillon 59, veinées de filonnets calcitiques.

b) dolomies à larges filonnets - échantillon 62 de A 52

Perte au feu	39,75
Si O ₂	7,40
Fe ₂ O ₃	0,80
Al ₂ O ₃	1,70
Mn ₃ O ₄	0,05
Ti O ₂	0,10
Ca O	43,75
Mg O	5,70
Total	99,25 %

On remarquera l'abondance de Ca O en relation avec le développement des filonnets.

3. - Analyse pétrographique

a) les macrofaciès

Dans les niveaux dolomitiques, les échantillons présentent toujours le même aspect. La partie carbonatée, jaune pâle ou bleue, à grains très fins, est parcourue par des filonnets d'épaisseur variable, qui recoupent verticalement les bancs. On sait (voir chapitre I, p. 17) qu'ils représentent de petites fractures minéralisées, dont l'orientation est calquée sur celle du socle (photo 34, p. 91).

Leur tracé est rectiligne. Lorsqu'ils sont nombreux, ils se croisent et cloisonnent la dolomie. Ils vont en s'élargissant (5 mm, dans l'échantillon 62 de A 56) jusqu'à constituer la trame de la roche, limitant des compartiments anguleux de dolomie pulvérulente qui est souvent dissoute.

A ce stade, le litage de la roche est encore décelable.

Lorsque la limite entre la trame et la matrice est observée au microscope, il apparaît clairement qu'il n'y a pas eu de remplissage des fractures à partir de cette dernière, comme cela a pu être remarqué dans certaines brèches sédimentaires, où la cavité, laissée libre par le départ d'un bloc dolomitique, se trouve recristallisée en calcite (éch. 17 C), mais bien recristallisation à partir de solutions externes.

b) les principaux microfaciès

En raison de la présence de ces filonnets, le terme "matrice" sera réservé à la partie dolomitique de chaque échantillon.

* Echantillon 58 (A 59) et 10 C (C), base de la série (photo 35, p. 96).

- La matrice est de texture micritique, finement litée, montrant de minces passées de muscovite et de quartz détritiques.
- La dimension des minéraux de dolomite n'est jamais supérieure à 4 microns.
- Quelques gravelles cryptocristallines sont reconnues.
- Les filonnets, dont la limite avec la matrice est très nette, sont constitués par des cristaux de calcite engrenés les uns dans les autres (taille : 50 microns) au milieu desquels apparaissent des plages de quartzite.

* Echantillon 7 C (affleurement C, versant NE du lac de la Girotte) et 4 D1 de l'affleurement D du versant SW

- Dans la matrice micritique, des grains de quartz détritiques, polycristallins, et dolomités sont épars (photo 36)
- Ainsi que de fines mouchetures de pyrite de fer, d'où exude un voile limoniteux.
- Les filonnets, plus larges et seulement présents dans l'échantillon 4 D1, sont de nature calcitique, mais on y reconnaît également le quartz néoformé hexagonal (130 microns), attaqué par des cristaux de dolomite.

* Echantillon 14 C (du versant NE du lac de la Girotte)

- Matrice dolomitique toujours micritique dans laquelle les éléments détritiques deviennent importants : quartz, feldspath séricitisé, biotite chloritisée, zircon, pyrite.

* Echantillon 15 C

Il montre le passage entre une dolomie gréseuse, et une biosparite (Engrines ?).

Les échantillons 22 C de l'affleurement C et 4 D2 de l'affleurement D (secteur de la Girotte)

sont de beaux exemples de microbrèches sédimentaires (photo 37).

Dans l'échantillon 22 C on reconnaît des éléments de quartzite, des fragments de dolomite, de pyrite, de muscovite, de quartz, gneiss, épidote et zircon, mêlés au ciment calcarodolomitique.

- En résumé

Dans les niveaux dolomitiques, les principaux micro-faciès sont les suivants :

- les dolomicrites, où la taille des minéraux est inférieure à 4 microns (échantillons 58 et 10 C).
- les dolomies gréseuses (échantillons 4 D1 et 7 C). Dans ces deux types, les plus courants, les gravelles sont reconnaissables.
- les grès dolomitiques (échantillon 14 C)
- les microbrèches (échantillon 4 D2 et 22 C), interstratifiées en petits bancs, dans les horizons à dolomicrites, elles deviennent plus fréquentes lorsqu'on approche des niveaux bréchiques.
- les biosparites ne sont pas absentes.

C. - Les brèches sédimentaires

Elles sont interstratifiées dans les dolomies constituant des niveaux d'épaisseur variable allant de quelques centimètres à plusieurs mètres pour l'affleurement C déjà décrit page 90.

Au microscope, on remarque des éléments de quartzite, de gneiss, de dolomie, de quartz, jamais très usés. Sur le versant NE du lac de la Girotte on observe même des schistes verts et violets que je n'ai pas examinés, mais où E. RITTER avait reconnu "des grenatites à grain moyen".

Ces éléments polygéniques sont cimentés par de la dolomie et de la calcite, où apparaissent des quartz automorphes dolomités.

D'une façon plus générale, chaque fois que l'affleurement n'était pas altéré ces niveaux bréchiques contenaient des éléments (dolomies ou schistes violet) appartenant au niveau dolomitique sous-jacent bien stratifié, et le passage entre ces deux niveaux était brutal.

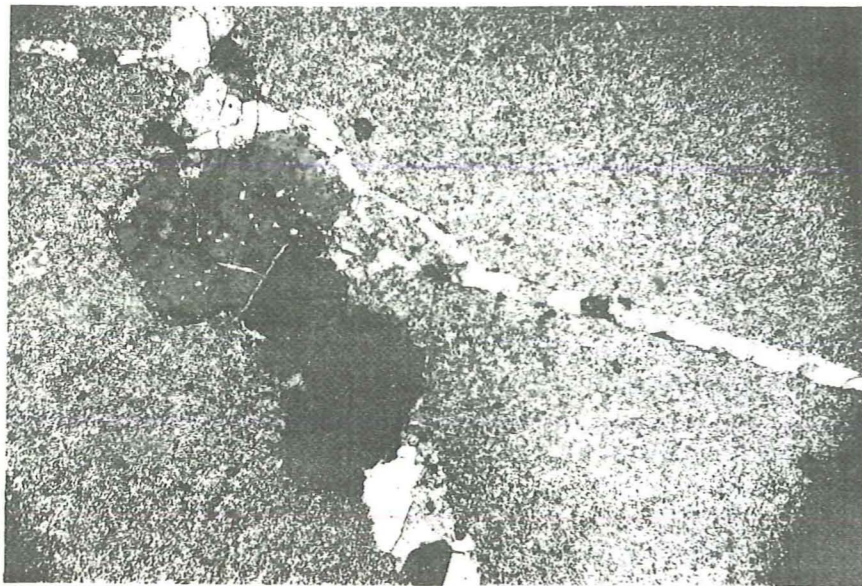


Photo 35 éch. 10C - affleurement C
Calcitisation et silicification des
fractures d'une dolomie à texture
micritique - Quartz limpides souvent
hexagonaux montrant de nombreuses
inclusions (quart NW de la photo) -
(LA: x63)

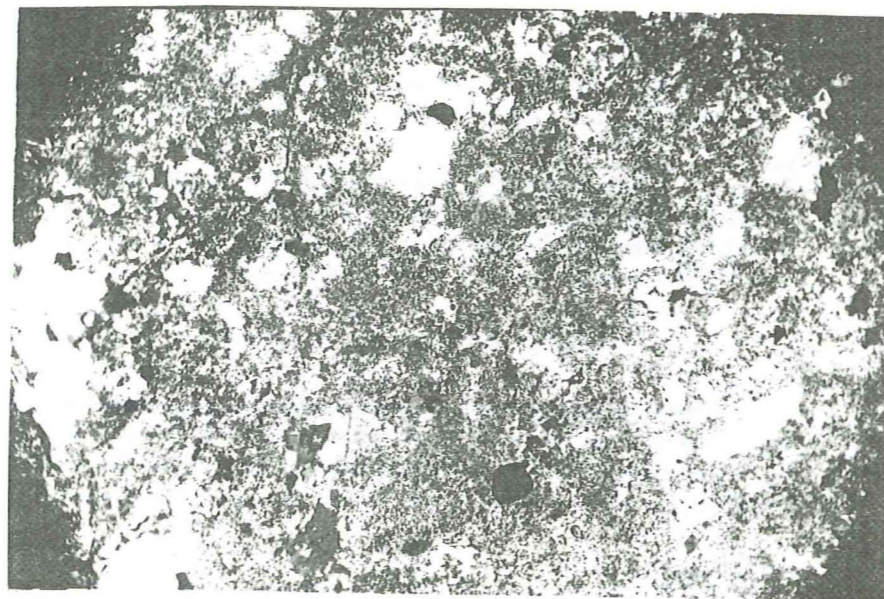


Photo 36 éch. 7C - affleurement C
Dolomie gréseuse - Les grains noirs
représentent des pyrites de fer
Silicification et dolomitisation sont
présentes - (LA: x63)

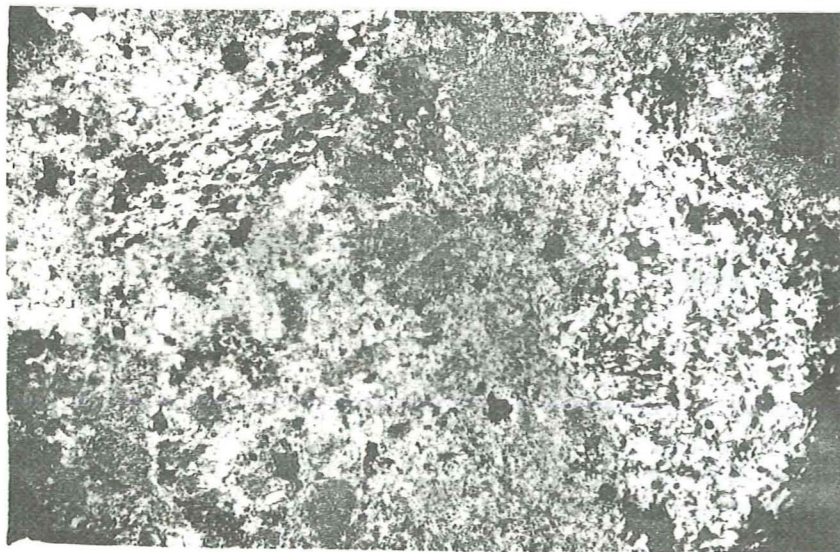


Photo 37 éch. 4 D₂ affleurement D
Microbrèche : 2 éléments de quartzite sont
épars dans un ciment dolomitique à gravelles -
(LA: x63)

D. - Interprétation sédimentologique

Si l'on se réfère à la coupe la plus précise dont nous disposons (pl. 38 a, p. 92) nous dirons que la série carbonatée succède progressivement à la série gréseuse, par :

- des dolomies gréseuses, suivies de dolomicrites pratiquement pures, ordinairement blanches ou beiges, mais bleutées en A 72 ;
- quelques petits bancs de grès dolomitiques apparaissant irrégulièrement, auxquels font suite les microbrèches, en même temps que s'étend verticalement le faciès argneule, constitué de véritables brèches sédimentaires ;
- la succession dolomies-brèches sédimentaires, réalise donc un rythme majeur qui va se répéter plusieurs fois dans la série, sans que l'on puisse en préciser le nombre.

En ce qui concerne les dolomies :

- la taille des minéraux (de l'ordre de 4 microns) ;
- la faible épaisseur des bancs et leur couleur ;
- leur lithologie (dolomicrites à gravelles) ;
- la présence d'argile et de pyrite de fer,

permettent d'évoquer une sédimentation de plate-forme interne, à niveau d'énergie moyen.

Dans ce milieu assez profond (50 m ?) vont donc précipiter des dolomies primaires.

Il n'en est plus de même lorsque ces roches deviennent gréseuses, et à fortiori lorsqu'elles font place aux brèches.

Les éléments détritiques, tels que le quartz, le mica, les minéraux lourds (zircon, tourmaline) indiquent que la sédimentation terrigène devient prépondérante. Nous nous trouvons dans un milieu à niveau d'énergie nettement important, moins profond que le précédent, et dont les caractères sont voisins de la zone intercotidale, où le balancement des marées se fait sentir.

C'est par conséquent ce processus sédimentologique qui va se dérouler rythmiquement au fil du temps, jusqu'au moment où le faciès lagunaire s'installera définitivement au sommet.

Cette sédimentation rythmique peut être interprétée comme la conséquence de "pulsations" verticales du socle, alternativement ascendantes ou descendantes, déjà mises en évidence à partir de l'étude de la sédimentation gréseuse.

III. - ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE :
LES VARIATIONS D'ÉPAISSEUR

Compte tenu des laminages et des décollements toujours possibles, seules les mesures les plus sûres seront présentées.

A. - Épaisseur maximale

- A 72 : 30 m,
- A 44 : 30 m.

B. - Épaisseur minimale

- 0 m

En effet, le Lias est discordant sur le socle en A 25, près de "Plan-Dernier", et "Vers-le-Bois", au NE d'Hauteluce.

C. - Variations géographiques

L'épaisseur est constante le long de la vallée de l'Arly et en général du SW vers le NE.

Elle diminue lorsque l'on se dirige de N-D-de-Bellecombe vers Plan-Dernier, c'est-à-dire du NW vers le SE ; de la manière suivante :

- N-D-de-Bellecombe (40 m ?),
- A 22 : 5 à 6 m,
- A 23 : 4 m,
- A 25 : 0 m.

Puis, de A 28 vers A 41, la série carbonatée devient plus épaisse : 20 à 30 m. Elle disparaît ensuite entre les Pémons et le point 1 368, 5.

D. - Conclusion

Les variations d'épaisseur constatées en plusieurs points, prouvent qu'il existait encore quelques flots du socle, qui ne seront définitivement transgressés que par le Lias.

Ceux-ci mis à part, partout ailleurs les dépôts carbonatés se sont effectués dans un milieu de même profondeur, dans lequel se déroule une sédimentation franchement marine, tranchant par là même avec la sédimentation gréseuse, réalisée d'abord dans un milieu continental ou pénecontinental et qui fut progressivement et par la suite en relation avec la mer.

IV. - RAPPORTS AVEC LE LIAS

A. - La série

Son étude précise débordait du cadre imparti.

Le Lias débute par des calcaires gris qui ont fourni une bélemnite, près du sommet 1 925,8 (versant SE du lac de la Girotte), et qui sont à l'origine des travertins observés près de Plan-Dernier (A 25), le long du Nant-Rouge. Le Lias devient ensuite nettement plus schisteux (schistes noirs ardoisiers).

B. - Rapport avec la série carbonatée triasique

Voici quelques données :

- A 23 : Lias : N 40° E ; 30° SE, dolomies du Trias : N 60° E ; 10° SE
- A 32 : Lias : N 70° E ; 50° SE, dolomies du Trias : N 20° E ; 60° E
- A 33 : Lias : N 85° E ; 20° S , dolomies du Trias : N 130° E ; 25° NE

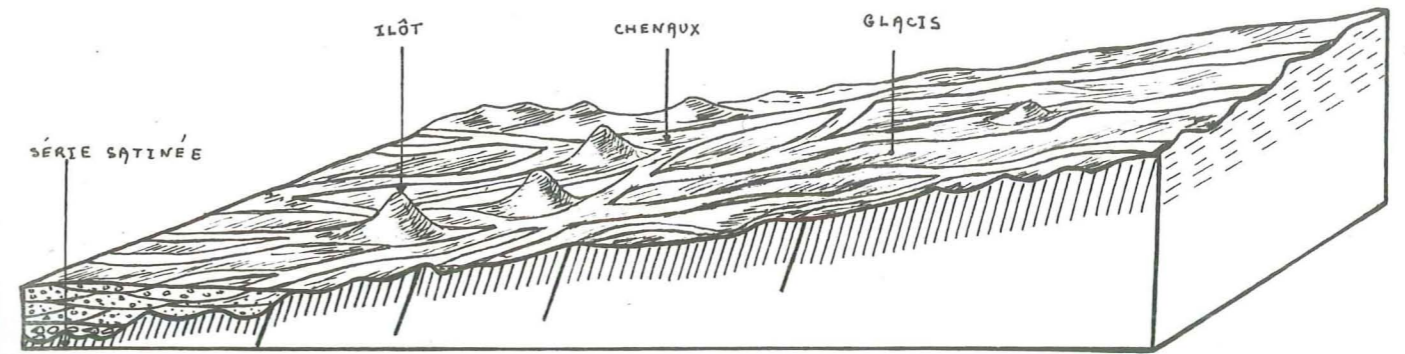
A 23 est le seul affleurement où l'on peut voir un contact précis, le Lias y apparaissant plissé (axes oscillant entre N 250° et N 280°).

Ces quelques résultats pourraient inciter à penser qu'il y a discordance entre le Trias et le Lias, Or, elle n'a jamais été clairement observée.

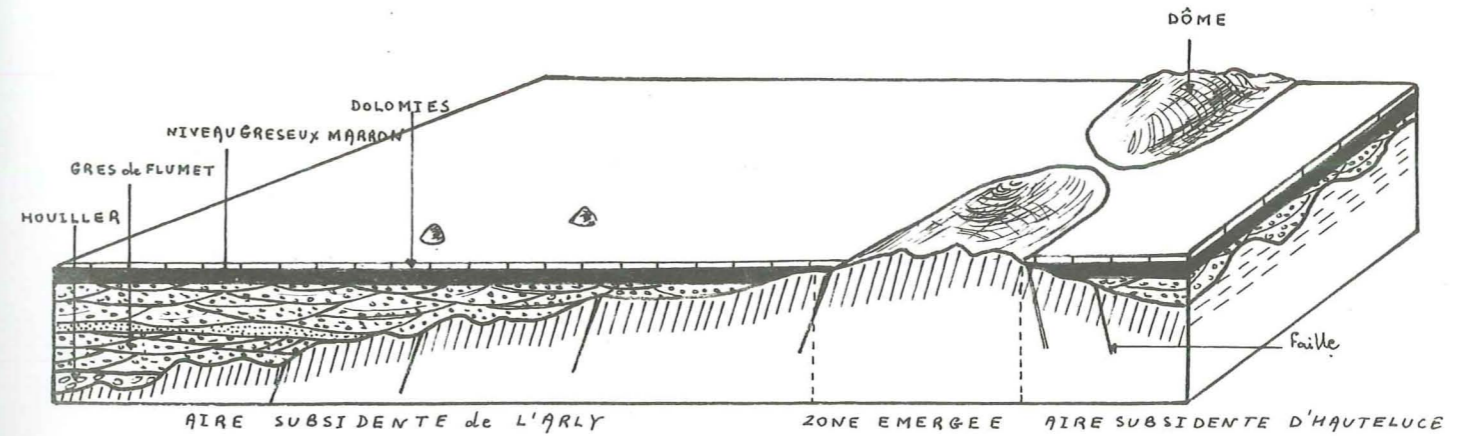
Les décollements de ces deux terrains, dus à leur grande plasticité, sont à mon avis les seules causes de ce fait. (voir première partie, p. 18).

CONCLUSIONS DE LA SECONDE PARTIE
CONCERNANT L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEQUENTIELLE

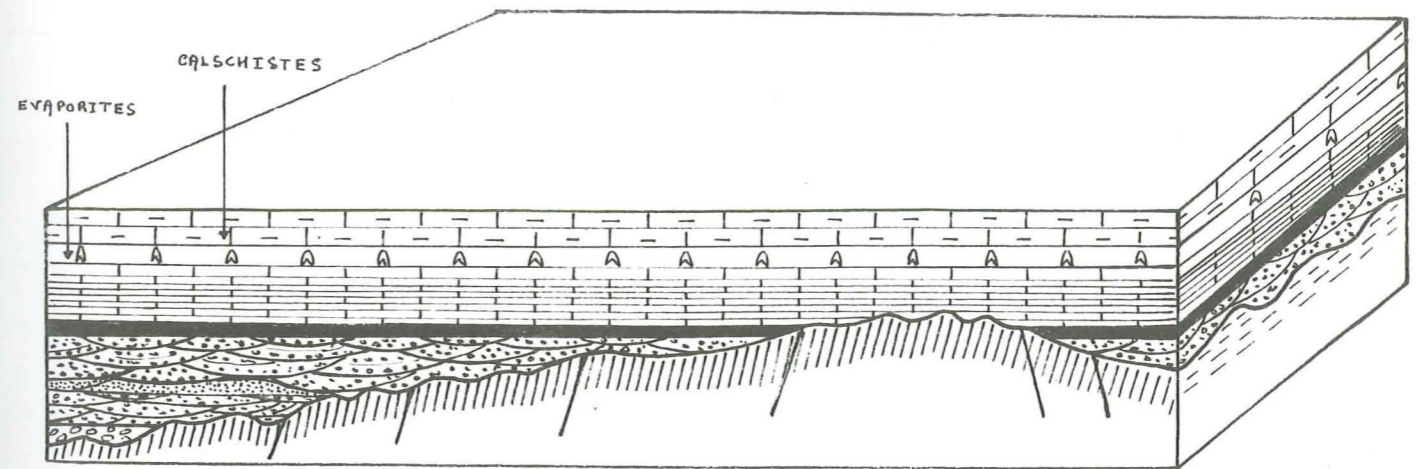
Des interprétations ayant été proposées, sous forme de conclusions, à la fin de chacun des cinq chapitres constituant cette seconde partie, celles-ci ne seront pas reprises ; trois schémas paléogéographiques résument les grands faits acquis (p. 99).



A - GRES de FLUMET: SEDIMENTATION CONTINENTALE



B - DOLOMITES du TRIAS: SEDIMENTATION MARINE de PLATEFORME



C. - EVAPORITES du TRIAS: SEDIMENTATION LAGUNAIRE
- CALSCHISTES du LIAS: SEDIMENTATION MARINE

- PALÉOGÉOGRAPHIES SUCCESSIVES du PERMO-TRIAS -
au LIAS

TROISIEME PARTIE

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES "GRES DE FLUMET"

Elle sera menée à partir des méthodes classiques (A. CAILLEUX et J. TRICART (23), J. PERRIAUX (83), qui seront appliquées en vue de caractériser chaque étape sédimentaire :
érosion, transport, sédimentation.

CHAPITRE I - LES CARACTERES DE LA SEDIMENTATION

Ils seront perçus à travers :

- la granulométrie,
- la disposition collective des galets,
- la nature des litages,
- les figures sédimentaires.

CHAPITRE II - LES CARACTERES DU TRANSPORT

Seront entrevus successivement :

- la nature des écoulements liquides : orientation des galets,
- les caractères des agents de fragmentation et d'usure :
 - morphométrie des galets et des sables,
 - compétence des courants transporteurs (centile, longueur moyenne des galets);
- la recherche de la direction et du sens du transport.

CHAPITRE III - LE CONTINENT D'ORIGINE

Il sera envisagé à travers :

- la nature des galets et des sables,
- les minéraux lourds,
- les feldspaths.

CHAPITRE I - CARACTERES DE LA SEDIMENTATION

ANALYSE GRANULOMETRIQUE DES SEDIMENTS GRESEUX

I. - NOMENCLATURE RELATIVE AUX MATERIAUX DETRITIQUES

Dans l'ensemble, j'ai utilisé la classification de Grabau et Niggli reprise par la Chambre Syndicale des Pétroles (1966) mais en lui apportant une modification en ce qui concerne les arénites.

L'échelle suivante a été adoptée :

A. - Les rudites ont une taille supérieure à 2 mm, on y distingue :

- a) les galets : particules supérieures à 20 mm,
b) les graviers : particules comprises entre 20 mm et 2 mm

B. - Les arénites

Leur taille est comprise entre 2 mm et 64 microns, nous y distinguerons :

- a) les grès grossiers, dont le diamètre moyen est compris entre 1000 et 400 microns ;
b) les grès moyens, dont le diamètre moyen est compris entre 400 et 150 microns ;
c) les grès fins, dont le diamètre moyen est compris entre 150 et 64 microns.

C. - Les lutites

De taille inférieure à 64 microns, elles sont équivalentes aux pélites de G. MILLOT (77), sédiment contenant de l'argile et du quartz. Les pélites micacées seront également distinguées.

II. - METHODES EMPLOYEES

En raison de l'induration de nos sédiments, nous avons pratiqué :

A. - Le tamisage virtuel

qui a été effectué sur des lames minces au moyen de deux méthodes :

1) la méthode P. DOLLE (36)

C'est un comptage en ruban, limité par deux réticules horizontaux (Y1 et Y2). La lame se déplace d'E en W, de 50 en 50 microns, chiffres qui définiront en même temps les classes.

Si un grain recoupe n fois le réticule (X) orienté NS, son diamètre sera n fois 50 microns. Tous les grains contenus dans la surface définie par les deux réticules Y1 et Y2 seront comptés.

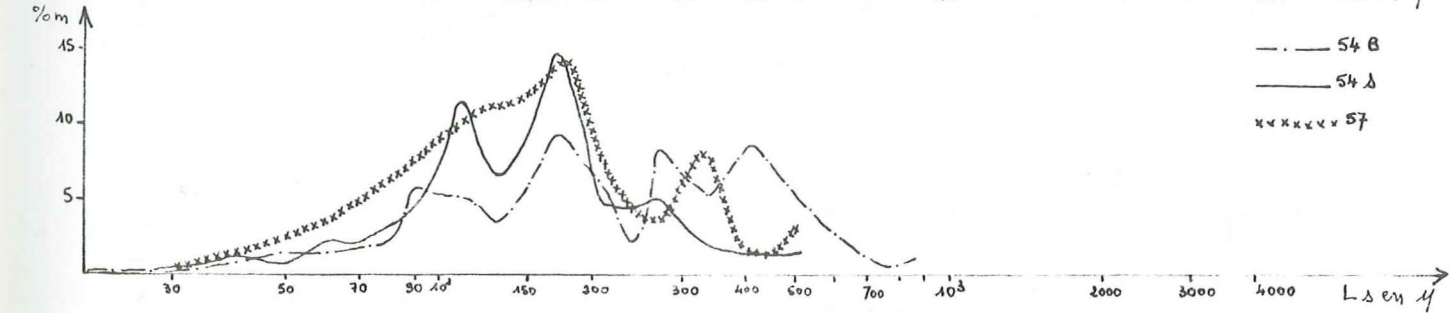
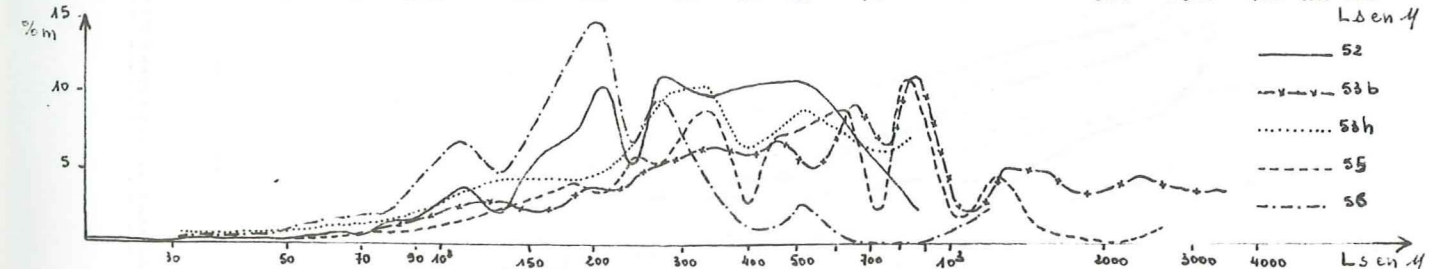
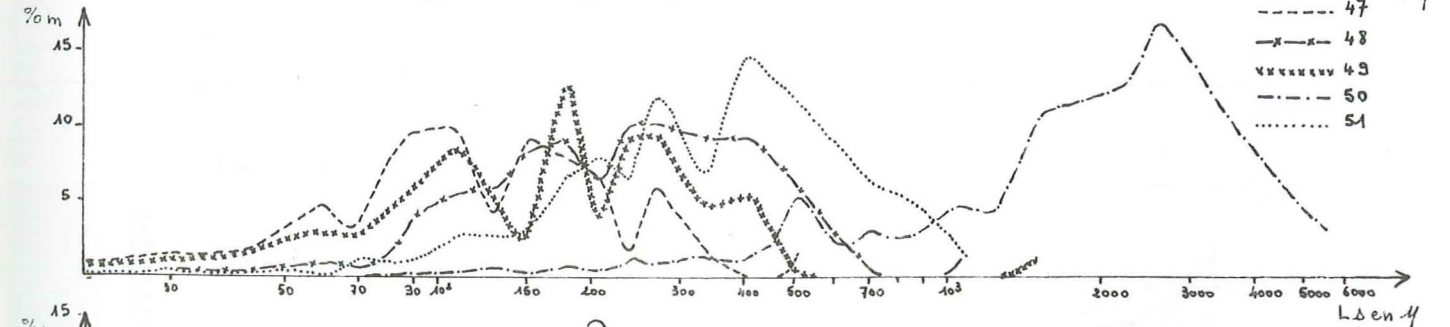
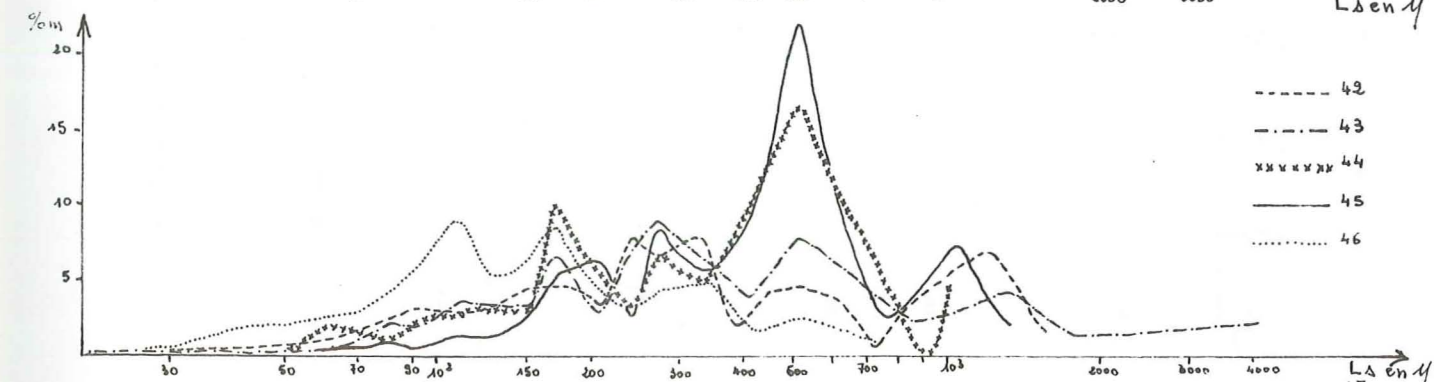
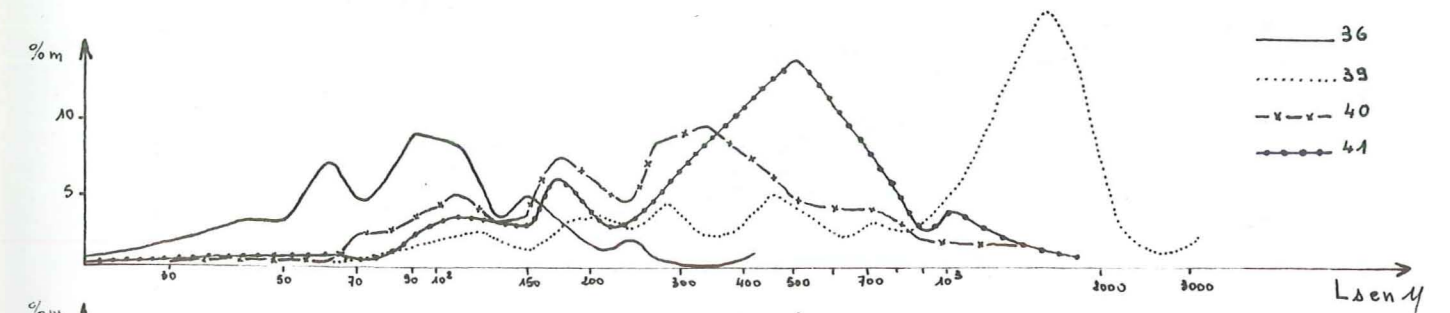
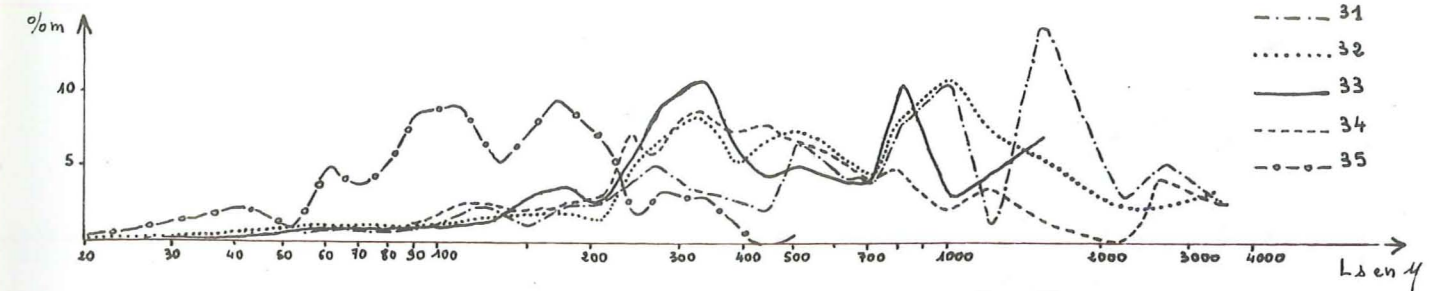
Pour chacune des classes, la surface totale des grains est calculée à partir du diamètre moyen : par exemple, il est égal à 75 microns pour la classe deux (classe allant de 50 à 100 microns).

Enfin on calcule le pourcentage de surface de chaque classe par rapport à la surface totale de tous les grains observés.

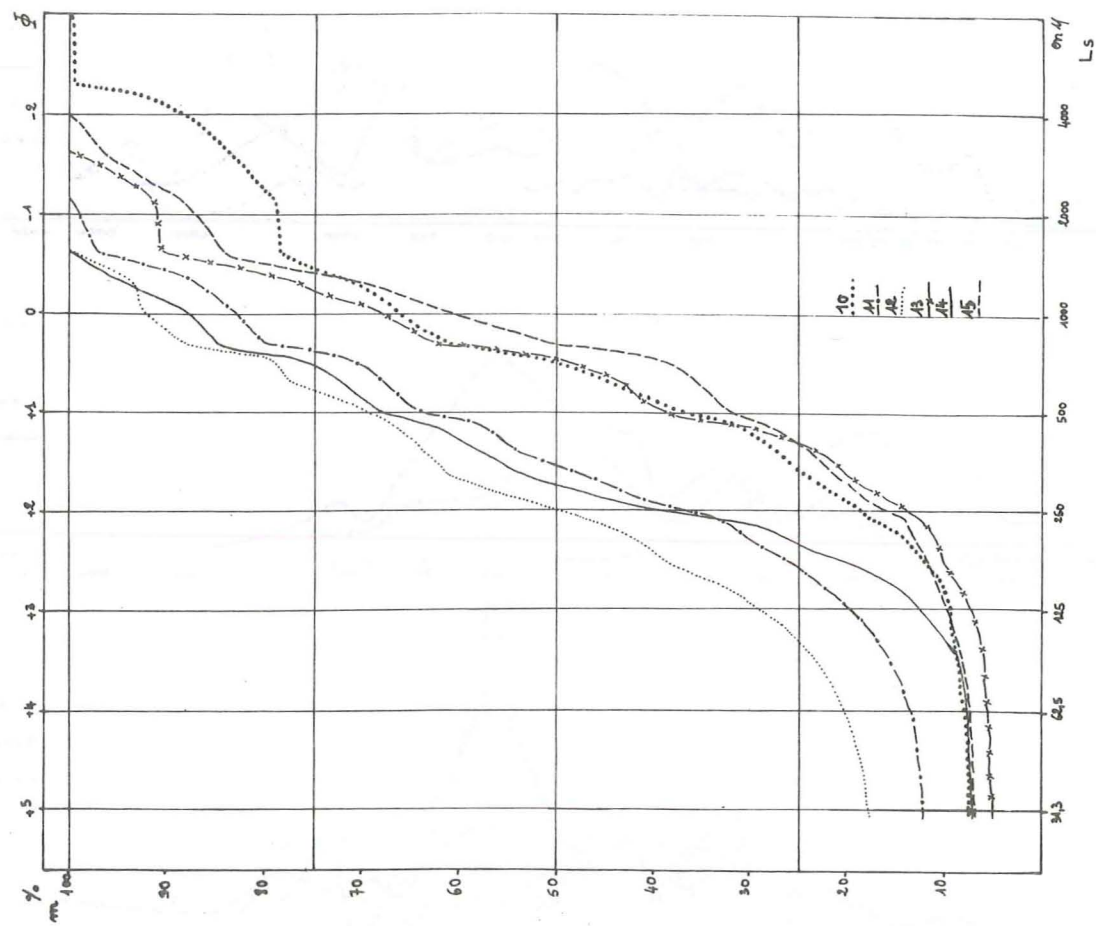
Cette méthode lente, mais qui permet de recenser un grand nombre de grains, utilisée au laboratoire de G. LUCAS, a concerné sur 78 échantillons 19 d'entre eux provenant des versants du lac de la Girotte.

103

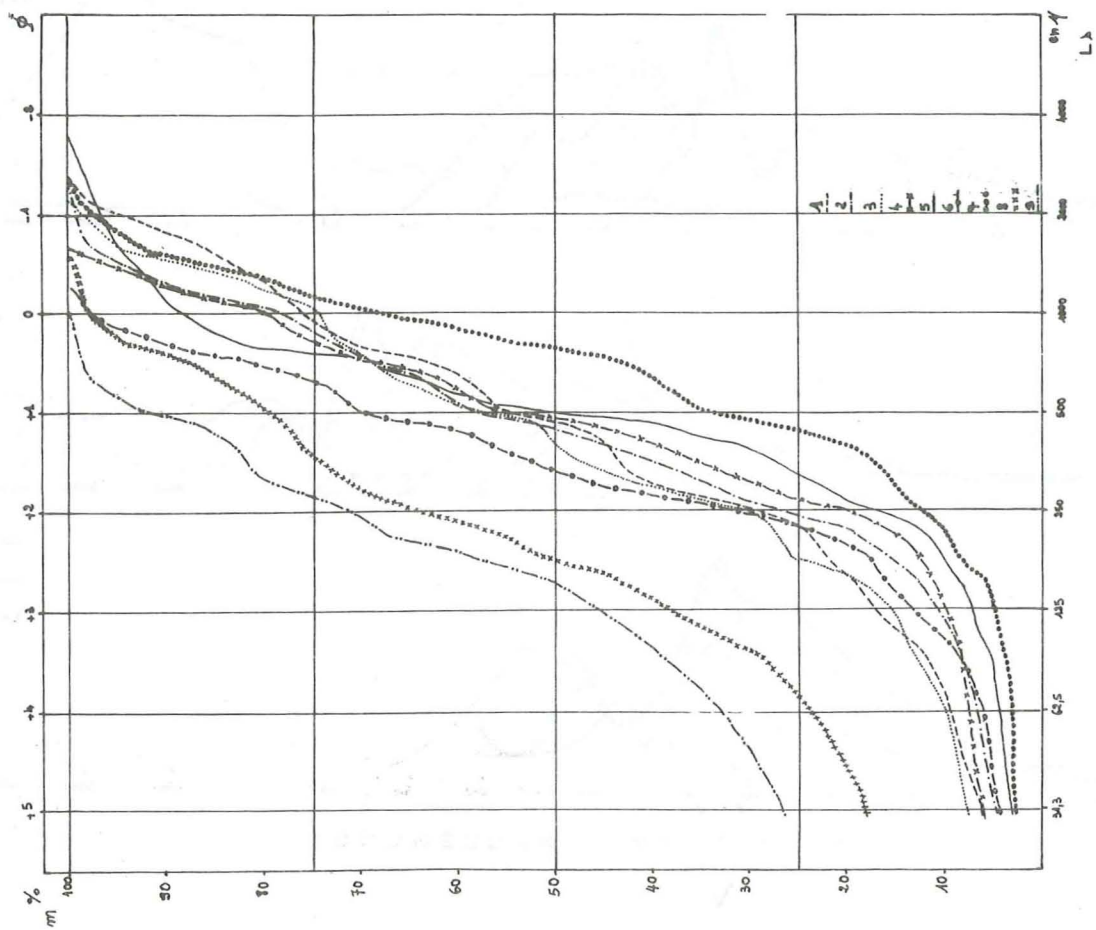
- Planche 40 -



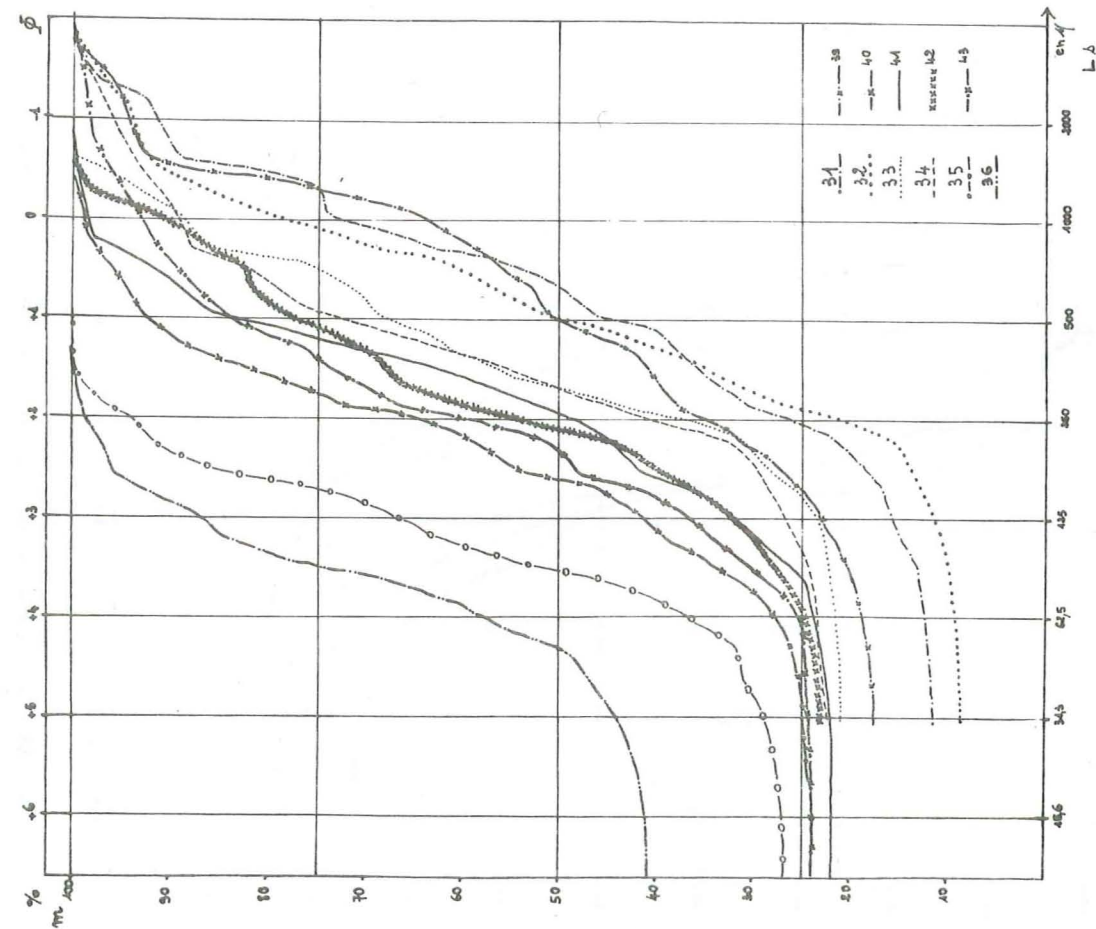
COURBES DE FRÉQUENCES



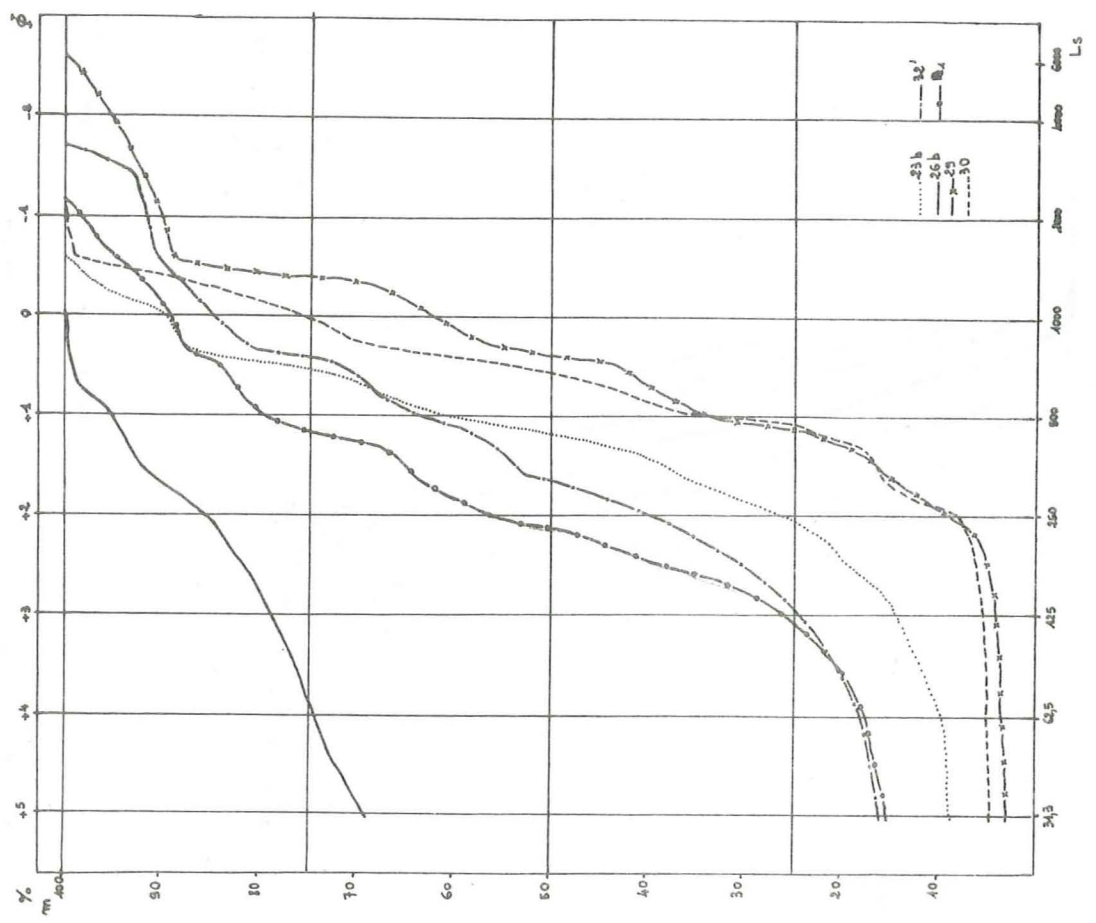
PI.41 B - Courbes cumulatives relatives aux échantillons de A47



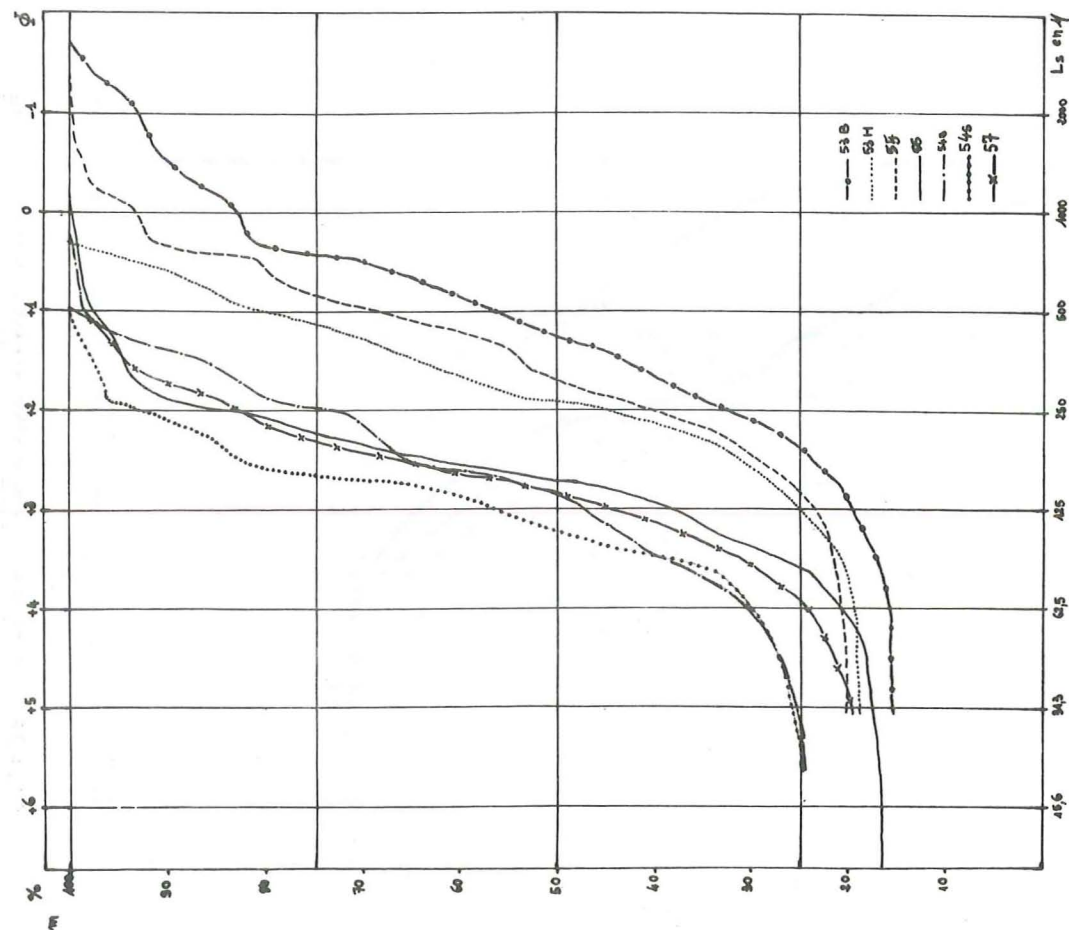
PI.41 A - Courbes cumulatives relatives aux échantillons de A47



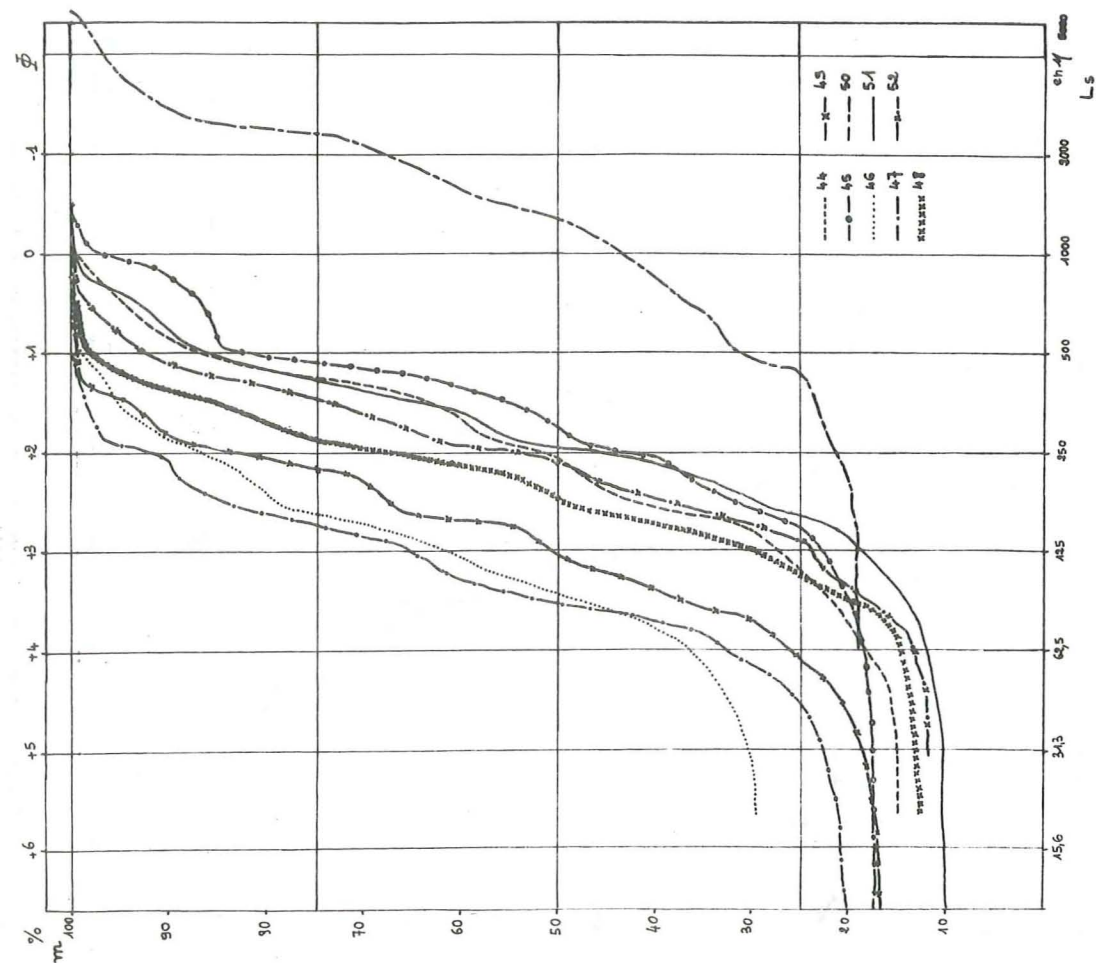
PI.42 B - Courbes cumulatives relatives aux échantillons de A47, A48, A49



PI.42 A - Courbes cumulatives relatives aux échantillons de A48, A49, A50



Pl. 43B - Courbes cumulatives relatives aux échantillons de 964, 976



Pl. 43A - Courbes cumulatives relatives aux échantillons de 964

2) La méthode linéaire de A. CAILLEUX et J. TRICART (23, p. 134)

C'est au contraire un comptage par lignes, rapide puisque 200 grains sont comptabilisés, elle est employée au Laboratoire de Sédimentologie de Grenoble.

Rappelons le principe : la lame défile selon une ligne EW, et pour chaque grain ainsi recoupé on mesure :
 - la longueur apparente m,
 - la plus grande longueur Ls de sa section apparente.

Les longueurs Ls déterminent la limite des classes dimensionnelles, les longueurs m sont ensuite comptabilisées par classes.

Le pourcentage est exprimé par rapport à la longueur apparente de tous les grains observés.

3) Comparaison des deux méthodes

Elle a été faite avec profit sur l'échantillon 23 (23 a, P. DOLLE ; 23 b, A. CAILLEUX).

Comme l'indique la comparaison des quartiles, consignés dans le tableau de la planche 44A, cet échantillon est caractérisé sensiblement de la même façon par les deux méthodes qui apparaissent ainsi voisines. (p. 109).

B. - Les résultats

A partir de ceux-ci, les courbes suivantes ont été construites :

- a) les histogrammes (méthode P. Dolle). Les échelles sont arithmétiques (voir pl. 30 à 33, p. 70 à 73).
- b) les courbes de fréquence (pl. 40). L'échelle est semi-logarithmique. (p. 103).

De ces deux constructions (histogrammes et courbes de fréquence) nous déduisons la valeur du mode principal, puis celle des modes secondaires, le premier étant souligné dans les tableaux A et B de la planche 44.

Ce sont d'ailleurs des graphiques très parlants, dont l'interprétation est aisée : une courbe unimodale correspond à un sédiment homogène, tandis qu'une courbe plurimodale caractérise un sédiment hétérogène constitué de mélanges de diverses provenances.

c) les courbes cumulatives (pl. 41 à 43, p. 104 à 106).

Comme précédemment, le n° de la lame mince et de l'échantillon, a été reporté sur la courbe correspondante. En abscisses, l'échelle semi-logarithmique est exprimée en microns au bas du graphique et en unité ϕ au sommet.

A partir des quartiles : Q_1 , Q_2 , Q_3 , les paramètres suivants ont été choisis :

- coefficients de classement

$$So \text{ de Trask} = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}} \text{ exprimé en microns}$$

$$Qd \ \phi \text{ de Krumbein} = \frac{Q_3 - Q_1}{2} \text{ exprimé en unité } \phi \text{ qui se déduit du So de Trask et réciproquement.}$$

- coefficient d'asymétrie

$$\frac{Q_1 \times Q_3}{Q_2^2} \text{ qui exprime la symétrie par rapport à la médiane.}$$

S'il est égal à 1, le mode coïncide avec le diamètre moyen, s'il est supérieur à 1, le classement est maximal du côté fin, s'il est inférieur à 1, le classement est maximal du côté grossier.

- discussion des notions de triage et de classement

Pour J. LANG, ces deux notions sont distinguées en utilisant les courbes cumulatives en ordonnées de probabilités, construites de la façon suivante :

En ordonnées, l'échelle des pourcentages est choisie de telle façon que la répartition des diamètres des grains d'un sédiment homogène, donc "s'ajustant" à la courbe de Gauss, soit représentée par une droite.

à partir de ces constructions, J. LANG (63) définit :

- des niveaux à litage horizontal (éch. 53 B et 53 H du tableau B),
- des séquences majeures (ex. : A 44),
- de la série gréseuse (éch. 31 à 57 du tableau B).

Il a toujours été observé, dans chacun de ces cas, une grano-décroissance verticale et, corrélativement, une augmentation des parties fines (pourcentage de ciment).

D'autre part, ces variations se font rythmiquement, à l'échelle du banc, comme à celle de la série.

b) analyse de ces faits

Voici comment ils apparaissent dans le détail :

- à l'échelle du banc ou de la séquence majeure

La grano-décroissance est lente dans la partie grossière. Par exemple en A 12, le diamètre moyen des grains varie de 630 à 500 microns sur 1,30 m.

Elle s'accroît brusquement, dès que l'on passe dans l'horizon sommital d'allure plus quartzitique, comme le montre l'affleurement A 15, de l'éch. 33 à l'éch. 36, le diamètre des grains évolue de 300 à 50 microns sur 50 cm.

Le même phénomène se retrouve pour le ciment. Dans le niveau grossier, son pourcentage est faible, il est nettement plus important dans les niveaux plus fins. En A 20, par exemple, il est de 5 % à la base de la séquence majeure. Il atteint 60 % au sommet. L'interprétation peut en être la suivante :

la base grossière témoigne d'une sédimentation effectuée par un "courant d'eau" suffisamment rapide et violent pour exclure la décantation. Il peut être de type torrentiel, si l'on se souvient des données de l'analyse séquentielle. Sa charge solide, c'est-à-dire selon P. DOLLE (37), le poids des matériaux mis en suspension tout au long de ce dépôt ne diminue pas, ou bien est entretenue par une remise en suspension des colloïdes, due aux arrivées successives de matériaux grossiers qui découpent les dépôts antérieurs.

Au sommet du rythme, la charge diminue d'abord brusquement puis plus progressivement. Nous l'interprétons comme le signe d'une accalmie survenant brutalement et qui indique un type de climat aux saisons tranchées.

Aux phases pluvieuses, violentes, commandant une sédimentation à caractère torrentiel, ou deltaïque brutal, succèdent sans transition des périodes plus sèches, durant lesquelles la décantation devient possible.

- à l'échelle de la série gréseuse (pl. 34, p. 74).

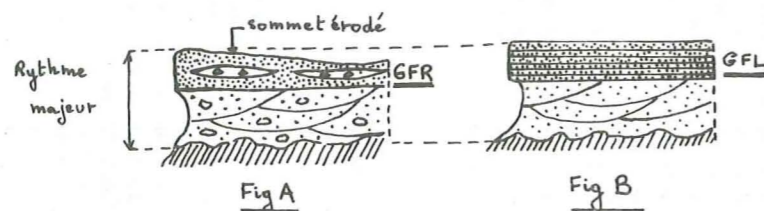
La grano-décroissance et l'augmentation du pourcentage de ciment sont progressives mais s'y déroulent rythmiquement. Dans l'ensemble, la série est positive mais on notera, toutefois, une rupture de rythme localisée au-dessus du niveau blanc.

3) Les variations dimensionnelles horizontales

- à l'échelle du banc

Une variation latérale rapide est remarquée à l'œil nu dans la base grossière. Il ne saurait en être autrement dans ce type de sédimentation où le litage entrecroisé est très développé à la base des rythmes majeurs, indice de chenaux qui se recoupent.

Par contre, dans le sommet des bancs, il faut distinguer deux cas :



1er cas

Lorsque ce sont des grès moyens à fins, à litage peu marqué contenant des chenaux (fig. A - GFR) : tant que l'on reste dans un horizon gréseux homogène fin, la variation latérale est faible. Pour le niveau vert de l'affleurement A 20 elle évolue latéralement de 440 à 487 microns sur 50 cm. Mais dans l'ensemble le développement de ces loupes de grès grossiers à graviers et à galets, l'érosion des termes sommitaux, provoquent une variation granulométrique latérale très rapide.

2e cas

C'est tout le contraire qui est constaté pour les grès moyens à fins à litage horizontal (fig. B - GFL) niveau blanc et marron par exemple : les variations latérales granulométriques sont faibles ou nulles.

- à l'échelle de la série

Les faibles variations granulométriques horizontales observées dans les niveaux fins sommitaux, liées à des caractères séquentiels (cf. p. 83) autorisent à utiliser ceux-ci comme niveaux repères sur toute l'étendue géographique de notre secteur.

En effet, il n'est pas constaté de modification dans le niveau blanc lorsqu'on va de l'affleurement 64 à l'affleurement 65 en passant par A 19.

C'est la même chose pour le niveau marron, retrouvé en A 33, A 45, A 46, avec les mêmes caractères.

Cette permanence sédimentologique, à l'échelle géographique, montre d'abord que la sédimentation est devenue homogène dans le bassin et assimilable en fonction des données séquentielles, à un dépôt de type pelliculaire fin ; ensuite, que la présence du niveau marron, en fin de série gréseuse, exclut l'existence d'une érosion des termes sommitaux de celle-ci avant la sédimentation carbonatée.

Les différences d'épaisseur constatées entre affleurements soulignent donc le relief du socle à l'époque de la sédimentation gréseuse.

B. - Le classement (voir tableaux A et B de la pl. 44, p. 109).

1. - A l'échelle de la séquence mineure

a) des niveaux grossiers (base de rythmes majeurs)

Le classement est généralement meilleur au sommet (échantillons 18 et 19) mais le contraire est possible (échantillons 16 et 17). Dans l'ensemble il varie rapidement verticalement d'une façon irrégulière, témoignant d'une sédimentation par à coups, de caractère torrentiel.

b) des niveaux moyens à fins à litage horizontal

Les échantillons concernant le niveau vert (53 B et 53 S) et ceux du niveau marron (54 B et 54 S), montrent que le classement est toujours meilleur en fin de séquence.

C'est l'indice que la sédimentation est devenue plus calme et qu'elle s'effectue progressivement du terme grossier de la base jusqu'au terme pélitique du sommet.

2. - A l'échelle de la séquence majeure des zones I, II, III (ex. : affleurement 47)

Si l'on considère les chiffres banc par banc, il en ressort que le classement est mauvais à la base et qu'il l'est encore plus au sommet. Ce résultat peut être généralisé aux grès des deux rameaux.

Il s'explique facilement, car la lame mince recoupe le litage. L'analyse granulométrique enregistre alors tout simplement le mauvais triage dû à une forte hétérométrie, créée par les nombreuses récurrences grossières qui témoignent de l'instabilité de l'accalmie climatique. Les crues sont toujours possibles au sommet de ces rythmes majeurs et rompent brièvement la phase de décantation.

3. - A l'échelle de la série gréseuse

- de la base jusqu'à la limite inférieure du niveau blanc, soit sur 12,50 m, sur 12 échantillons (éch. 31 à éch. 45), 9 ont un classement supérieur à 2, compris entre 2,23 et 2,97 ;
- du niveau blanc jusqu'au sommet, c'est-à-dire sur 9,50 m, 3 échantillons sur 14 ont un classement supérieur à 2 et 11 un classement inférieur à 2 ;
- en conséquence : le classement devient meilleur au sommet de la série gréseuse. Cela tient au développement de niveaux à litage horizontal, dont les caractères séquentiels témoignent qu'ils sont issus d'une sédimentation de type pelliculaire

C. - Histogrammes et courbes de fréquence (pl. 30 à 33, p. 70 à 73 et pl. 40, p. 103).

Régulièrement étalées et plurimodales, ces courbes traduisent, comme les histogrammes, la forte hétérométrie et le mauvais triage du sédiment, constitué de grains de tailles diverses et en désordre.

Il s'est donc produit des mélanges entre des apports provenant de crues différentes et d'intensité variable.

D. - L'assymétrie

Il y a une mauvaise répartition du classement puisque 62 % des échantillons ont un coefficient d'assymétrie inférieur à 1. Cela souligne encore la grossièreté des sédiments gréseux.

IV. - CONCLUSIONS

A l'échelle du rythme majeur, les sédiments hétérométriques (mal classés) et mal triés de la base, sont la marque d'épandages graveleux rapides, déposés non loin des reliefs, dans des zones subsidentes peu profondes.

Dans la partie supérieure de chaque banc, la proportion de matériaux fins devient importante, traduisant un épisode de décantation mais qui est fréquemment perturbé par des crues d'ampleur variable qui surviennent en pleine accalmie climatique, dénonçant ainsi l'instabilité de celle-ci.

A l'échelle de la série gréseuse virtuelle, ce type de sédimentation, ci-dessus défini, se déroule également de façon rythmique. Il fait place progressivement et de bas en haut à des sédiments plus fins, mieux lités, mieux classés et mieux triés qui dénotent, en fin de série gréseuse :

- un amoindrissement, ou un éloignement des relief fournisseurs ;
- l'existence d'un milieu peu profond, en relation possible avec la mer et dans lequel se réalise une sédimentation de type pelliculaire à laquelle succédera la sédimentation chimique du Trias carbonaté nettement marine.

DISPOSITION COLLECTIVE DES GALETS

I. - LA METHODE EMPLOYEE

Elle sera retrouvée en consultant l'ouvrage de J. TRICART et A. CAILLEUX (23) pages 304 à 322.

Elle consiste en l'étude :

- de leur imbrication ou inclinaison,
- de leur stratification.

II. - LES RESULTATS

La photo 9 montre quelle est leur disposition. (p. 45).

1) Ils forment parfois des lits peu épais, constituant alors la base des séquences mineures. En ce cas ils sont disposés en vrac et aucune inclinaison privilégiée n'est décelable (photo 30, p. 80).

2) Observés sur un plan horizontal, leur orientation vis-à-vis du sens d'écoulement est rarement nette (voir p. 119).

III. - INTERPRETATION

Dans l'ensemble, les galets et graviers sont déposés en "vrac" dans les niveaux sableux, et témoignent d'un enfouissement rapide.

LA NATURE DES LITAGES

I. - LES OBSERVATIONS

A. - Dans les niveaux de grès grossiers

Le litage entrecroisé, encore appelé litage ^{oblique} arqué, est la règle, et de beaux exemples en sont visibles :
- le long du Nant-du-Milieu de A 19 à A 21 (photos 25 et 26, pl. 34, p. 74).
- en A 6, près de Flumet (photo 28, pl. 34).

Le litage oblique-plan, qui caractérise les dépôts sous-aquatiques de bordure de bassin sédimentaire, n'a jamais été distinctement observé, sauf à l'échelle de quelques séquences mineures.
Nous renvoyons le lecteur au travail de Y. GUBLER (60) pour ces différentes définitions.

B. - Dans les niveaux de grès moyens à fins

Le litage horizontal est peu marqué, dans les zones I, II de la série virtuelle mais il existe, souligné par les muscovites détritiques. Il est très net dans les horizons gréseux sommitaux (Blanc, Vert et Marron).

C. - Dans un même rythme il y a passage vertical du litage entrecroisé au litage horizontal.

II. - INTERPRETATION

A. - Le litage entrecroisé indique que les écoulements étaient concentrés en chenaux, se recoupant nécessairement sur une aire d'épandage, sorte de glacis peu incliné, comme il a été dit précédemment.

B. - Le litage horizontal, par contre, qu'il soit peu ou très bien marqué évoque un dépôt plus calme, réalisé dans des milieux peu profonds.

- Les résultats de l'analyse stratigraphique et séquentielle donnent bien l'image de sortes de cuvettes ou "zones d'inondation", pour reprendre l'expression de J. PERRIAUX (83), situées au pied même des glacis dont elles ne se distinguent pas clairement. Elles constituaient, rappelons-le, deux aires subsidentes, séparées par un dôme. (voir chapitre III de la IIe partie, p. 75).

- La généralisation de ce litage horizontal, vers la fin de la sédimentation gréseuse, montre qu'il ne subsista plus alors qu'un bassin, assimilable à une plate-forme peu profonde, en relation étroite avec la mer, sur laquelle s'effectua une sédimentation de type pelliculaire fin.

C. - Le passage d'un litage à l'autre suggère une arrivée brutale de sédiments qui s'enfouissent dans ces cuvettes, suivie d'une phase de décantation, durant laquelle le dépôt des éléments plus fins, puis des colloïdes, prend le pas sur les dépôts grossiers selon des modalités qui ont été précédemment envisagées.

Cette alternance verticale entre les deux types de litage affirme la rythmicité de la sédimentation, entretenue selon toute vraisemblance par la subsidence.

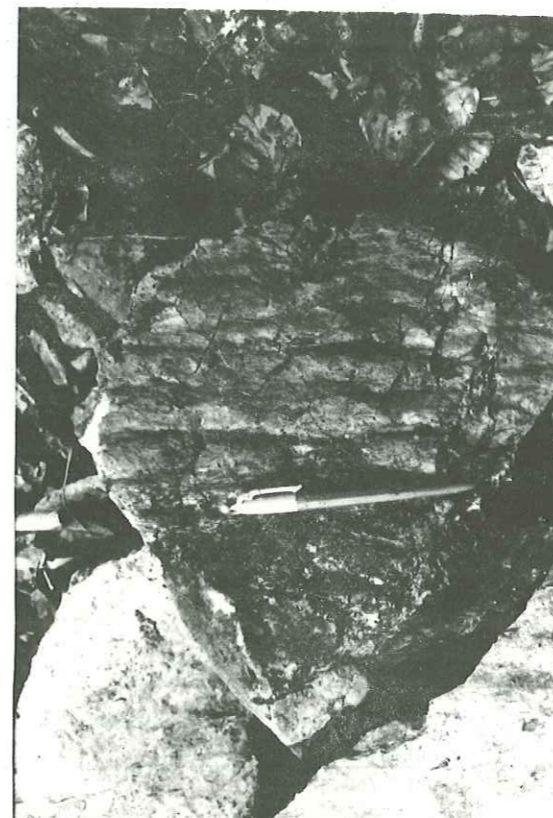


Photo 39 A64 - Rides n° 10 à sommet plat.

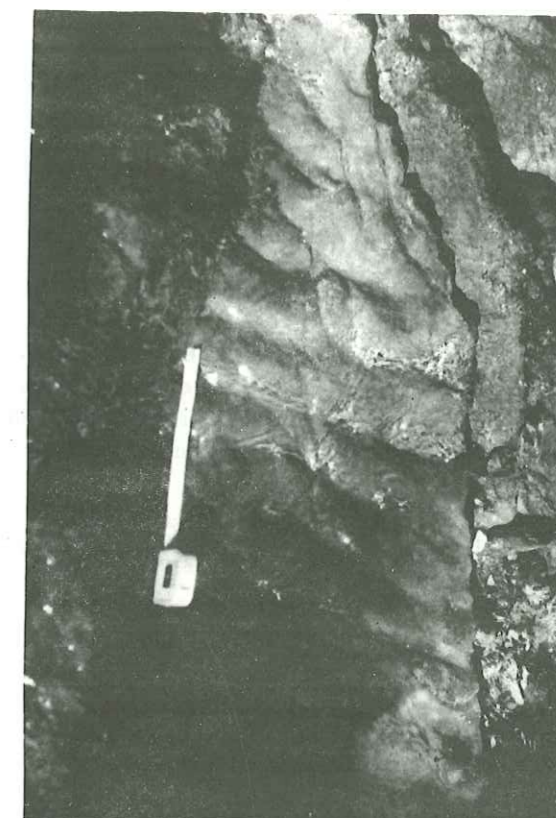


Photo 41 A65 - Rides d'oscillation n° 4



Photo 38 A 65 - Rides d'interférences de courant NE-SW et d'oscillation NW-SE.

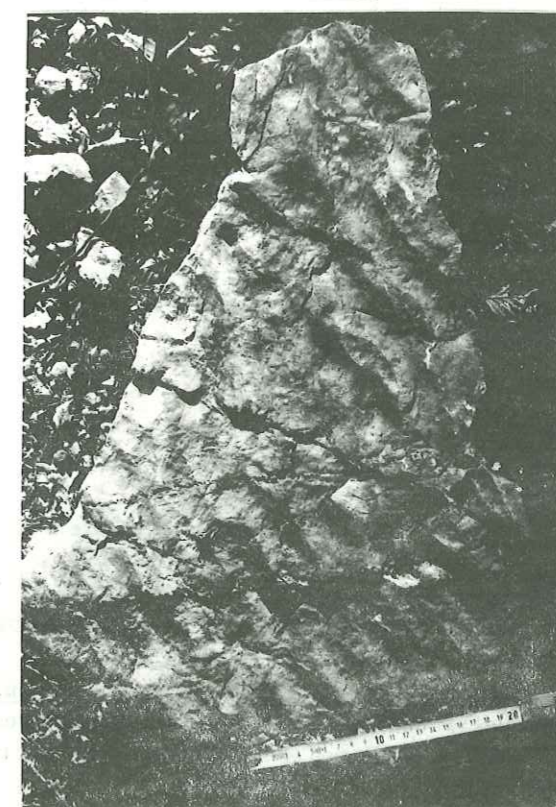


Photo 40 A51 - Rides d'oscillation n° 7 à crête double.

LES FIGURES SEDIMENTAIRES

Se reporter au photos 38 à 40, p. 115.

Seules des rides ont été observées, dont l'étude exhaustive n'a pas été entreprise. Elle aurait nécessité une exploitation matérielle systématique des affleurements, car les grandes surfaces naturelles n'existent qu'en A 51 où il m'a été permis de voir plusieurs m² de rides d'oscillation, malheureusement polies par la glace.

C'est en A 65 que ces figures sont les plus nombreuses et les plus belles.

I. - NATURE ET LOCALISATION STRATIGRAPHIQUE

A. - Les résultats sont consignés dans le tableau suivant :

N° de l'affl.	Niveaux	Nature	CARACTERISTIQUES			N° de la ride
			L	H	orientation	
A 65	Blanc ?	R I ↙ RC ↘ RO	55	8	N 42° (NW)	1 *
			22	5	N 132°	2
		RO	25	5	?	3
		RO	85	10	?	4 *
	Marron	RC	35	5	N 0° (E)	5
A 51	Vert	RO	71	?	N 80°	6
		RO	45	5	N 40°	7 *
		RO	50	?	N 40°	8
A 24	Vert	RO	47	7	N 40°	9
A 64	Vert	RO	26	5	non en place	10 *
		RO	24	5	N 80°	11
	Marron	RC	45	?	N 80° (W)	12

RJ = rides d'interférence
 RC = ride de courant ; RO = ride d'oscillation
 L = longueur d'onde ; H = hauteur de crête ; en mm
 * = photos p. 115

B. - Analyse de ceux-ci

1) Dans les niveaux gréseux grossiers

Les rides ont été observées en deux endroits :

- en A 72 : rides de courant NW (axe d'allongement N 45°) ;
- en A 65 : rides d'oscillation,

au sommet de la séquence majeure.

Leur observation est exceptionnelle, car ces sommets de bancs sont souvent érodés.

2) Dans les niveaux moyens à fins, verts, marrons et blancs

C'est là qu'elles se rencontrent le plus souvent et couronnent des sommets de séquences mineures.

Ce sont surtout des rides d'oscillation (8 sur 12), à sommet plat (ride 10) ou arrondi plus généralement, dont la hauteur est toujours faible.

Quelques rides de courant, indiquant soit le NW (rides 1 et 12) soit l'E (ride 5) ainsi que des rides d'interférence (rides 1 et 2) ont été rencontrées.

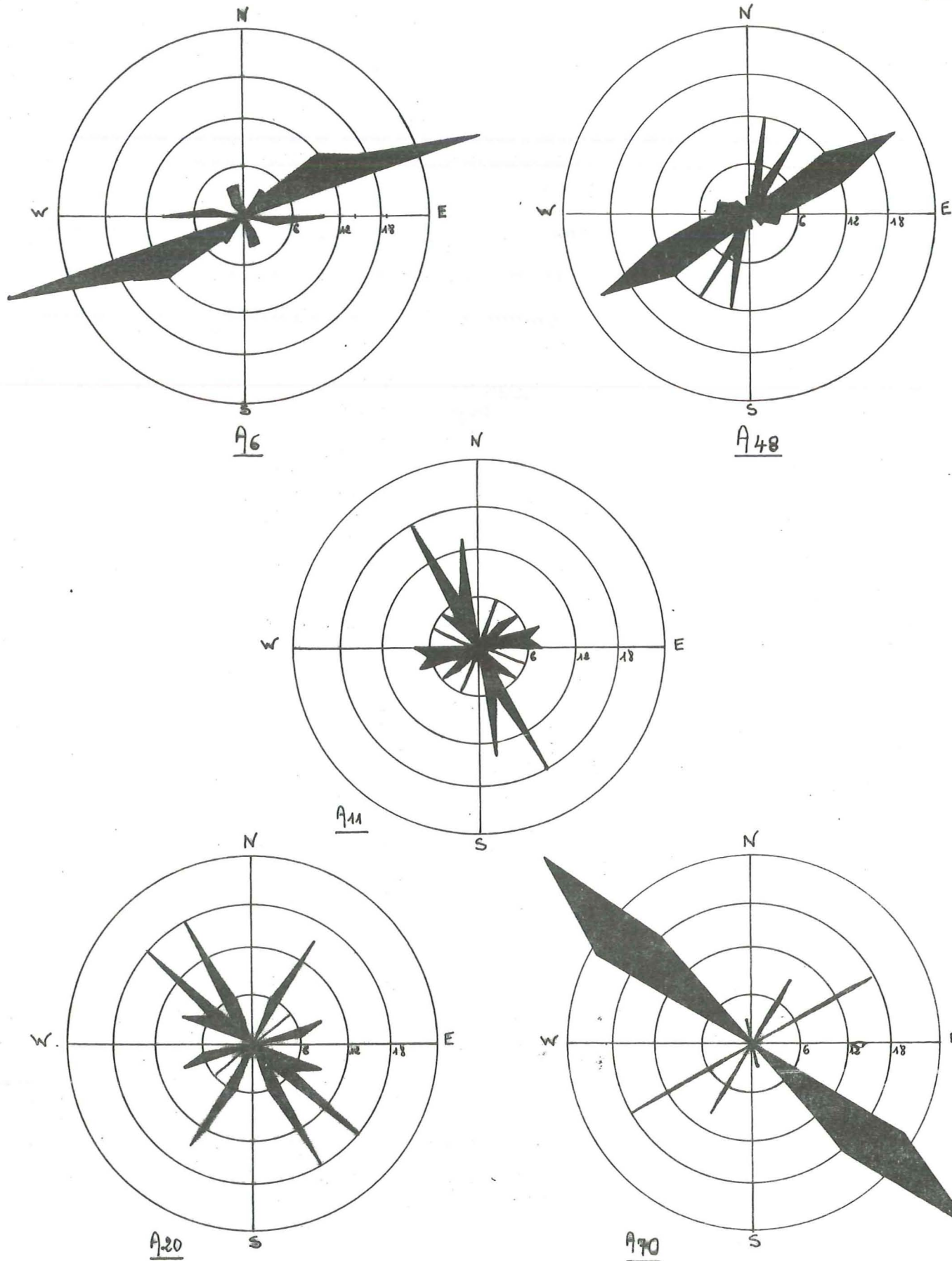
II. - INTERPRETATION

Selon les données classiques les rides d'oscillation à sommet plat ou arrondi se forment sous une faible tranche d'eau et témoignent ainsi de l'existence, en fin de sédimentation gréseuse, d'un bassin peu profond, dans lequel les courants sont faibles étant donné leur petite longueur d'onde.

Si l'on s'en réfère au mode de formation respectif de chacune d'entre elle, d'après Y. GUBLER (60), les nuances obtenues sont intéressantes :

- les rides à sommet plat se seraient produites sous quelques centimètres d'eau, et tiendraient leur aspect de l'action du vent,
- les rides à double crête (ride 7), plus complexes, indiqueraient que la profondeur de l'eau et la vitesse du courant ont diminué verticalement.

Toutes ces indications recourent et complètent heureusement les informations déjà récoltées au travers des analyses séquentielles et granulométriques, concernant ces niveaux gréseux sommitaux. (cf. p. 87 et p. 112).



ORIENTATION des GALETS

CHAPITRE II - LES CARACTERES DU TRANSPORT

RECHERCHE DE LA NATURE DES ECOULEMENTS - MESURE DE L'ORIENTATION DES GALETS

I. - LA METHODE SUIVIE

Elle est expliquée page 292 dans l'ouvrage de A. CAILLEUX et J. TRICART (23).

On mesure à la boussole, dans un plan horizontal et de préférence à la base des chenaux, l'azimuth de la longueur des galets réguliers et allongés. Le rapport longueur-largeur doit être voisin de 2.

Les résultats permettent de construire des histogrammes, ou des roses des allongements de galets.

En comparant, pour chaque affleurement, l'orientation la plus fréquente (mode principal) des galets avec la direction de l'écoulement mesurée au fond du chenal, on définit la nature de cet écoulement de la façon suivante :

- 1) si les galets sont parallèles au sens du courant, ils sont déposés par des coulées boueuses,
- 2) si les galets sont perpendiculaires à ce sens, les courants sont liquides.

II. - LES RESULTATS

A. - Les données (tableau ci-dessous et pl. 45, p. 118).

N° de l'affl.	Azimuth maximum en °	0-30 Parallèles stricts en %	30-60 Intermédiaires en %	60-90 Perpendiculaires en %	n	$\frac{Ls}{ls}$	Sens * du courant
A 70	125	<u>75</u>	03	22	33	2,10	W-NW
A 48	55	<u>70</u>	28	02	50	2,06	SW
A 6	65	<u>80</u>	06	14	50	2,25	W-SW
A 19b	135	<u>60</u>	10	30	50	2,00	NW
A 11	145	<u>54</u>	20	26	50	1,76	NW

* mesures effectuées dans le chenal

B. - Interprétation

1) En A 6, et A 70, les mesures ont été faites à la base d'un chenal. La mise en place a été effectuée par une coulée boueuse.

2) C'est le même résultat pour A 48 si l'on compare l'orientation des galets avec la direction d'écoulement déterminée à partir d'un affleurement proche (47a).

3) Mais A 11 et A 20, montrent que les orientations ne sont pas nettes et c'est plus généralement le cas, ce qui ne surprend guère, puisqu'il s'agit de sédiments déposés brutalement et en vrac.

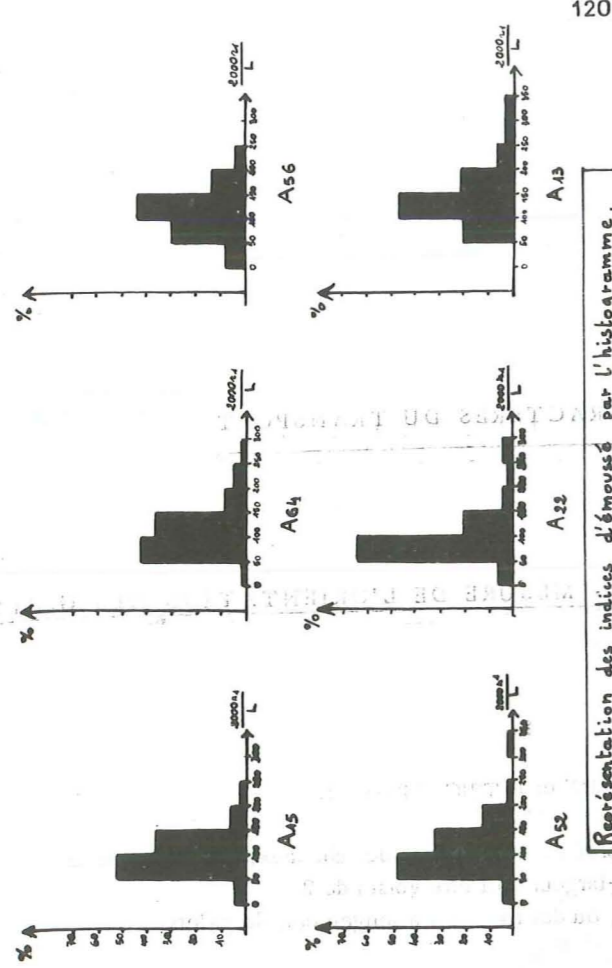
Il apparaît également que plus l'hétérométrie est forte, ce qui est fréquent, moins les orientations sont nettes.

N° des Echantillons	LOCALISATION	Indice d'éroussé			Indice d'aplatissement			d'asymétrie						
		Mh	Mx	Mh	Md	Mx	Mh	Md	Mx					
A15	Feuille de St Bourais La Basse N° 5 (496-894) x = 94,80 ND de y = 97,50 Colmar	50	206	56	2	413	180	324	18	6	500	565	675	
A64	x = 94,94 y = 97,25 Le Passage	50	105	285	44	9	425	190	307	9	7	500	580	763
A56	x = 93,32 y = 95,30 Le Moulin	43	115	244	38	4	438	185	294	10	10	500	550	772
A52	x = 94,44 y = 97,54 La Saucie	47	95	206	54	4	416	185	294	18	4	500	565	800
A22	x = 97,06 y = 97,46 Station de Géorgias	48	85	296	70	6	444	205	316	6	36	500	550	848
A13	Feuille de St Bourais La Basse N° 1 x = 92,50 y = 95,30 F. Baumet	50	425	325	21	12	425	190	375	18	19	500	570	855
A75	Feuille d'Afanay. Uvine N° 2 x = 92,60 y = 92,97 Uvine	48	491	395	30	15	420	180	370	15	10	-	-	-

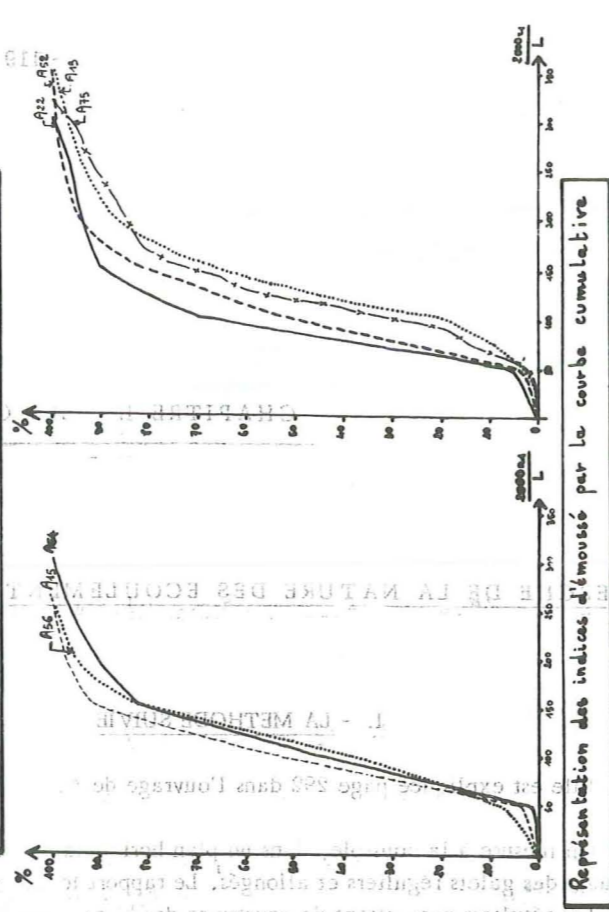
E moussé, A platissage et Dissymétrie de 7 lots de galets de Quartz (25 à 50 mm).

Mh = valeur minimale
 Mx = valeur maximale
 Md = Médiane

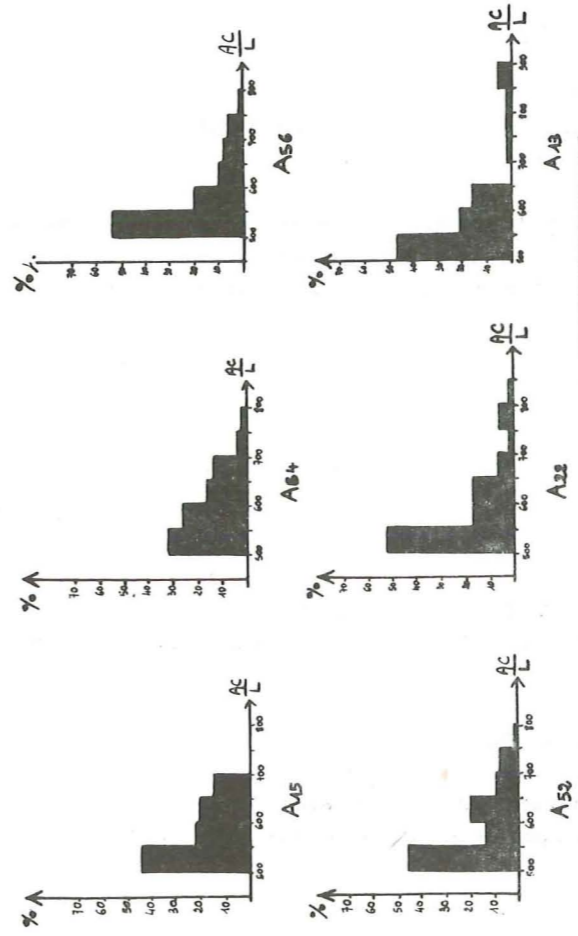
Planche 46



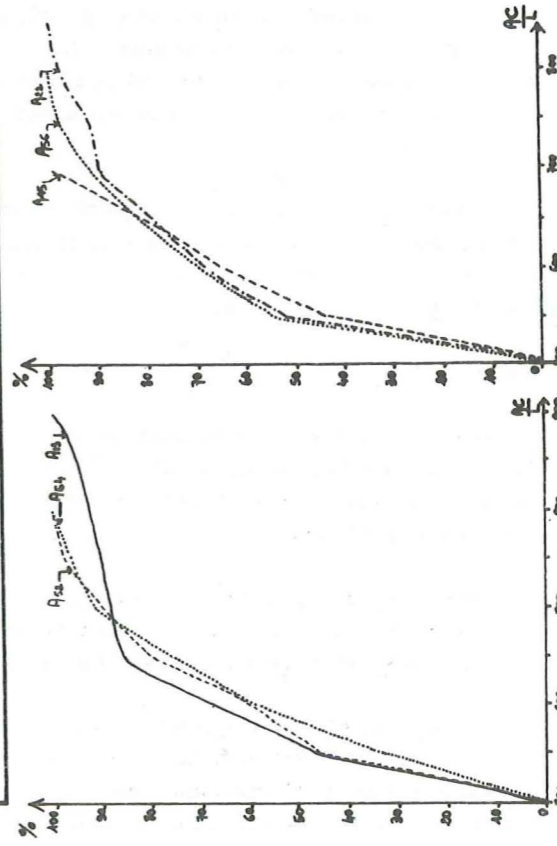
Représentation des indices d'éroussé par l'histogramme.



Représentation des indices d'éroussé par la courbe cumulative.

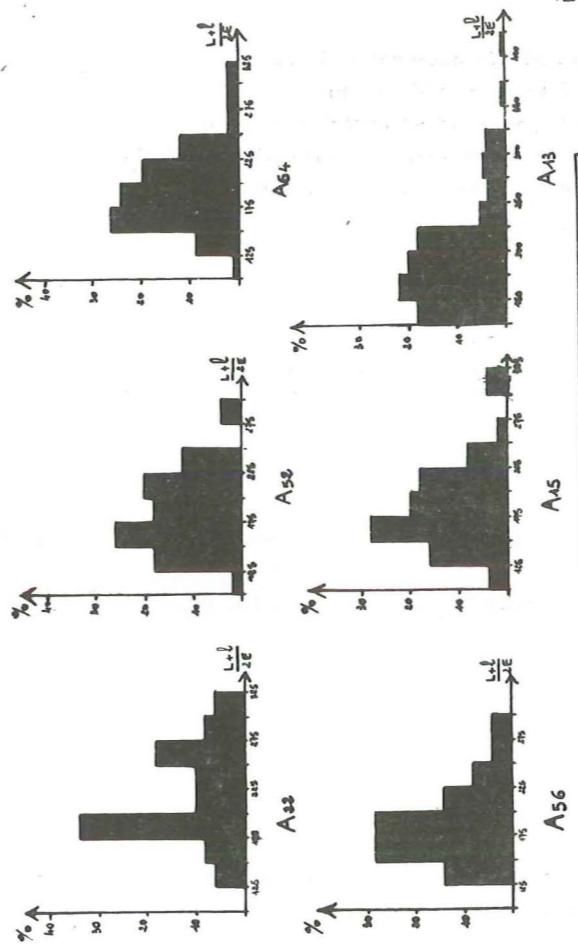


Représentation de la dissymétrie par l'histogramme.

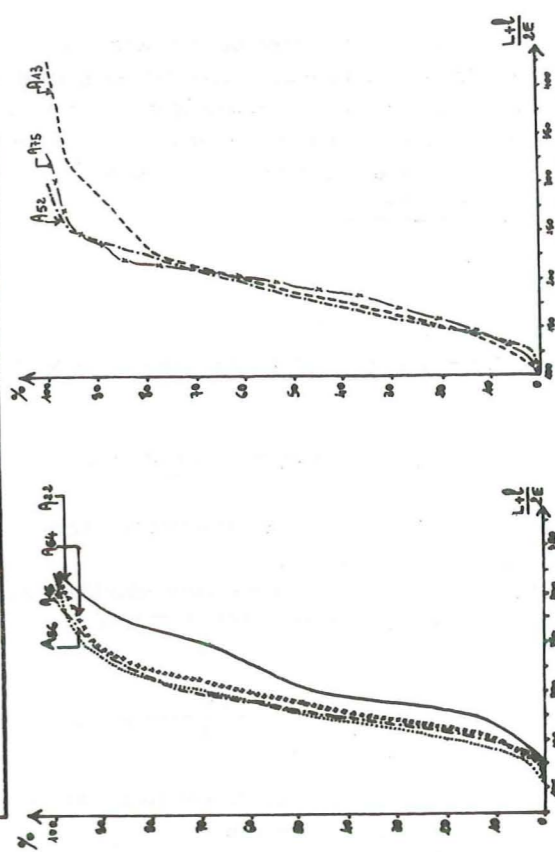


Représentation de la Dissymétrie par la courbe cumulative.

47B



Représentation des indices d'aplatissement par l'histogramme.



Représentation des indices d'aplatissement par la courbe cumulative.

47D

C. - En résumé

Les quelques résultats précédents montrent que la nature de l'écoulement a été celle des coulées boueuses, surtout abondantes à la base de chaque rythme majeur (zone I de la série virtuelle).

Les écoulements liquides furent probables et en définitive, on devait passer de l'un à l'autre, suivant les conditions du moment, comme tend à le prouver l'absence d'orientation marquée décelée dans certains niveaux.

Cette absence d'orientation, conséquence d'un enfouissement rapide des matériaux est également la marque d'un sédiment hétérométrique.

RECHERCHE DE LA NATURE DES AGENTS DE FRAGMENTATION ET D'USURE

I. LA MORPHOMETRIE DES GALETS

Elle a le double intérêt de caractériser l'agent de fragmentation et d'usure et d'apprécier la longueur du trajet parcouru par les sédiments.

Dans ce qui va suivre, la médiane correspond au galet de rang 50 parmi un lot de 100 galets et la méthode suivie est celle de A. CAILLEUX et J. TRICART (23).

A. - L'indice d'éroussé : = (2r^1 / L) x 1000

- 1) Les résultats sont consignés sur la planche 46, p. 120.
2) Interprétation

Les courbes sont unimodales et prouvent l'homogénéité du matériel peu usé. Le transport ne doit pas excéder une vingtaine de kilomètres, et nous sommes conduits à chercher une origine locale.

B. - L'indice d'aplatissement : (L+1 / 2E) x 100

- 1) Les résultats pl. 46 et pl. 47, p. 120 et p. 121.

Les courbes sont unimodales sauf pour A 22.

Les mesures sont comprises entre 180 et 205 et leur moyenne correspond à 187.

Pour chacun des lots, il convient de remarquer que les galets aplatis sont peu nombreux, sauf pour A 22.

2) Interprétation

Comparés à ceux qui sont obtenus à partir de formations graveleuses, ces chiffres indiquent que le transport s'est effectué dans des cours d'eau du type chenaux divagants. Ces faibles valeurs soulignent le caractère brutal de tels écoulements qui s'effectuèrent d'abord sur la roche en place, puis sur des épandages antérieurs, divagants ainsi dans le temps sur des glacis faiblement inclinés.

C. - Indice de dissymétrie : (AC / L) x 1000

Les résultats se trouvent sur les planches 46 et 47.

Les valeurs sont comprises entre 550 et 570.

Les galets sont dans l'ensemble relativement symétriques et ces valeurs évoquent également un transport de type torrentiel, plutôt que fluvial.

D. - Représentation conjuguée des indices d'éroussé et d'aplatissement (voir pl. 48, p. 123).

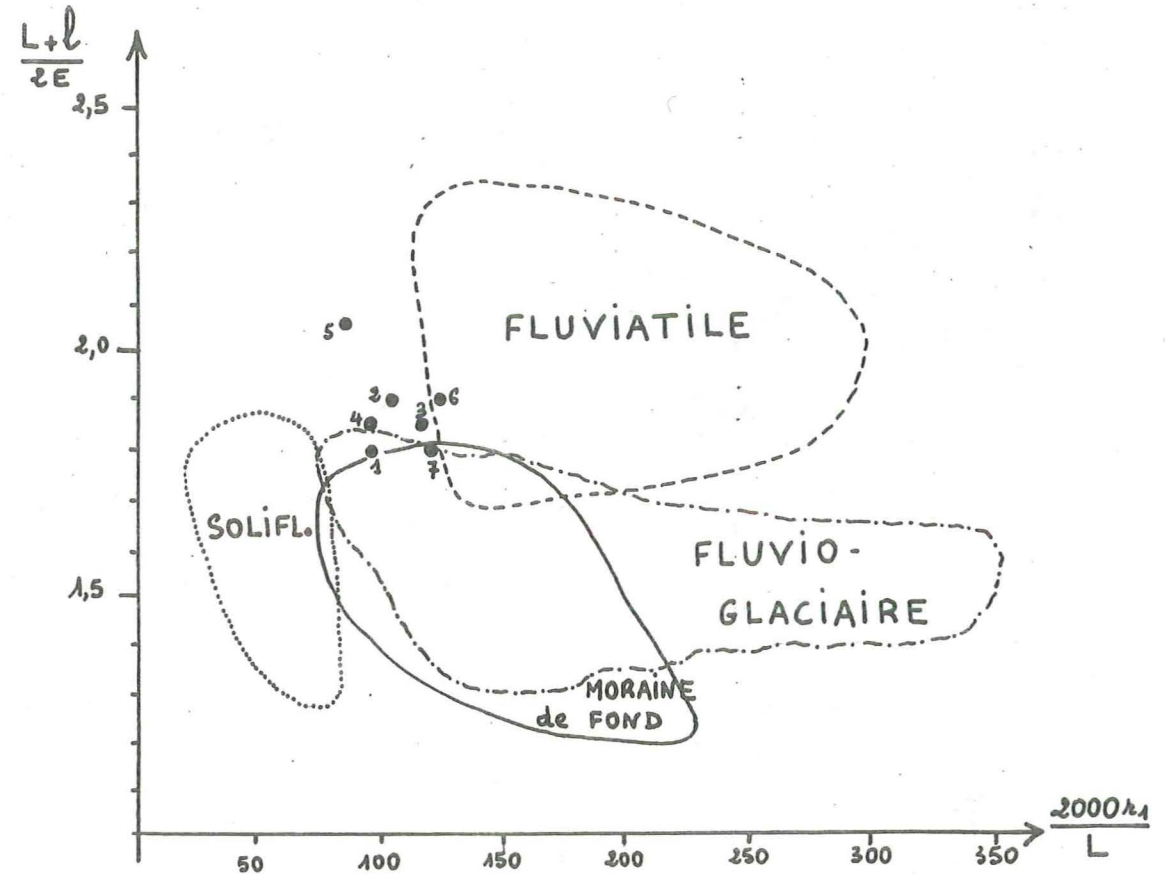
Comme on le voit, le groupement est excellent et se situe en dehors du domaine fluvial strict. Il peut appartenir à celui des coulées boueuses ou des torrents de boue.

E. - Variations géographiques des différents indices (pl. 49, p. 124).

Sur 7 lots, 6 ont été prélevés dans un niveau meuble.

Les variations géographiques, minimales, ne nous apparaissent pas significatives.

L'absence de galets dans la région de la Girotte n'a pas permis de généraliser aux deux rameaux cette étude morphométrique.

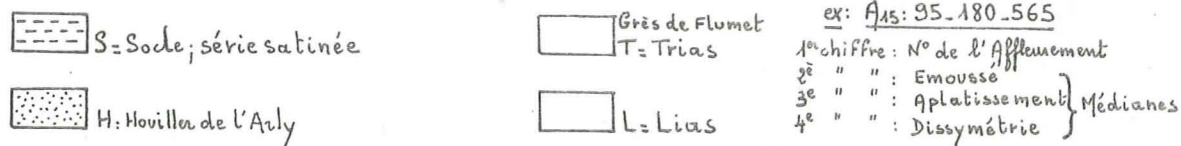
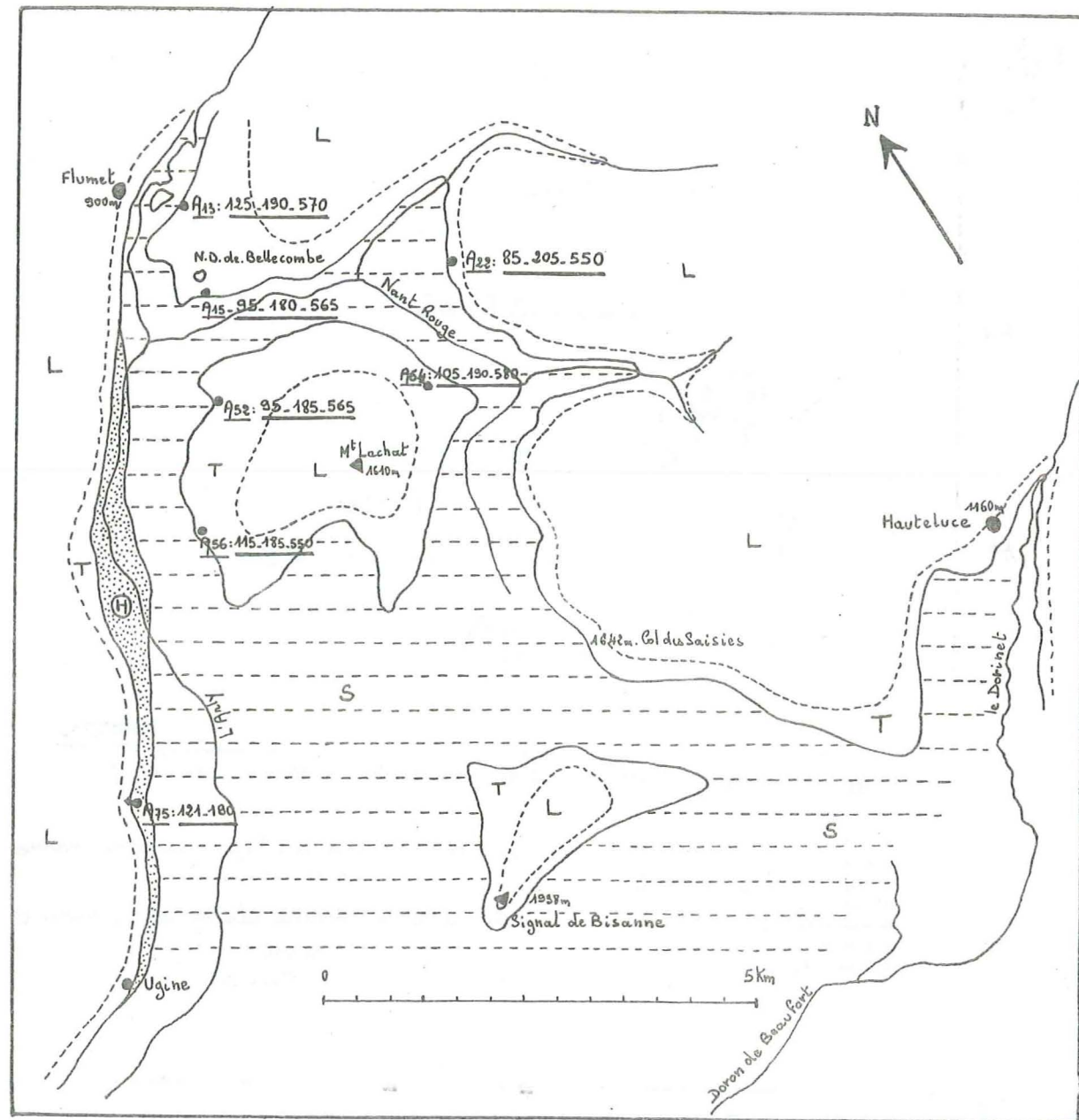


- 1 -> A15
2 -> A64
3 -> A56
4 -> A58
5 -> A32
6 -> A13
7 -> A75

LÉGENDE

En ordonnées: indices d'aplatissement (valeur de la médiane)
En abscisses: indices d'éroussé (valeur de la médiane)
Abaque: d'après J. Tricart.

Représentation conjuguée des indices d'éroussé et des indices d'aplatissement de 7 lots de galets de QUARTZ des GRES. de Flumet.



Variations géographiques des indices d'éroussé, d'aplatissement et de dissymétrie des galets de quartz des Grès de Flumet

II. - MORPHOMETRIE DES SABLES

Cette étude n'a pas été abordée d'une façon statistique, faute de temps. Une détermination "expéditive" a seulement été effectuée sur les échantillons utilisés pour la détermination des minéraux lourds et a concerné les grains de quartz dont la longueur voisine le millimètre.

La charte visuelle de Krumbein et Sloss a été utilisée. Dans l'ensemble, les grains examinés montrent un degré d'usure situé entre 1 et 4 dans l'échelle de référence (0-10) définie par J. PERRIAUX (83), (p. 153). La classe 3 peut être considérée comme la plus courante, et les grains apparaissent irréguliers, polyédriques, à coins arrondis. Les quartz arrondis ou ovoïdes sont exceptionnels.

A noter que dans les plus petites dimensions (de l'ordre de 0,5 mm) les non usés prédominent. Ces quelques résultats caractérisent donc un matériel peu usé d'origine assez proche.

III. - LA COMPETENCE

A. - Le centile

Il exprime la grossièreté du sédiment en un point, lorsqu'il existe des variations géographiques, son évolution définit le sens des courants mais il peut aussi être utilisé pour caractériser la compétence de l'agent transporteur.

1. - Les méthodes

Ce sont celles de A. CAILLEUX et J. TRICART (23) p. 142 et de J. PERRIAUX (83) "le plus gros galet moyen" p. 139.

2. - Résultats (voir pl. 50, p. 126).

a) comparaison des deux méthodes

La seconde nous a semblé beaucoup plus rapide. Les résultats obtenus à partir des deux méthodes sont tout à fait comparables.

b) les variations horizontales

* géographiques (pl. 51, p. 127).

Il était nécessaire d'opérer des mesures sur des affleurements de même niveau stratigraphique. Celles-ci ont donc été faites juste au-dessus du socle, dans les niveaux grossiers à galets (conglomérats) et n'intéressent que le bassin de l'Arly.

Les mesures effectuées en A 20, A 47, A 48 appartiennent à des horizons gréseux supérieurs et différents entre eux. Comme on le voit, il existe une variation horizontale et géographique, dans l'aire sédimentaire de l'Arly, car le centile diminue du Sud vers le Nord, quoiqu'il y ait une récurrence en A 63.

Mais est-ce pour autant la preuve de l'existence d'un courant dirigé sud-nord ? Ce serait contraire au sens d'écoulement, tels qu'ils sont définis par l'étude des litages (cf. p. 135).

Cette variation est plutôt à mettre sur le compte de la compétence des torrents boueux qui était plus importante dans le secteur d'Ugine et d'Héry, à cause d'une pente plus forte.

* les variations latérales proches

Distants de 400 m, A 72 et A 70, ont fourni les faits suivants :

A 72 : premier centile = 31,3

A 70 : premier centile = 47,8

Le centile varie très rapidement même à l'échelle de l'affleurement.

c) les variations verticales

* à l'échelle de l'affleurement A 72 (pl. 29, p. 69).

de la base vers le sommet, les différentes valeurs du centile, exprimées en mm sont :

A = 31,3 ; B = 21,7 ; C = 19,1 ; D = 13 ; E = 38 ; F = 8,2 ; G = 12,5 ;

* à l'échelle géographique (pl. 51, p. 127)

en A 70, à la base de la série, le centile = 46,4

en A 20, au milieu de la série, le centile = 26,9

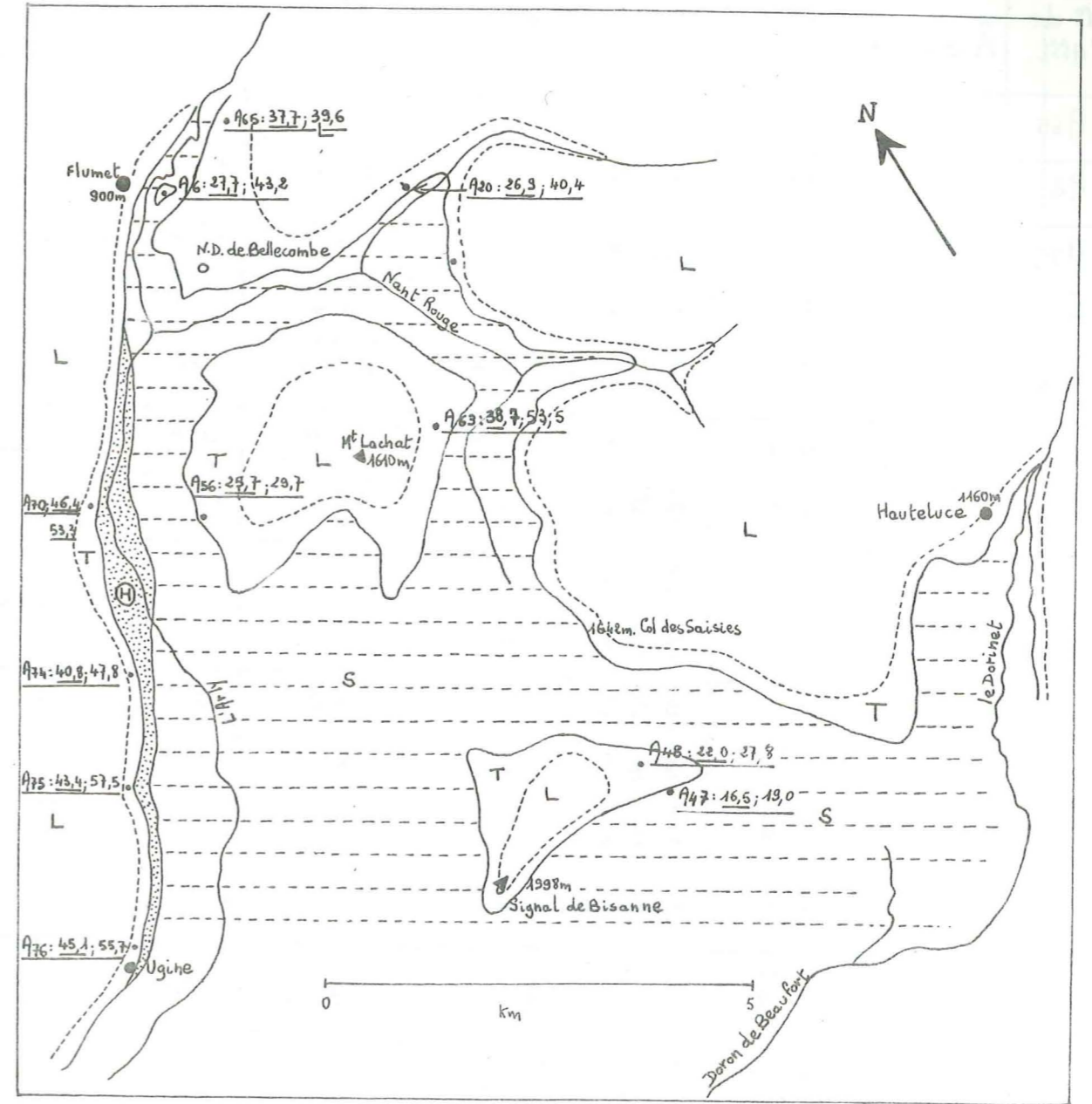
en A 47, au sommet de la série, le centile = 16,5

Le centile diminue donc verticalement, mais irrégulièrement.

CENTILE (MÉTHODE J. PERRIAUX)					CENTILE (MÉTHODE - TRICART & CAILLEUX)			
N° Appl.	L (mm)	E (mm)	$\frac{L+E}{2}$	$\frac{L}{E} \times 100$	Surface en mm ²	N° Appl.	Centile moyen (mm)	Premier centile (mm)
A47	21	20	20,5	105	250	A47	16,5	19,0
A48	43	15	29	285	550	A48	22,0	27,8
A56	40	27	33,5	148	750	A56	25,7	29,7
A20	50	27	38,5	185	950	A20	26,9	40,4
A6	55	26	40,5	164	1200	A6	27,7	43,2
A65	53	29	41	182	1275	A65	37,7	39,6
A63	51	46	48,5	110	1550	A63	38,7	53,5
A70	65	35	50	185	1475	A74	40,8	47,8
A74	53	47	50	112	1475	A75	43,4	57,5
A76	82	25	53,5	328	2050	A76	45,1	55,7
A75	81	46	63	176	2375	A70	46,4	53,3

ETUDE du CENTILE appliquée aux galets de QUARTZ des niveaux de base des Grès de Flumet

- CENTILE du plus gros galet moyen (méthode J. PERRIAUX)
- CENTILE moyen (méthode - TRICART & CAILLEUX)
- classement par ordre des valeurs croissantes



 S = Socle, série satinée
 H = Houiller de l'Arly
 Grès de Flumet
 T = Trias
 L = Lias

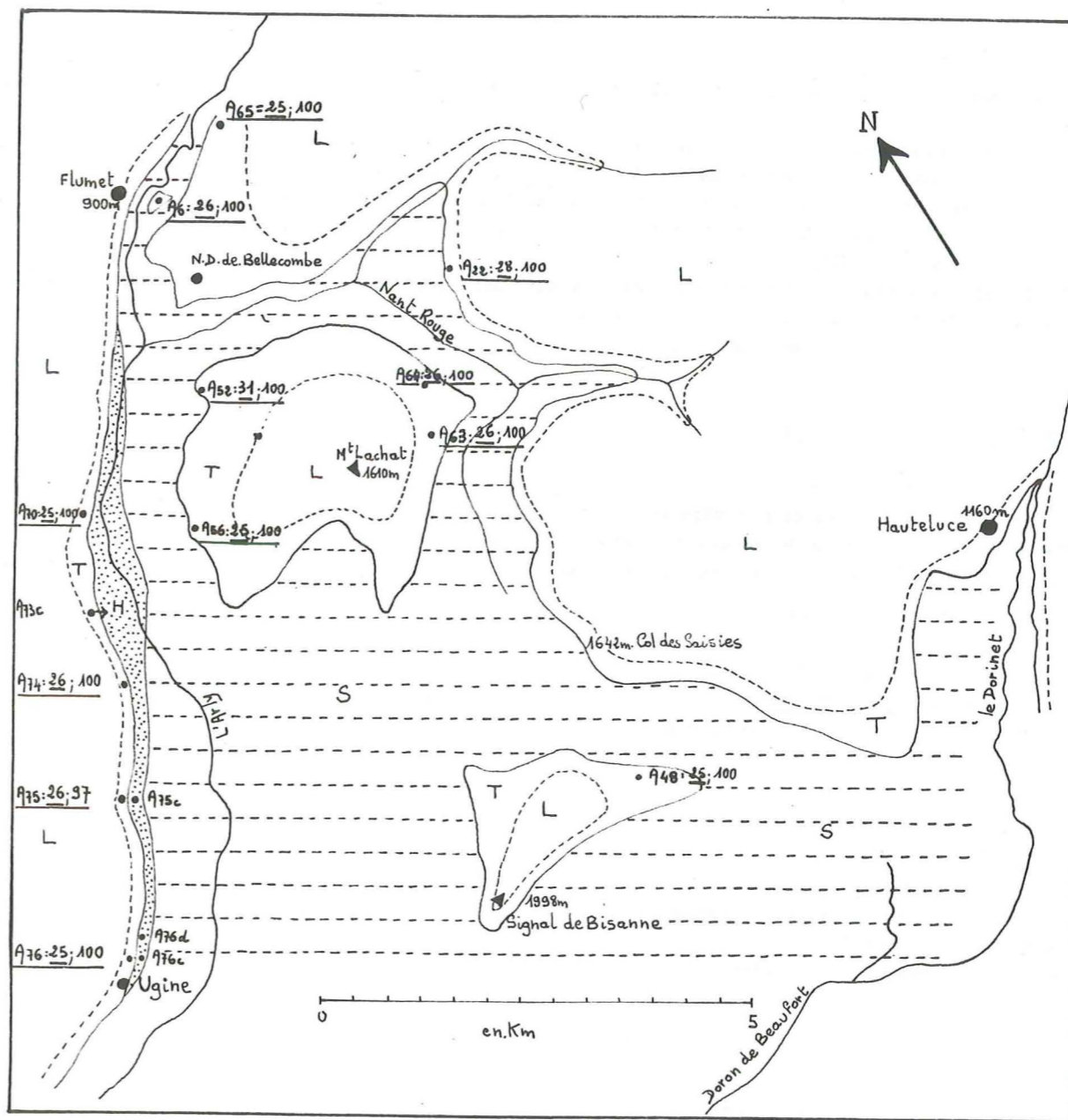
ex: A65: 25,7; 29,7
 1^{er} chiffre: N° de l'affleurement
 2^e " " : Centile moyen
 3^e " " : Premier centile } en mm

Variations géographiques du Centile des galets de quartz dans les Grès de Flumet

N° de l'Affl.	ÂGE	Longueur moyenne		Longueur du plus grand galet (mm)		NATURE		
		Nbre de galets (50cm x 50cm)	Résultat en mm	A l'échelle de la Surface (50cm x 50)	A l'échelle de l'affleurement	Quartz en %	Quartzite en %	Autres en %
A65	TRIAS	50	<u>25</u> ●	50	80	100	-	-
A6	"	42	<u>26</u> ●	60	100	100	-	-
A70a	"	60	<u>25</u> ●	75	95	100	-	-
A70b	"	70	<u>25</u> ●	80	95	100	-	-
A74	"	60	<u>26</u> ●	73	100	100	-	-
A75	"	61	<u>26</u> ●	50	104	97	1	Schiste = 1 Indotéminé = 1
A76	"	64	<u>25</u> ●	60	120	100	-	-
A13	"	—	<u>31</u> ●	71	110	100	-	-
A22	"	—	<u>28</u> ●	41	50	100	-	-
A52	"	—	<u>31</u> ●	52	85	100	-	-
A64	"	—	<u>26</u> ●	43	80	100	-	-
A56	"	49	<u>25</u> ●	50	52	100	-	-
A48	"	41	<u>25</u> ●	50	54	100	-	-
A76c	CARBO-NIFÈRE	(1m x 1m) 18	Micaschiste 140	450	1500 x 300 Micaschiste	1	1	M = 98
A75c	"	(1m x 1m) 25	M = 55 Q = 35 Sn = 30	M = 160 Q = 70 Sn = 30	250 x 100 Micaschiste	40	-	M = 54 Sn = 6
A76d	"	(50cm x 50cm) 34	M = 35 Q = 27	M = 95 Q = 60	140 x 80 Micaschiste	28	-	M = 72
A73c	"	(50cm x 50cm) 19	M = 45 Q = 25	M = 120 Q = 30	156 x 80 Micaschiste	15	-	M = 85

Nature et longueur moyenne des galets de la base des Grès de Flumet (●), et du Carbonifère moyen.

(Sn = Roche noire dure quartzitique = Schiste noir quartzitique?)



S = Socle, série satinée

T = Trias

H = Houiller de l'Anly

L = Lias

ex: A74: 26; 100

1^{er} chiffre: N° de l'affleurement

2^e " " : longueur moyenne en mm

3^e " " : % des galets de quartz

On a souligné les valeurs calculées sur des galets provenant du même niveau gréseux

Variations géographiques de la longueur moyenne et de la nature

des galets de quartz des Grès de Flumet

3. - Interprétation

La variation du centile est d'une part horizontale (de A 72 à A 65), et d'autre part verticale à l'échelle de la série gréseuse.

Cette variation est toujours irrégulière, de sorte que les différences constatées entre des affleurements contemporains et de localisation proche, sont plutôt imputables à la compétence de l'agent vecteur, laquelle a varié en fonction de la topographie locale, et de la pente, en particulier, qui devait être plus forte dans le secteur d'Ugine.

Comme on le voit également, la compétence des cours d'eau a diminué dans le temps au cours de la sédimentation gréseuse mais par à coups (cf. A 72).

Ces résultats sont tout à fait conformes à ceux obtenus à partir des analyses stratigraphiques et granulométriques, à savoir qu'à la base de la série, à une sédimentation deltaïque brutale s'est substituée rythmiquement dans le temps une sédimentation plus calme génératrice de dépôts plus fins.

B. - Nature et longueur moyenne des galets

1. - Méthodes et but

La méthode employée est celle de J. PERRIAUX (83, p. 144).

Elle permet de définir la compétence des cours d'eau, et le sens des courants. Pour chaque affleurement étudié, les galets dont la taille est supérieure à 20 mm contenus dans une surface de 0,250 m² (carré de 50 cm de côté) sont mesurés.

C'est la valeur du galet de rang $\frac{n}{2}$ qui est retenue.

2. - Résultats (pl. 52, p. 128)

a) les variations à l'échelle géographique (pl. 53, p. 129)

Ces mesures effectuées à la base de la série gréseuse (bassin de l'Arly) montrent que la longueur moyenne varie peu horizontalement.

b) les variations à l'échelle du banc

La dimension moyenne évolue peu verticalement dans les niveaux grossiers. Elle est plus sensible latéralement.

3. - Interprétation

L'homogénéité des résultats ne permet pas de déceler la direction d'un courant. Dans l'ensemble ceux-ci ne sont guère significatifs, probablement en raison de la surface trop restreinte du secteur étudié pour faire apparaître des variations possibles, si toutefois elles existent.

IV. - CONCLUSIONS

En permettant d'affirmer :

- d'une part, que les agents de fragmentation et d'usure s'apparentent à des cours d'eau de type chenaux divagants à caractère torrentiel, ou bien à des torrents de boue, du moins en début de sédimentation gréseuse;

- d'autre part, que les matériaux sont homogènes et peu usés, c'est-à-dire d'origine unique et proche.

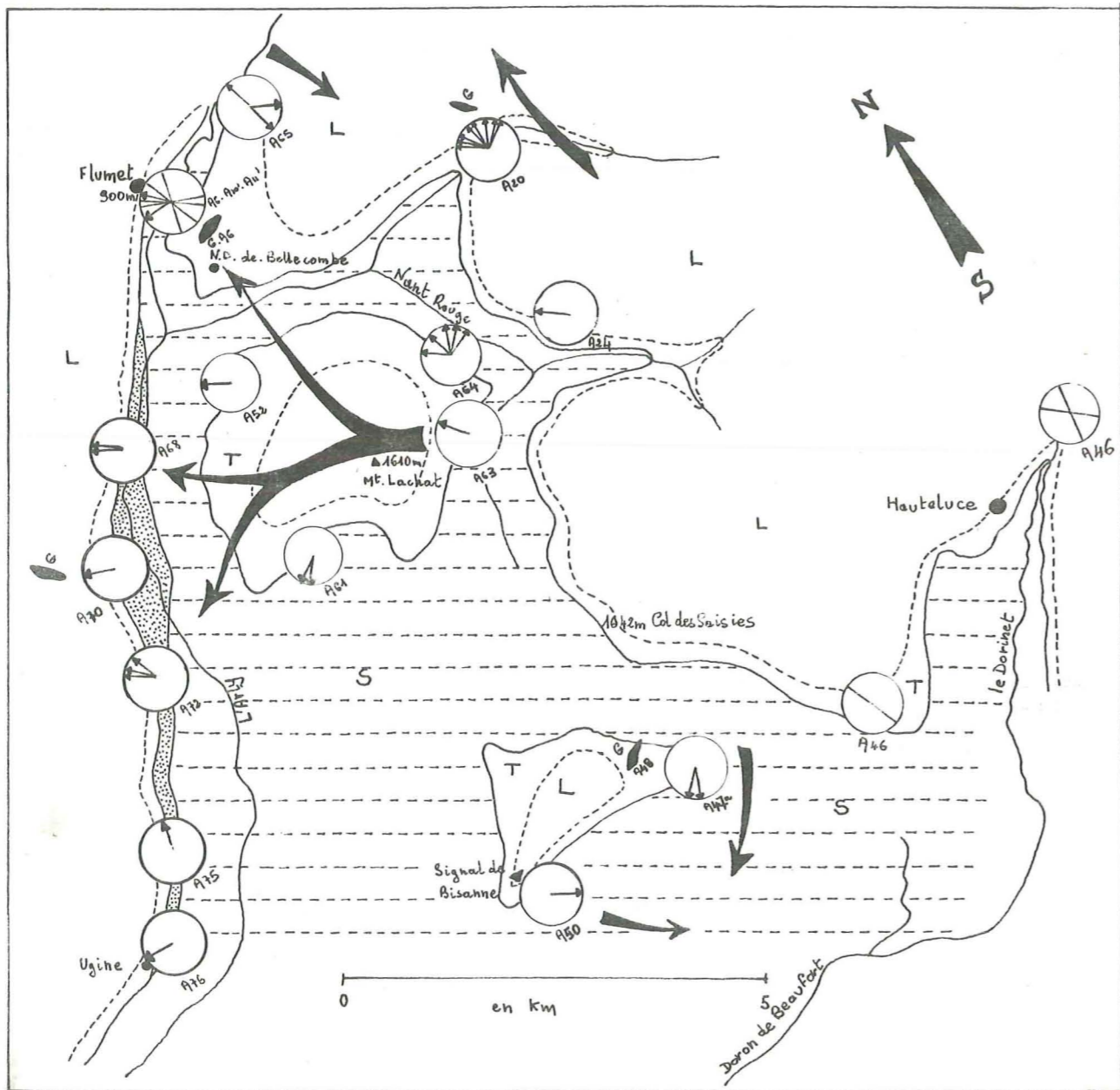
L'étude morphométrique corrobore et précise les conclusions partielles acquises à partir des études précédentes.

Il se dégage donc, avec insistance, un processus sédimentologique caractérisé par des apports homogènes et d'origine proche, dont l'écoulement plus ou moins rapide, s'est concentré en chenaux sur les pentes d'un glaciaire aboutissant à une aire subsidente.

- MESURES des STRATIFICATIONS -

N° de l'affleurement	Lieu et N° de la carte au 1/20.000 ^e	Coordonnées Lambert		Litage entrecroisé	N° de l'affleurement	Lieu et N° de la carte au 1/20.000 ^e	Coordonnées Lambert		Litage entrecroisé
		x	y				x	y	
A10'	Flu met St Gervais/Bains I	924,78	99,30	b = N60E - 10 NW	A70	200m au SE de Pont de Flon	922,44	96,30	b = N20E - 15 W
A112	idem	924,52	99,05	b = N50E - 15 NW	A72	Les Raffarts 100m au sud de la cote 902.5	922,26	96,10	b = N50E - 15 NW b = N80E - 10 N-NW b = N40E - 15 NW
A13	idem	925,10	99,20	b = N50E - 5 NW					
A19b	St Gervais les Bains N°5	926,70	98,00	m = N40E - 25 NE m = N54E - 28 NW	A74	Anney-Ugine N°3 100m au NW des Abonnets	921,02	93,57	m = N40E - 15 NW
	de A19 à A72	1	1	m = N80E - 10 NW	A75	100m au SW du Manche	920,60	92,97	b = N100E - 15 N-NE
	Nant du Milieu	1	1	m = N57E - 26 NW	A76	200m au NE de L'usine électrique d'Ugine	918,90	91,80	b = N5E - 20 W m = N50E - 12 SE ?
	A19c	idem	1	1					m = N48E - 10 NE
A19 } A18	" "	927,10	98,10	m = N60E - 15 NW b = N34E - 15 NE b = N140E - 10 NE					
A24	200m au SE d'Arcanière	927,45	96,10	b = N40E - 20 NW					
A47a	200m au sud des Halles	926,00	91,80	b = N120E - 28 SW b = N144E - 12 SW					
A50	250m au SE du Bucheret	923,96	91,27	b = N30E - 15E-SE					
A64	torrent du Passage à l'Est de Crest-Voland	925,34	97,25	b = N40E - 15 NW b = N76E - 12 NW					
A64 b	idem			b = N154E - 14 E b = N110E - 20 NE b = N130E - 22 NE					
A63	220m au N de la cote 1512.3	926,35	96,40	b = N50E - 10 NW					
A61	torrent de Veillon à l'E du Bernin	924,42	95,52	b = N130E - 18 SW b = N10E - 26 W					
A56	Le Maulin	923,72	95,90	b = N50E - 18 NW					
A52	La Scierie 450 à l'E de la Perricie	924,44	97,54	b = N30E - 20 NW					
A68	Pont de Mottet (vallée de l'Arly) 100m au NE de la cote 845,8	923,10	97,50	b = N40E - 19 NW b = N30E - 15 NW					

b = zone I et m, b = zone II de la série virtuelle.



- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |

Principaux courants durant la sédimentation gréseuse



Photo 42 - A 68
Litages obliques séparés par une surface d'érosion. Remarquer la position des galets qui soulignent le litage.

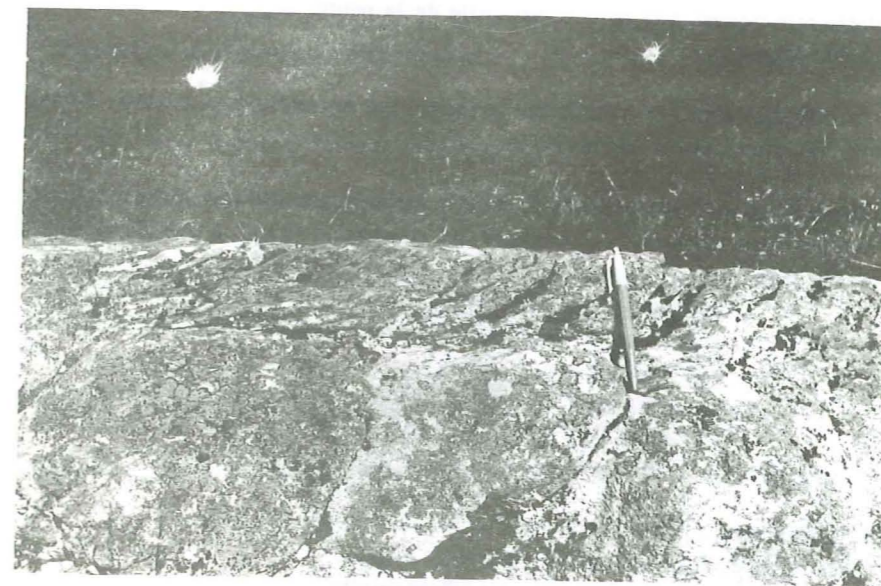


Photo 43 - A 47a
Litage oblique



Photo 44 - A 6
Bel exemple de litage entrecroisé

RECHERCHE DE LA DIRECTION ET DU SENS DU TRANSPORT

I. - METHODES EMPLOYEES

A. - La direction du transport

Elle est aisément déterminable, chaque fois que des chenaux sont observables, par la mesure de l'azimut des cannelures remarquées à la base et par celle de la pente, au fond de la concavité, qui s'effectue à la boussole, comme pour les pendages.

Les chenaux sont des gouttières, comblées par des sédiments gréseux, formant des lentilles lorsqu'elles sont observées en coupe, dont les plus beaux exemples se trouvent en A 6, près de Flumet (photo 44).

Le plus souvent, ces gouttières, dont la largeur peut atteindre une dizaine de mètres, se sont recoupées, érodées et il en résulte une structure entrecroisée qui correspond surtout à une divagation dans le temps.

Selon la terminologie de Y. GUBLER (60) il faut distinguer dans ces ensembles complexes :

- des faisceaux de feuillets obliques, épais de 60 à 100 cm, à la base de la série gréseuse. Le feuillet étant alors le dépôt élémentaire, c'est-à-dire la séquence mineure déposée dans le chenal ;
- des groupements de faisceaux, plurimétriques, atteignant parfois 3 à 4 m, dont l'épaisseur diminue verticalement à l'échelle de la série gréseuse, séparés les uns des autres par des surfaces d'érosion incurvées dans nos sédiments.

B. - Le sens d'écoulement

Afin de le définir, on aura recours :

1. - à la recherche des "flute-marks",
2. - à la mesure des litages.

Elle est effectuée selon la méthode de J. PERRIAUX (83, p. 167) et consiste, pour chaque banc, à distinguer le litage du pendage.

Dans la plupart des cas, le canevas de Wülff sera nécessaire pour ramener ces mesures, prises à la boussole, dans le plan horizontal.

3. - plus rarement, à la mesure de la pente sur le bord du chenal, qui permet, par comparaison avec celle prise au centre, d'indiquer le sens du transport et la compétence du courant transporteur.

Dans la pratique, seule l'étude des litages est susceptible d'être généralisée, mais nous nous sommes heurtés à de sérieux écueils, dus essentiellement :

- à la schistosité SE, créant un pseudolitage, comme le montre la photo 5 p. 16
- à un litage peu évident (se reporter à l'analyse séquentielle).

L'inclinaison des galets n'a pu solutionner le problème, puisqu'ils sont disposés en "vrac".

Une étude statistique n'est donc pas possible, et seules les mesures acquises dans les cas les plus favorables sont représentées sur la planche 55, p. 132.

Comme la structure entrecroisée est générale, il faut observer deux coupes perpendiculaires par affleurement et rechercher le litage oblique.

A la faveur des rares affleurements utilisables, nous avons observé :

- le litage oblique rectiligne (A 68 et A 47a, photos 42 et 43, p. 133).
- le litage compris entre des surfaces d'érosion (A 61).

II. - LES RESULTATS

Ils sont consignés sur la planche 54 et ne concernent que le rameau externe, car ailleurs, la mauvaise qualité des affleurements n'a pas permis d'aborder cette étude. (p. 131).

Les mesures portent sur :

- la base "b", zone I de la série gréseuse virtuelle,
- le milieu "m", zone II de la série gréseuse virtuelle,
- le sommet "s", zone III de la série gréseuse virtuelle.

A. - A la base de la série - Zone I

Les grès à gros galets, acheminés par des torrents boueux, proviennent donc du SE, sauf A 65, seul affleurement où l'on perçoit le contraire.

B. - Au milieu de la série - Zone II

Les courants, légèrement différents, sont issus en moyenne du S-SE.

C. - En fin de série - Zone III

Deux mesures apportent des faits différents :

- en A 47a, apport du NE,
- en A 50, apport de l'W, c'est-à-dire à l'inverse du sens général.

III. - CONCLUSIONS

Les sédiments qui s'acheminaient dans l'aire subsidente de l'Arly provenaient, pour l'essentiel du SE, sans que l'on puisse pour autant exclure quelques apports inverses, encore qu'ils n'aient pas dû être très importants. Soit, dans l'ensemble un sens SE-NW.

Plus tard, le sens d'écoulement s'est quelque peu modifié, s'orientant davantage vers le N-NW.

En fin de série, nous manquons d'informations pour qu'une généralisation soit tentée à partir de deux mesures.

CHAPITRE III - RECHERCHE DU CONTINENT D'ORIGINE

I. - NATURE DES GALETS ET DES SABLES

A. - Les galets

1) Leur nature (voir pl. 52) p. 128)

Ce sont des galets de quartz blanc laiteux, ou rose, voire améthyste. A deux exceptions près (A 75 et A 76) on n'en trouve pas d'autres.

2) Leur origine

Les différentes valeurs obtenues pour leur taille (jamais supérieure à 13 cm, dimensions les plus fréquentes situées entre 10 et 30 mm), prouvent bien qu'il s'agit de quartz d'origine filonienne. (cf. p. 38).

De tels filons de quartz existent-ils dans le socle hercynien ?

Ph. LIARD (66) cite à ce sujet les travaux de P.J. YPMA qui a étudié les filons métallifères de Belledonne.

D'après le remplissage des inclusions, deux types ont été distingués :

- les filons anciens, hercyniens (Antéstéphanien supérieur),
- les filons post-alpins.

Nous sommes donc ainsi conduits à rechercher l'origine de nos galets dans ces filons hercyniens, assez fréquents dans la série satinée.

B. - Les sables et les grès

1) Au microscope

Les grains de quartz détritique présentent essentiellement un aspect polycristallin, parmi ceux-ci, on reconnaît :

- des quartz d'origine filonienne,
- des métaquartzites peu fréquents.

2) La couleur rose

Elle n'est pas due à un pigment extérieur aux grains, sauf pour le niveau rubéfié, mais à des inclusions de granules d'hématite, comme le montre l'examen au binoculaire.

Pour G. DEICHA, de tels quartz roses proviendraient de filons de quartz pegmatitiques, postérieurs aux venues granitiques.

C. - En conclusion

La nature filonienne ainsi que le faible degré d'usure des galets de quartz indiquent que durant la sédimentation gréseuse sur le socle hercynien, la dissection de celui-ci se poursuivait sur une aire voisine.

II. - LES FELDSPATHS

A. - Les méthodes de détermination

Deux d'entre elles ont été utilisées :

1) la méthode de Dana-Russel

Employée par P. DOLLE, elle consiste à polir une section de grès qui est ensuite immergée dans l'acide fluorhydrique durant 30 secondes, puis, après rinçage et séchage, trempée dans une solution de vert malachite saturée pendant 5 minutes.

Les grains brillants sont les quartz, alors que les blancs porcelanés sont les feldspaths. Le comptage se fait au binoculaire.

2) la méthode de la double coloration en lame mince

Utilisée au Laboratoire de Sédimentologie de Grenoble, elle consiste, après attaque des silicates à l'acide fluorhydrique, à immerger la lame mince, d'abord dans une solution saturée de cobaltinitrite de Na, puis de rhodosinate de potassium.

Les orthoclases sont colorés en jaune,
les plagioclases en rose.

Le comptage s'effectue au microscope, et porte sur 1 000 grains environ.

B. - Les résultats (voir tableaux A et B de la pl. 44, p. 109)

Ils sont obtenus à partir de 68 échantillons, et sont les suivants :

13 %	des échantillons	ont	0 à 10 %	de feldspaths ;
25 %	"	"	" 11 à 20 %	" "
13 %	"	"	" 21 à 30 %	" "
46 %	"	"	" 31 à 40 %	" "
3 %	"	"	" 41 à 50 %	" "

Les feldspaths sont moins abondants à la base de la série gréseuse que dans les termes supérieurs où d'autre part la proportion de plagioclases n'est pas négligeable (ex. : affleurement A 47).

C. - Conclusions

Les sédiments gréseux sont de véritables arkoses, leur forte teneur en feldspaths permet de parler d'arènes reconstituées.

III. - LES MINERAUX LOURDS

A. - Méthode utilisée

Elle est classique : c'est celle de A. CAILLEUX et J. TRICART (23) et de S. DUPLAIX (42).

Les sédiments issus de niveaux gréseux meubles ont été tamisés, et seule la fraction comprise entre 300 et 65 microns a été retenue : 200 g de cette fraction sont lavés à l'acide chlorhydrique à chaud puis séparés au bromoforme.

Les déterminations qui avaient été effectuées au microscope, furent ensuite confirmées par M. J. GIRAULT, de l'Institut Dolomieu, après immersion dans des liqueurs d'indice.

B. - Les résultats

5 échantillons provenant de la base de la série virtuelle (zone I, A 15 et A 20), du milieu (zone II, A 20), du sommet (zone IV, A 56 et A 64) fournissent des résultats homogènes, qui peuvent se chiffrer comme suit :

- grains opaques (pyrites oxydées ?) toujours associés à du quartz fibreux : 75 %,
- tourmalines brunes : 21 %,
- zircons, : 4 %,
- tourmaline bleue, épidotes, muscovite, fuschite, en traces.

Les tourmalines et les zircons ont des arêtes nettes, et sont par conséquent très peu usés.

C. - Conclusions

L'association ubiquiste de la tourmaline avec le zircon ne permet pas de connaître avec précision la province minéralogique d'origine, mais leurs faibles usures trahissent leur origine proche.

Comme ces minéraux sont liés par ailleurs à des épidotes, parfois localement abondantes (échantillon 54), à des tourmalines bleues ; minéraux présents dans les ectinites et migmatites, nous nous tournons, une fois encore, vers ce socle métamorphique de Belledonne, pour y chercher l'origine probable de nos sédiments gréseux.

CONCLUSIONS DE LA TROISIEME PARTIE

Elles ont été énoncées à la fin des différents chapitres et, en conséquence nous nous en tiendrons à l'essentiel.

La sédimentation houillère a été suivie de dépôts gréseux de caractère continental. Matériaux peu usés, d'origine proche, ils constituent à ce titre des molasses issues du massif de Belledonne.

Acheminés, puis déposés sur des glaciaires à pente douce faisant transition entre le socle qui s'érode et les zones subsidentes de bordure, ces sédiments graveleux sont issus d'épandages brutaux qui s'effectuèrent d'abord vers le NW puis vers le N-NW.

Par la suite, au Trias, une sédimentation gréseuse carbonatée plus fine apparaît, à laquelle succèdent progressivement des dépôts marins (dolomies), attestant ainsi d'un amoindrissement des reliefs fournisseurs et d'une transgression marine sur le massif de Belledonne, témoin d'une subsidence généralisée du socle.

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES A L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE DES GRES DE FLUMET ET DE LA SERIE CARBONATEE :

LA PALEOGEOGRAPHIE ET LE PROBLEME DU PERMIEN

Afin de ne pas nous répéter à la fin de ce mémoire, en formulant des conclusions générales reprenant celles qui furent énoncées tout au long de ce travail, il nous a semblé préférable d'y substituer un bilan paléogéographique où seront retracés le paysage et le climat du Permo-Trias, et où nous envisagerons ensuite la chronologie de la série gréseuse et carbonatée et le problème du Permien.

Univ. J. Fourier - OSUG.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 0478 39 54 27 - Fax 0478 39 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

CHAPITRE I - LE PAYSAGE

I. - LE RELIEF

Le massif de Belledonne, qui avait dû constituer des reliefs accentués durant le Stéphanien inférieur et moyen, ne représentait plus, à l'aurore de la sédimentation gréseuse, qu'une grande pénéplaine ondulée dont les dénivellations ne dépassaient pas une trentaine de mètres.

Autant que l'on puisse en juger d'après nos affleurements, il existait un glacis, sorte de grande surface à pente douce, inclinée vers l'Arly et hérissée "d'flots" çà et là. Son orientation, dans la partie qui nous est connue, ne différait pas de celle du glacis occidental actuel, mais sa pente était moins accentuée.

Par la suite, un sillon subsident a dû apparaître à l'emplacement occupé maintenant par le Synclinal Médian, mais nous ne pouvons pas l'affirmer avec certitude, faute d'affleurements plus nombreux. Toujours est-il que les variations d'altitude étaient nettement plus importantes et plus rapides du NW vers le SE, c'est-à-dire en suivant une direction perpendiculaire à l'axe du massif de Belledonne. Ce qui nous conduit à penser qu'il devait exister des aires subsidentes séparées par des dômes et alimentées par des matériaux d'origine proche, comme il a été prouvé dans les études précédentes (p. 76) ; l'une d'entre elles (aire de l'Arly) ayant déjà fonctionné au Houiller.

Sans doute pourrait-on nous objecter que cette pénéplaine ondulée ne pouvait plus donner prise à l'érosion, mais il n'est peut-être pas toujours nécessaire d'imaginer un relief jeune pour justifier une érosion importante.

A ce propos, J. TRICART (103) cite des massifs africains vigoureux de la zone tropicale humide ou semi-aride bordés de sédiments fins, alors que des régions de plaine ou de plateau sont envahies par des nappes caillouteuses, dont la mise en place est d'origine climatique plutôt que tectonique.

C'est bien le même mécanisme qui s'est déroulé ici.

II. - LA SEDIMENTATION

Les arkoses dont les feldspaths sont encore adhérents aux quartz correspondent à des matériaux peu évolués dont la mise en place s'est réalisée selon les modalités suivantes :

Véritables arènes reconstituées, elles représentent à ce titre, du moins en ce qui nous concerne, d'anciennes surfaces pédologiques qui ont été décapées brutalement durant les phases climatiques humides, suffisamment violentes pour engendrer des épandages graveleux.

Entraînés sur les glacis, y constituant des coulées tantôt boueuses, tantôt liquides, concentrés en chenaux au parcours plus ou moins long et capricieux, ces épandages parvenaient aux zones les plus basses à caractère réducteur où ils s'accumulaient.

Empreinte d'un climat changeant, cette sédimentation brutale s'est effectuée tout d'abord sur un socle au relief amoindri, mais tourmenté dans le détail, et jamais de façon uniforme, variant avec la topographie du lieu.

Lorsque la pente était forte, par exemple, comme cela semble avoir été le cas dans le secteur d'Ugine, la compétence des "cours d'eau" augmentait suffisamment pour éroder les terres sous-jacents.

Par contre, durant les accalmies climatiques la décantation s'effectuait, fréquemment perturbée par des arrivées de matériaux grossiers survenant à la faveur de brefs intermédiaires pluvieux.

Par suite d'une émergence due à des mouvements orogéniques positifs se produisait un assèchement temporaire pendant lequel les actions climatiques et pédologiques entraînaient la dolomitisation épigénique et la rubéfaction du

sommet des rythmes majeurs (du moins à la base de la série gréseuse en ce qui concerne le second point).

Il devait exister alors un exutoire marin, situé probablement vers le NW, mais nous n'en possédons pas la preuve, car seule une partie de l'histoire sédimentaire de la région a pu être reconstituée, et il est impossible de savoir ce que deviennent les dépôts gréseux sous les chafnes subalpines.

Plus tard, à ces matériaux déposés brutalement mais rythmiquement dans un milieu continental, firent place des sédiments gréseux carbonatés qui se déposèrent alors lentement dans un milieu peu profond, homogène, vraisemblablement en relation avec la mer et tranchant nettement sur le précédent. Très progressivement, celui-ci devint ensuite franchement marin au cours de la sédimentation dolomitique.

Comme on le voit, une telle évolution verticale, d'une sédimentation continentale ou pénécontinentale à une sédimentation marine, évoque remarquablement une transgression généralisée sur ce massif de Belledonne, nuancée dans son déroulement comme le soulignait l'analyse séquentielle de la série carbonatée, et qui devait aboutir au domaine lagunaire à la fin du Trias.

Pour expliquer la rythmicité d'une telle sédimentation qui conduit des détritiques aux chimiques, les oscillations climatiques, si elles justifiaient certains aspects de la sédimentation gréseuse, ne suffirent plus pour retrouver les causes de ces rythmicités dans la sédimentation carbonatée.

Comme nous le disions déjà p. 87, il faut plutôt leur rechercher une origine tectonique. Des mouvements verticaux, alternativement ascendants ou descendants, en seraient la cause et auraient entraîné en définitive, une subsidence généralisée du massif de Belledonne, comme l'indique clairement l'évolution sédimentologique du Permien au Lias.

Ces mêmes mouvements intervinrent-ils durant la sédimentation gréseuse ? C'est probable car ils en expliqueraient bien l'organisation séquentielle, ainsi que la sédimentation terrigène alors entretenue par le rajeunissement des reliefs locaux.

Dans l'ensemble, nos résultats se rapprochent de ceux de J. SARROT-REYNAULD (95) et de Ph. LIARD (66), concernant respectivement le Dôme de La Mure et les Grès d'Allevard.

En somme, les variations d'épaisseur constatées du NW vers le SE, soit perpendiculairement à la chafne, et l'existence possible du dôme séparant les bassins sédimentaires (bassin de l'Arly et bassin d'Hauteluze) nous amènent à penser, comme ces deux auteurs, que la sédimentation gréseuse s'est probablement effectuée dans des aires subsidentes séparées l'une de l'autre par des horsts fournis par une tectonique tardi-hercynienne, laquelle marquera sans discontinuité la sédimentation locale, puisque des galets cristallins pouvant atteindre un mètre sont retrouvés dans le Lias (grès singuliers du col du Bonhomme).

Le cadre géographique étant ainsi ébauché, il reste à définir le climat et à situer nos séries dans la chronologie géologique.

CHAPITRE II - LE CLIMAT

L'organisation séquentielle de la série gréseuse due à la répétition verticale et monotone de rythmes majeurs caractérisés :

- à la base, par des sédiments à litage entrecroisé,
- au sommet, par des sédiments nettement plus fins, micacés et dolomités,

témoigne d'un climat aux saisons bien marquées. Compte tenu du caractère rythmique de la sédimentation, celles-ci devaient être nécessairement humides, puis sèches.

Il reste cependant à définir ce climat avec plus d'exactitude à partir de la rubéfaction qui atteint le socle et les Grès de Flumet, et en fonction de la nature des argiles et des feldspaths de la série gréseuse.

I. EXAMEN DES FAITS

A. - NATURE DES ARGILES

1. - Méthode employée

De la base de la série gréseuse, jusqu'au premier niveau dolomitique de la série carbonatée, 9 échantillons ont été prélevés, puis analysés :

- huit d'entre eux par les Rayons X (diffractomètre sur agrégats orientés, au Laboratoire de Grenoble),
- le neuvième à la thermobalance (au Laboratoire du Muséum de Paris).

2. - Les résultats

Déjà mentionnés dans le chapitre II de la seconde partie, ils sont homogènes et indiquent que la fraction argileuse est de l'illite.

Les opérations de chauffage et le traitement au glycol se sont révélés négatifs, ce qui exclut donc la présence d'interstratifiés.

B. - NATURE DES FELDSPATHS

1. - Méthode utilisée (voir p. 137)

2. - Les résultats

Les orthoclases sont les plus abondants mais dans 20 % des échantillons étudiés, les plagioclases dominent, et il est des affleurements où leur pourcentage devient important (ex. : A 47).

Dans l'ensemble, ces minéraux sont rarement maclés. Toutefois, les macles de Carlsbad et de l'Albite figurent dans quelques échantillons des bords du lac de la Girotte. D'autre part, les feldspaths sont fréquemment altérés, les plagioclases montrant le phénomène de séricitisation classique.

C. - LA RUBÉFACTION DU SOCLE

1. - Localisation

Déjà reconnue et décrite sous le vocable de couleur rose par M. LUGEON (72) dans les Aiguilles Rouges, et sous le vocable de couleur violette dans la région d'Allevard (P. LIARD) la rubéfaction affecte également le socle dans

d'autres secteurs que le nôtre, puisqu'on la rencontre dans les Cévennes, en Suisse, dans les Vosges...

Dans la région de Flumet-Hauteluze, les schistes cristallins, ainsi que le Houiller, sont colorés en violet, sur quelques centimètres à quelques mètres, parfois davantage, à partir de l'ancienne surface morphologique, devenue le contact grès-socle.

La coloration n'est cependant bien marquée que sous la série gréseuse, dont la transgression a en quelque sorte fossilisé la couleur.

Elle est facilement reconnaissable dans le premier virage, à la sortie de Flumet, en direction de N-D-de-Bellecombe (A 6), mais également en A 47, près des Gîtes de France et dans la vallée de Hauteluze (A 44, A 45, A 46) où elle affecte le socle sur 2 à 3 m d'épaisseur.

Rappelons que c'est ce faciès coloré qui avait déterminé E. RITTER (93) à considérer comme du Permien le sommet de ce socle, également dolomitisé.

2. - Nature et origine

La rubéfaction du socle a été interprétée comme une sorte de "phénomène latéritique" par M. LUGEON (72) qui le data antétriasique pour deux raisons :

- d'une part parce qu'il considérait les grès de Flumet comme du Trias inférieur,
- d'autre part parce que la coloration violette n'atteignait que le socle ; les grès sus-jacents n'étant généralement pas colorés.

En réalité, dans notre région, il apparaît clairement que si le sommet du socle est violet et dolomitisé, il en est de même des niveaux gréseux et fins de la base de la série gréseuse virtuelle qui correspondent à d'anciennes surfaces pédologiques (voir analyse stratigraphique), p. 41 et 53).

La coloration violette du socle et des niveaux gréseux a donc probablement la même origine.

Les faits recueillis autorisent à penser que cette coloration est liée à un climat rubéfiant que nous allons tenter de préciser dans ce qui va suivre.

II. - NATURE EXACTE DU CLIMAT RUBÉFIANT AVANT ET DURANT LA SEDIMENTATION GRESEUSE

Il est classique de procéder à l'analyse des sédiments afin de connaître la nature du climat qui a présidé à leur élaboration.

Une telle étude, bornée aux termes inférieurs de la série gréseuse virtuelle, indiquerait seulement ce qu'il en était au début de la sédimentation.

Poursuivie verticalement, elle permet de déceler d'éventuelles modifications climatiques pendant cette sédimentation gréseuse. Or, les résultats prouvent qu'il n'y a pas eu de variation notable durant une longue période où elle se trouve incluse.

En somme,

- la présence exclusive d'illite et le pourcentage parfois important de plagioclases remarqués dans la série gréseuse, la coloration violette du socle et des grès, compte tenu des travaux des pédologues modernes (P. DUCHAUFOR (39)), font effectivement penser à un climat rubéfiant qui a donc agi avant et pendant le dépôt des "Grès de Flumet", se manifestant par une alternance de deux saisons, dont les caractères sont les suivants :

- durant la saison chaude et humide, le socle ainsi que les sommets de rythmes sont soumis, sous l'action de la chaleur et de la pluviosité, à une altération pédogénétique caractérisée par des hydrolyses d'autant plus poussées que la saison humide est longue.

A partir des feldspaths naît l'illite, tandis qu'à partir des ferromagnésiens sont élaborés les sesquioxydes de fer, pouvant constituer les complexes ferro et ferrisiliciques.

La présence d'illite et surtout de plagioclases montre qu'en réalité les sols ne furent qu'ébauchés, peu lessivés sans aucun doute par de brèves saisons humides amorçant tout au plus les hydrolyses.

- par contre, la forte rubéfaction incite à penser que les saisons sèches étaient fort longues. En effet, la fixation du fer dans le sol ne peut se réaliser qu'à la faveur d'une période de sécheresse, au cours de laquelle les matières organiques sont minéralisées, et les complexes ferro-ferrisiliciques détruits. Le fer ainsi libéré peut alors cristalliser puis se fixer à l'état d'hématite dans le cas présent.

Si nous ajoutons à ces différentes données celles qui furent rassemblées au cours de l'analyse sédimentologique et stratigraphique (forte hétérométrie, mauvais triage consécutifs à un enfouissement rapide, agrégats siliceux, le caractère microconglomératique des arkoses...) nous sommes conduits à retracer un climat de type rubéfiant chaud et humide, comportant :

- des épisodes humides modérés et courts, durant lesquels s'amorcent les hydrolyses ;
- des épisodes humides violents, à fortes précipitations, responsables des décapages de sols et de ces vastes épandages graveleux ; mais à phase de sécheresse très marquée, ce qui nous incite à parler plutôt de climat semi-aride.

Sans doute un tel climat est-il proche de celui qui sévit au Nord de la zone tropicale actuelle (région Soudano-Sahélienne) caractérisé par :

- une température de 20°,
- une pluviosité annuelle voisinant 750 mm, mais répartie sur trois à quatre mois.

La rubéfaction du socle et des niveaux gréseux n'a donc pu se réaliser au cours d'une très longue pédogenèse forestière du type de celle analysée par H. EHRART, sous climat équatorial ou tropical humide, incompatible avec nos données, car la phase migratrice n'existe pas dans nos sédiments gréseux, et surtout l'absence persistante de kaolinite l'exclut.

CHAPITRE III

CHRONOLOGIE DE LA SERIE GRESEUSE ET CARBONATEE

LE PROBLEME DU PERMIEN

Rappelons que son existence, longtemps controversée dans notre secteur a été abandonnée et que par analogie avec le Trias germanique, les géologues rattachent au Trias inférieur des "Grès de Flumet", appelés quartzites de base dans la littérature géologique classique.

La lacune permienne est ainsi admise et la rubéfaction du socle datée de cette époque.

Cependant l'étude des Grès d'Allevard (Ph. LIARD, 66) et celle des Grès de Flumet relancent ce problème.

I. - LE PERMIEN DATE DANS BELLEDONNE

Il est connu dans le rameau externe du massif de Belledonne sous le nom de "Grès d'Allevard". Rapproché du faciès Verrucano par P. LORY en 1893 ; il était classique d'y distinguer, après la publication de M. GIGNOUX et L. MORET (55), (1948) :

- un Permien inférieur qui, selon leurs termes, "marche" avec le Houiller,
- un Permien supérieur qui "marche" avec le Trias.

Cette série détritico-schisto-gréseuse verte, rouge, violette ou grise fut datée un peu plus tard lorsque P. GIDON, en 1950, P. CORSIN et A.C. TOBI, en 1954, y eurent trouvé des empreintes de flore fossile. Cet ensemble fut rattaché à l'Autuno-Permien.

Récemment, Ph. LIARD reconnut que la base de cette série constituait en réalité, non pas un Permien inférieur, mais le Stéphanien supérieur, sur lequel repose en discordance l'Autuno-Permien auquel fait suite le Trias avec une discordance "à peine sensible" (Cl. BORDET), ou "jamais vue et probablement absente" (Ph. LIARD). Partout ailleurs, l'existence du Permien reste problématique, et c'est souvent la rubéfaction qui l'évoque.

II. - LA RUBÉFACTION ET LE PROBLEME DU PERMIEN

En l'absence de fossiles, certains géologues ont été amenés à donner de l'importance aux colorations. Comme les Grès d'Allevard en comportaient et étaient bien datés, on a eu tendance à rapprocher de cette formation, c'est-à-dire à dater du Permien, tous les niveaux conglomératiques et schisteux rouges, violets, bariolés, dans le genre de ceux que l'on rencontre à Héry-sur-Ugine et qui ont été mentionnés dans la seconde partie p. 31.

La question se pose donc de savoir maintenant si dans notre région la rubéfaction est également permienne, comme le suppose Cl. BORDET, pour la simple raison qu'elle n'est rencontrée que sous les quartzites du Trias.

En réalité, elle aurait au moins débuté au Stéphanien supérieur puisqu'elle affecte le sommet du Houiller. Le climat rubéfiant qui en est cause aurait alors sévi durant une longue période allant du Stéphanien supérieur à la base du Trias. Mais c'est omettre la présence de niveaux gréseux violets à la base des Grès de Flumet. En admettant, bien entendu que ceux-ci constituent le Trias inférieur, la période durant laquelle aurait sévi le climat rubéfiant se trouve allongée du Stéphanien supérieur au Trias inférieur.

Il apparaît donc clairement que la seule présence de la coloration violette qui atteint dans notre secteur :

- le sommet du socle (qu'il soit métamorphique ou Houiller),
- les niveaux inférieurs fins des Grès de Flumet (niveau R), qui sont rencontrés également dans le Permien d'Alleverd, n'autorise pas à dater du Permien cette rubéfaction.

Il reste à dater les Grès de Flumet, rapportés au Trias inférieur par analogie de faciès avec la série germanique. L'analyse sédimentologique de ceux-ci, comparée avec celle des Grès d'Alleverd, permet de reconsidérer leur âge sous un jour nouveau et de réenvisager le problème du Permien.

III. - ATTRIBUTION D'UN AGE PERMO-TRIASIQUE AUX GRES DE FLUMET

A. - LES RESULTATS DE Ph. LIARD

L'étude séquentielle et pétrographique des Grès d'Alleverd ont amené cet auteur à opérer des coupures sédimentologiques dans cette formation ; ainsi y distingue-t-il deux séries détritiques caractérisées de la façon suivante :

- la première, qui constitue la base des grès (Stéphanien supérieur) représente des deltas fluviaux ou torrentiels de Piémont en provenance de l'Est;
- la seconde, autuno-permienne, de même provenance, réalise une succession de séquences majeures "chacune d'entre elle est formée d'un terme de base gréseux parfois érosif, granoclassé, surmonté d'un complexe terminal d'une puissance équivalente, pélitique homogène ou disposé en laminites (pélites grises de Montouvrard, grès micacés lie-de-vin du Bréda)" et l'auteur interprète cette formation comme "un épandage rythmé lent et continu sous une faible tranche d'eau, pouvant être interrompu épisodiquement par un système de canaux de "wash-out" (p. 119).

Il rapporte ensuite au Trias un poudingue et un niveau de quartzite très localisés, qui n'apparaissent que lorsque les grès supérieurs bien lités à ciment calcaire, reposent directement sur le socle.

Les caractères pétrographiques, séquentiels, font de ces sédiments un niveau-clé que l'auteur dissocie de l'Autuno-Permien avec lequel il est concordant, semble-t-il, alors qu'il est nettement discordant sur le Stéphanien supérieur.

Le poudingue sous-jacent aux grès à ciment carbonaté a été rapporté à la base du Trias inférieur car les matériaux sont plus usés que ceux des Grès d'Alleverd.

B. - CORRELATIONS AVEC LES GRES DE FLUMET

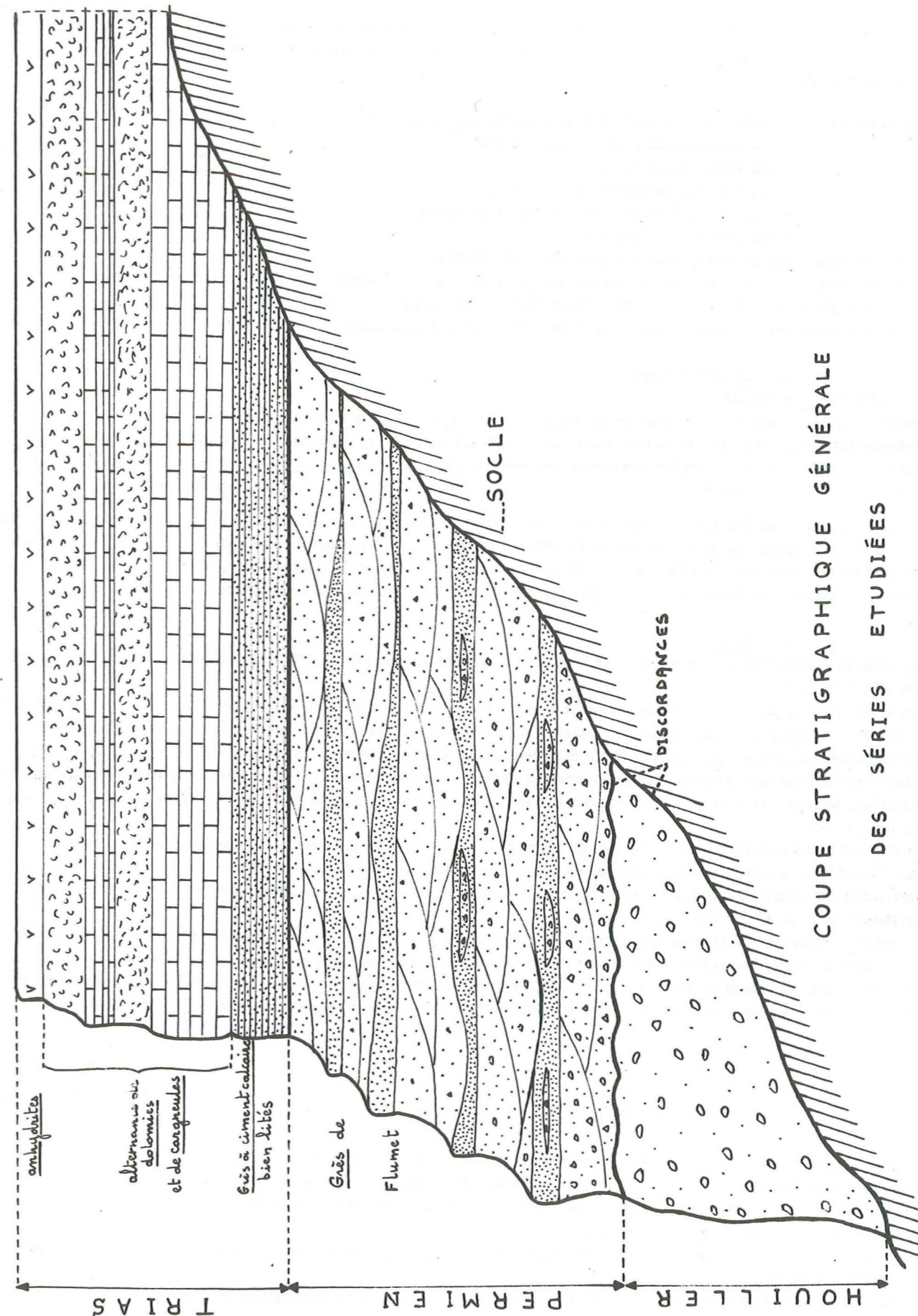
1. - Les ressemblances entre Grès de Flumet et Grès d'Alleverd

- a) Le niveau marron, horizon-clé dans notre secteur, comporte les mêmes caractères pétrographiques et séquentiels que les grès à ciment carbonaté.
- b) La même organisation séquentielle est observée :
 - base grossière érosive,
 - sommet de grès micacés, gris ou lie-de-vin ou violet,
- c) Les variations rapides d'épaisseur correspondent à un comblement rapide dans des aires subsidentes ; elles sont de :
 - 0 à 50 m à Alleverd,
 - 0 à 23 m à Flumet,
- d) Le continent d'origine, les sens et le mode de dépôt sont sensiblement identiques ; il s'agit d'épandages, provenant de l'Est ou du Sud Est, dont les matériaux sont issus de la dissection du socle local.
- e) Les pourcentages de feldspaths sont importants :
 - 5 à 15 % dans les grès autuniens, rares dans le Trias,
 - 1 à 42 % dans les Grès de Flumet, puis diminution progressive dans le niveau marron.
- f) Les niveaux rubéfiés (violet ou lie-de-vin) présentent les mêmes caractères pétrographiques.
- g) La concordance entre les Grès à ciment carbonaté et les termes sous-jacents est très nette dans notre série.

A Alleverd, la discordance n'a jamais été observée et, dans l'ensemble, Trias et Permien sont concordants, à moins qu'il ne s'agisse d'une discordance tectonique car les contacts sont verticaux.

Dans l'ensemble, les conclusions sont les mêmes :

- il y a passage progressif d'une sédimentation continentale à une sédimentation marine lors du dépôt des dolomies.



COUPE STRATIGRAPHIQUE GÉNÉRALE
DES SÉRIES ETUDIÉES

Cette analogie sédimentologique nous conduit à penser que les Grès de Flumet et les Grès d'Allevard ont le même âge. Pour notre série gréseuse, la distinction entre le Permien et le Trias est basée sur des arguments d'ordre pétrographique et séquentiel.

Ainsi les Grès du niveau marron, voire même ceux du niveau vert, par :

- leur granulométrie (grès moyens à fins),
- leur meilleur classement,
- la nature carbonatée de leur ciment,
- la présence de rides d'oscillation ou de courant,
- leur organisation séquentielle,

s'opposent nettement aux termes gréseux qui leur sont sous-jacents.

Sédiments de bassin peu profond en relation avec la mer, ils constitueraient le Trias inférieur. L'absence de discordance empêche de distinguer, dans les Grès de Flumet, une limite précise entre le Permien et le Trias, sans doute parce qu'elle n'existe pas. Il faudrait donc parler de Permo-Trias à leur sujet.

2. - Les différences

Dans les Grès d'Allevard :

- a) les termes supérieurs des rythmes majeurs permien sont plus épais, mieux lités que dans notre secteur ;
- b) la dolomitisation des sommets de bancs, ainsi que l'existence de surfaces pédologiques n'y sont pas observées ;
- c) la nature des galets est sensiblement différente, puisque les galets de quartz et de micaschistes sont rencontrés dans l'Autuno-Permien, alors que dans le secteur de Flumet, les quartz d'origine filonienne sont exclusifs.

Enfin, signalons que Ph. LIARD rapporte au Trias inférieur un conglomérat à galets de quartz rose et de micaschistes, à degré d'usure plus grand que celui des galets des termes inférieurs. Très localisé et peu épais, il n'apparaît que lorsque le Trias carbonaté repose directement sur le socle. Ce conglomérat pourrait s'apparenter aux grès à galets de Flumet. En l'absence de description plus précise, il n'est pas possible de pousser plus avant la comparaison.

3. - Bilan

En réalité, ces différences ne peuvent guère servir d'arguments pour réfuter l'âge permo-triasique que l'on est amené à donner aux Grès de Flumet.

En effet, rien ne prouve que ce conglomérat à galets et graviers de quartz soit triasique. L'usure plus grande des galets, déterminée à partir d'une mesure, ne paraît pas suffisamment convaincante pour en faire la base du Trias, ce que Ph. LIARD admet lui-même, puisque son âge n'est guère déterminable (communication écrite).

Quant aux différences précédentes, elles seraient plutôt à rapporter à des évolutions sédimentologiques nécessairement dissemblables, surtout lorsqu'elles concernent des bassins sédimentaires continentaux éloignés et dont le contexte géologique est toujours différent.

L'absence d'indices fossiles dans les Grès de Flumet ne permet pas de proposer des coupures stratigraphiques plus précises. Cependant, l'enrichissement vertical en galets de quartz d'origine filonienne observé dans les Grès d'Allevard, compte tenu de la nature de nos galets, peut constituer un argument en faveur d'un âge plus récent des Grès de Flumet, et nous inciter à parler plutôt de Permien terminal.

Il reste le problème de la présence du Stéphanien supérieur, encore que Ch. GREBER (59) admette que, dans les Alpes, son absence soit consécutive à des mouvements tardi-hercyniens. Deux exceptions, celle de Barles (Basses-Alpes) et celle d'Allevard, montrent cependant que la question reste ouverte, de sorte que l'étude approfondie du Houiller de l'Arly viendrait bien à propos pour préciser et compléter nos connaissances stratigraphiques locales.

IV. - CONCLUSIONS

Les grès à ciment calcaire, sédiments bien lités, retrouvés avec les mêmes caractères à Allevard et à Flumet, sont probablement contemporains ; sédiments de bassin peu profond, ils représentent, à notre avis, la base du Trias.

Alors que les termes sous-jacents, nettement continentaux, dont les caractères sédimentologiques les rapprochent beaucoup des Grès d'Allevard, seraient permien.

Nous sommes ainsi conduits, en définitive, à parler de Permo-Trias en ce qui concerne les Grès de Flumet (la planche 56 résume la stratigraphie locale).

Pour réfuter cette façon de voir, il faudrait admettre une disparité sédimentologique pour le massif de Belledonne, qui aurait été la suivante :

après le dépôt du Stéphanien inférieur et moyen, l'érosion du socle, puis la sédimentation continentale, se serait poursuivie à Allevard jusqu'au Permien final, à partir duquel la pénéplaination étant effective, se seraient déposés des grès finement lités du Trias, faisant transition progressivement avec des dolomies nettement marines.

Au contraire, dans la région de Flumet, après le Stéphanien moyen, une telle sédimentation ne se serait réalisée qu'à partir du Trias, avec les mêmes caractères globaux que celle d'Allevard.

CINQUIEME PARTIE

LA DIAGENESE DES SEDIMENTS

On doit à E. RITTER (93) à propos de son étude sur la bordure SW du Mont-Blanc, quelques descriptions micrographiques des grès et carbonates du Trias, mais sans aucune liaison avec la diagenèse.

Plus tard, R. PERRIN et M. ROUBAULT (87), en réétudiant le contact grès-socle, d'abord près d'Ugine, ensuite à la Girotte (1945), ont été amenés à décrire de nombreuses lames minces du socle et de la couverture post-hercynienne.

C'est précisément à partir de textures de recristallisation observées dans les niveaux gréseux, qu'ils ont soulevé le problème d'un Trias métamorphique, sur lequel je reviendrai.

Les colorations, la dolomitisation, les recristallisations, le problème du Trias métamorphique et celui des cargneules font l'objet de cette partie et sont successivement entrevus à partir des analyses micrographiques les plus caractéristiques, en rapport constant avec les données précédemment acquises, qu'elles soient d'ordre tectonique ou sédimentologique.

CHAPITRE I - LES COLORATIONS

Elles sont tantôt verdâtres ou gris clair, tantôt violacées ou tirant sur le bleu, parfois marron et furent maintes fois évoquées au cours de l'étude sédimentologique. Il convient à présent d'en découvrir la genèse.

1. - LES FAITS OBSERVES

A. - Les colorations verdâtres et gris clair

1) Leur répartition dans la série gréseuse

Elles sont toujours associées, et de la manière suivante : la couleur verdâtre affecte le ciment de la roche : elle intéresse :

- soit la totalité du banc et dans ce cas, le sommet plus riche en ciment apparaît plus vert ;
- soit uniquement les grès fins à moyens du sommet, et on remarque alors que la base du banc est constituée par un grès grossier gris clair, poreux et friable. En outre, ce niveau présente de nombreuses taches rouilles qui se développent dans le ciment.

En plusieurs endroits, et notamment à la base de la carrière A 10, située près de Flumet et actuellement en exploitation, on remarque, dans un même banc gréseux gris clair à taches rouilles, des taches décimétriques, verdâtres, isolées les unes des autres. Les pyrites y sont très belles, non altérées, et le ciment de la roche encore vert.

Cet exemple permet de saisir la relation existant entre ces deux couleurs. Somme toute, la coloration verdâtre est antérieure au gris clair qui ne représente qu'un état second du sédiment, obtenu par décoloration progressive.

2) Analyse pétrographique

a) des niveaux verts

ECHANTILLON 26 (zone verte fine de A 21, sommet de banc)

- aspect macroscopique = M
grès fin micacé à ciment vert, nombreuses pyrites oxydées ;
- analyse microscopique = m

les éléments détritiques comprennent des quartz polycristallins à extinction ondulante des orthoclasses, de belles muscovites, ainsi que quelques tourmalines et zircons peu usés. Quelques plages carbonatées diffuses dans le ciment très abondant, constitué d'un feutrage de chlorite et de séricite, sont soulignées par des traînées de limonite. Certains grains de quartz sont corrodés par des cristaux de dolomite.

Des biotites chloritisées, entre les clivages desquelles se remarque une accumulation d'oxyde de fer sont parfois observées.

Soulignons que généralement les chlorites sont incolores en LP, la plupart du temps très petites, et font partie intégrante du ciment.

Les phyllites sont disposées dans l'ensemble parallèlement au litage souligné par les muscovites.

En résumé : la coloration verte est en relation avec le développement des chlorites.

ECHANTILLON 31 (zone isolée verdâtre de la carrière A 10, base de banc)

M : grès grossier compact à ciment verdâtre, quartz blanc, rose ; belles pyrites non oxydées.

m : les quartz détritiques sont polycristallins et montrent un début de recristallisation qui se traduit par un "effilochage" (voir p. 159).

Quelques muscovites et plagioclases séricitisés, de belles tourmalines se remarquent dans un ciment chlorito-sériciteux dans lequel se développent de nombreuses plages carbonatées (calcite et dolomite).

Quelques grains de quartz sont dolomitisés. On retrouve donc les mêmes faits que pour l'échantillon 26.

b) du niveau gris clair

ECHANTILLON 32 (zone de la carrière A 10, base de banc).

M : mêmes caractéristiques granulométriques que l'échantillon 31, mais celui-ci est ponctué de petites taches rouilles pulvérulentes qui se développent au détriment du ciment. La roche devient progressivement vacuolaire, par altération de ces taches ; la pyrite de fer est oxydée.

m : outre les éléments détritiques déjà reconnus dans l'échantillon 31, on remarque que le ciment séricito-chloriteux est envahi par des plages carbonatées fortement teintées par des hydroxydes de fer. La présence de sidérose et de calcite ferrifère est probable. Ces plages sont progressivement dissoutes, c'est pourquoi la roche devient de plus en plus poreuse.

3) Conclusions

La couleur verdâtre est manifestement liée à la présence de chlorite, qui constitue, avec la séricite, le ciment de toutes les roches. Mais dans la série gréseuse existent toutes les nuances, en rapport avec l'importance de ce minéral. L'abondance du ciment, en fin de séquence majeure, entraîne une coloration verte plus intense.

Postérieurement, les grès chloriteux sont décolorés par altération progressive du ciment. Les plages carbonatées et la chlorite, se trouvent ainsi éliminées, et il y a substitution du gris clair au vert initial.

Il est tout à fait logique de mieux remarquer la décoloration à la base qu'au sommet : étant donné la plus faible importance du ciment chloriteux dans les niveaux grossiers, la coloration verte y disparaît beaucoup plus rapidement que dans les niveaux sommitaux plus fins.

B. - Les colorations violette et verte

Elles sont liées entre elles de la manière suivante :

1) Répartition

a) à l'échelle de l'affleurement

Très nettement visible en :

- A 15 (talus de la route menant de N-D-de-Bellecombe à Crest-Voland, pl. 25, p. 65,
- de A 19a à A 19c (le long du Nant-du-Milieu, pl. 16, p. 66,
- en A 60 (Les Emballes, pl. 25),

la coloration violette est observée dans les niveaux gréseux fins micacés (sommet de séquences majeures) de la base de la série virtuelle, selon deux modalités :

- Premier cas - Ces niveaux sont nettement violets, mais la coloration n'y est pas toujours uniformément répartie, car on y observe quelques "taches" verdâtres de dimensions diverses, produisant parfois un aspect bariolé lorsqu'elles sont fréquentes.

La limite entre cette couleur violette et la couleur verte ou gris clair sous-jacente qui affecte la base grossière de chaque banc est nette en A 15 par exemple. Ailleurs, elle n'a pas pu être vue avec précision.

- Deuxième cas - A 22 montre quelques taches violettes délavées, éparses au sommet d'un niveau gréseux fin et micacé vert. Leur présence coïncide, comme précédemment du reste, avec des nodules dolomitiques. Ce second cas est resté exceptionnel.

- En résumé

Dans le cas général, les taches vertes situées dans un ensemble violet évoquent la rubéfaction d'un matériel vert dont certaines zones ont été épargnées de l'oxydation.

Plus exceptionnelles, les taches rouges faisant partie d'un ensemble vert évoquent un matériel rubéfié épargné de la réduction.

b) à l'échelle de l'échantillon

Cet examen apporte peu d'éléments intéressants, il montre que la limite entre les couleurs violette et verte est, selon le cas, nette ou diffuse.

2) Nature des couleurs

a) analyse pétrographique d'un échantillon violet (éch. 36 de A 15, photo 45)

- Macroscopie - Grès fin micacé ; à l'œil nu la lame mince apparaît rose violacé et finement mouchetée de granulations allongées. Il n'y a pas de pyrite de fer.

- Microscopie - Dans un ciment phylliteux se remarquent des grains de quartz anguleux, à extinction ondulante ;



Photo 45 - éch. 36 - Litage SW-NE sur la photo souligné par les phyllites réorientées par le plan de schistosité W-SW - E-SE.
- pigment d'hématite localisé sur des micas (en noir). LP x 63

ainsi que de nombreuses muscovites et des micas opaques dilacérés. Les biotites chloritisées et les tourmalines ne sont pas rares.

Le litage de la roche n'est pas très marqué, mais il est souligné par ces micas qui sont toujours basculés selon le plan de schistosité. Le ciment de la roche est envahi par un pigment ferrugineux jaune orangé (limonite).

Le fait essentiel réside en la présence de ces micas opaques envahis par le pigment violet, qui entoure également les grains de quartz détritiques.

La nature exacte de ce pigment n'a pas pu être déterminée aux rayons X, en raison de sa très faible importance. Il s'agit selon toute vraisemblance d'hématite.

b) analyse pétrographique d'un échantillon vert

Si dans ce même niveau rubéfié on prélève maintenant un échantillon verdâtre, on est amené à décrire une roche semblable à l'échantillon 26 précédemment étudié. (p. 150).

En somme, la couleur verte est liée à la présence de chlorite, alors que la couleur violette est due à un pigment localisé entre les plans de clivage des micas et autour des grains de quartz.

On remarquera avec intérêt que la coloration violette s'accompagne d'une absence de pyrite de fer et de feldspaths, minéraux fréquents dans les niveaux gréseux fins, pourvu qu'ils soient verts.

3) Interprétation des faits acquis : genèse des colorations

a) la coloration verte

Compte tenu de l'étude sédimentologique et de ce qui précède, on est conduit à proposer le schéma génétique suivant :

- le pédolithe issu de la roche mère et composé de feldspaths et de ferro-magnésiens déjà en partie hydrolysés dans le socle, va s'accumuler rapidement dans le bassin tout proche ;
- dans un premier temps, les hydrolyses vont s'y poursuivre et il y aura développement de séricite à partir des feldspaths, et de chlorite à partir des ferro-magnésiens hérités du socle.

Mais l'enfouissement rapide, tel que le suggère l'analyse sédimentologique, et aussi probablement les matières humiques (bien que nous n'en ayons aucune preuve) vont créer un milieu réducteur qui va agir sur le fer dont une grande partie se retrouvera à l'état sulfuré dans les pyrites.

La présence de ces pyrites, constante et indépendante de la granulométrie du sédiment, permet de penser que leur genèse est contemporaine de la sédimentation. Elles sont au moins antérieures au développement de la schistosité mise en place à l'Alpin, comme nous le verrons plus loin.

Une autre partie du fer peut également se silicater, entraînant la néogenèse des chlorites, à partir, cette fois, d'illites ferrifères. Nous sommes alors dans le domaine de la néogenèse qui se réalise "par addition en milieu alcalin" et qui nécessite une température élevée, condition réalisée, sans aucun doute, beaucoup plus tard. C'est là qu'est rejoint le stade du métamorphisme dans lequel "chlorite et séricite sont incluses dans les zones d'accroissement des grains de quartz engagés dans la texture quartzitique" (G. MILLOT, 77, p. 383), imparfaitement atteint cependant dans nos sédiments.

Les séricites et leurs variétés cryptocristallines, les illites, les chlorites, constituent donc les minéraux les plus typiques de nos sédiments gréseux. Leur présence, due essentiellement et d'abord à une hydrolyse des feldspaths et des ferromagnésiens réalisée dans un milieu lessivé devenu ensuite plus confiné, a été acquise au cours d'une diagenèse précoce. Nous devons alors admettre que la coloration verte a très tôt existé.

b) La coloration violette

- Premier cas - Elle est due à l'héritage d'un pigment issu du socle

Par suite d'un comblement progressif du bassin en fin de rythme majeur, les conditions deviennent de moins en moins réductrices verticalement ; voire oxydantes au sommet, comme le souligne la localisation de la couleur violette. En fonction de l'aspect bariolé de certains bancs, on peut penser que celui-ci est dû à une variation latérale rapide du potentiel d'oxydo-réduction. Le pédolithe conserverait sa couleur violacée initiale dans les zones oxydantes. Cette coloration violette apparaîtrait donc comme primaire et témoignerait de l'existence d'un pédolithe rubéfié ayant échappé à la réduction par suite d'une mise à l'air des sédiments de fin de rythme majeur.

C'est l'interprétation que propose Ph. LIARD pour expliquer la genèse de la coloration lie-de-vin qui affecte également le sommet des séquences majeures à Allevard, interprétation qui a été aussi celle de A. BONTE et de P. CELET (15) à propos des zones bariolées du Trias du Jura.

Cependant l'héritage d'un pigment issu du socle selon ce mécanisme, qui peut être possible, n'a pas pu être vérifié dans notre secteur, où contrairement à ce qui a été observé dans les Grès d'Allevard, les grains de quartz détritiques prélevés dans la partie gréseuse grossière à ciment vert de chaque rythme majeur n'ont pas montré de pigment, même dans les craquelures.

De plus, un tel mécanisme ne rend pas compte totalement des faits observés tels qu'ils ont été rapportés précédemment.

- Second cas - Elle est liée à un climat rubéfiant

En somme :

- que la coloration violette atteigne les sommets de mégaséquences, autrement dit, qu'elle soit répartie dans l'horizon gréseux fin micacé dont on sait qu'il fut exondé (cf. analyse stratigraphique),
- qu'elle soit répartie d'une façon uniforme, quoique parsemée çà et là de taches vertes,
- qu'elle soit liée à la présence de nodules dolomitiques (dolomie épigénétique),
- qu'elle soit identique à celle du socle également dolomitisé,
- que ces niveaux violets ne comportent pas de pyrite, pratiquement pas de feldspaths non plus, alors qu'on les rencontre fréquemment dans les niveaux de même granulométrie, mais verts,

indique clairement que cette coloration est due à un pigment qui s'est formé à partir des matériaux gréseux soumis à une action pédogénétique liée au climat rubéfiant, tel qu'il a été défini (p. 143).

C. - Les colorations bleue et marron

Elles sont étroitement liées et le passage de l'une à l'autre peut fréquemment s'observer sur un même échantillon. Elles concernent le sommet de la série gréseuse, beaucoup plus marron que bleue dans l'ensemble.

1. - Les données

Celles-ci sont obtenues à partir de l'échantillon 57 (A 72) sur lequel les deux couleurs sont présentes.

a) aspect macroscopique

C'est un grès fin micacé apparaissant bleu ou marron dans sa masse. En réalité, l'examen de la lame mince montre que la couleur est concentrée sur des granulations de tailles diverses, éparées dans le grès et que la limite entre les deux couleurs est très nette.

b) analyse microscopique

* de la zone bleu-ardoise



Photo 46 - éch. 57 de A 72 - Corps opaques (noirs sur la photo) représentant autant de pyrites de fer altérées - (LA x 63)

Les grains de quartz baignent dans un ciment carbonaté. Quelques tourmalines dont la variété bleue et de très nombreux zircons en grains arrondis sont observés, ainsi que quelques épidotes (zoïsite).

La présence en grande abondance des minéraux lourds n'est pas limitée à cet échantillon et se rencontre également ailleurs, mais toujours dans ce niveau sommital qu'elle semble caractériser. C'est ainsi que l'échantillon 54 montre de nombreuses zoïsites roses en L.P., des tourmalines et de la pyrite de fer bien cristallisées. Les mêmes observations sont réalisées pour l'échantillon 56, l'épidote apparaissant là en grains jaunâtres.

Pour en revenir à l'échantillon 57, la coloration bleue est manifestement liée à la présence de corps opaques sans forme géométrique bien définie. L'observation en lumière réfléchie montre qu'il s'agit de pyrite de fer, fortement altérée en surface, en hydroxydes de fer. Mais la couleur bleu-ardoise prouve que l'hydratation n'est pas très importante. La forme et la couleur de ces corps opaques évoquent le bleu-acier de la limonite bothryoïde.

* de la zone marron

La grande différence réside en la diffusion, à partir de ces pyrites, d'un important pigment jaune brun (limonite) qui cerne les autres minéraux, voire les plages carbonatées constituant le ciment de la roche.

2. - En conclusion

La coloration bleutée, en réalité peu répandue dans la série gréseuse, est liée à une forte densité de pyrites pseudomorphosées en limonite bothryoïdes bleu-acier. Lorsque l'hydratation de celles-ci devient plus importante, le pigment d'hydroxyde de fer gagne le ciment de la roche qu'il colore intensément en marron, variant du bistre clair au terre-de-sienne, en passant par les ocres.

II. - BILAN

Les couleurs verte et violette sont apparues au cours d'une diagenèse précoce.

La coloration verte liée à la présence de chlorite et de pyrite de fer témoigne d'un milieu réducteur à l'époque de la sédimentation. Il existe toutes les nuances, du vert foncé au vert clair, qui sont dues à un degré variable d'intensité des colorations, et à la plus ou moins forte quantité initiale de ferromagnésiens issus du socle.

La coloration violette est d'origine pédogénétique. Elle témoigne d'une mise à l'air des dépôts, d'une reprise des sédiments par les actions climatiques, sous climat temporairement plus aride que celui qui fut contemporain des dépôts.

Les colorations bleue, marron et gris clair, sont venues beaucoup plus tard et témoignent toutes trois d'une hydratation d'intensité variable des niveaux gréseux.

Les deux premières sont dues à une hydratation des pyrites de fer, la troisième procède d'une décoloration des grès

CHAPITRE II

LA DOLOMITISATION

I. - DU SOCLE ET DE LA SERIE GRESEUSE

A. - Historique

Les nodules ou filonnets carbonatés que l'on remarque à la partie supérieure du socle, ont été observés au début du siècle (1909) en Suisse par W. STAUB et G.P. ESCHER (M. LUGEON, '73) ; qui les interprétèrent comme des accumulations dues à des infiltrations descendantes.

D'autres observations amenèrent A. HEIM et son fils Arnold à une interprétation différente. Remarquant que ces nodules "contiennent de nombreux grains de quartz, des restes de feldspaths et, plus rarement, de la biotite et sont d'autant plus riches en ces minéraux qu'ils sont plus éloignés du Trias", ils leur attribuèrent une origine magmatique.

- Mais le fait que dans les Aiguilles Rouges la présence et la nature de ces nodules soient étroitement liées à celles du Trias sus-jacent prouva à M. LUGEON (1918) qu'en réalité de telles "inclusions" représentaient d'anciennes cavités du socle remplies par des "matériaux dissous" des terrains sus-jacents.

- Cependant, ces nodules carbonatés étant surtout observés dans les parties rubéfiées du socle ont fait penser à Cl. BORDET (1962) que ces concrétions étaient "sans doute en rapport avec les conditions climatiques qui régnaient lors de leur formation". La parenté qui existe à ce propos entre les zones violettes de la série gréseuse et le socle n'est donc pas fortuite, et il ne fait pas de doute que ces deux dolomitisations aient la même origine pédogénétique, encore qu'une partie des nodules carbonatés soit liée à la tectonique alpine.

- Je signalerai pour finir qu'aucun auteur, hormis E. RITTER, ne signala nettement que ces inclusions carbonatées existaient également en grande abondance dans cette série gréseuse sus-jacente au socle.

B. - Les faits observés dans la région

1. - Répartition et description

a) les données

Lorsque l'on se dirige du rameau externe vers le rameau interne, des inclusions carbonatées apparaissent en grande abondance dans la série gréseuse et dans le socle, dans le secteur du synclinal médian et celui du lac de la Girotte, c'est-à-dire dans les zones très tectonisées.

Ces inclusions sont de forme ovoïde ou allongée et, dans le second cas, elles constituent des filonnets irréguliers se développant dans le plan de schistosité (A 44 et affleurement C de la Girotte).

Mais cette disposition n'est pas toujours visible aussi nettement et, le plus souvent, les grès et le socle sont "inondés" par ces carbonates sur une épaisseur d'autant plus grande (2 à 3 m en A 44 et A 45) que la série gréseuse est peu épaisse. Le contact grès-socle devient alors imperceptible, comme c'est le cas en A 44.

Dans le rameau externe, moins tectonisé et où l'épaisseur de la série gréseuse est plus grande, les faits sont différents.

Si les nodules se rencontrent toujours de façon aussi désordonnée, par petits amas indépendamment du litage, leur présence est surtout remarquée dans le sommet des rythmes majeurs de la série gréseuse.

b) Interprétation

Compte tenu du mode de gisement des "inclusions" carbonatées, il semble donc bien qu'elles n'aient pas le même âge partout.

Celles qui se localisent au sommet des bancs seraient contemporaines de la sédimentation, alors que celles rencontrées dans les zones les plus tectonisées, inondant la série gréseuse et le socle, progressant le long des plans

b) analyse microscopique
x de la zone bleu-ardoise

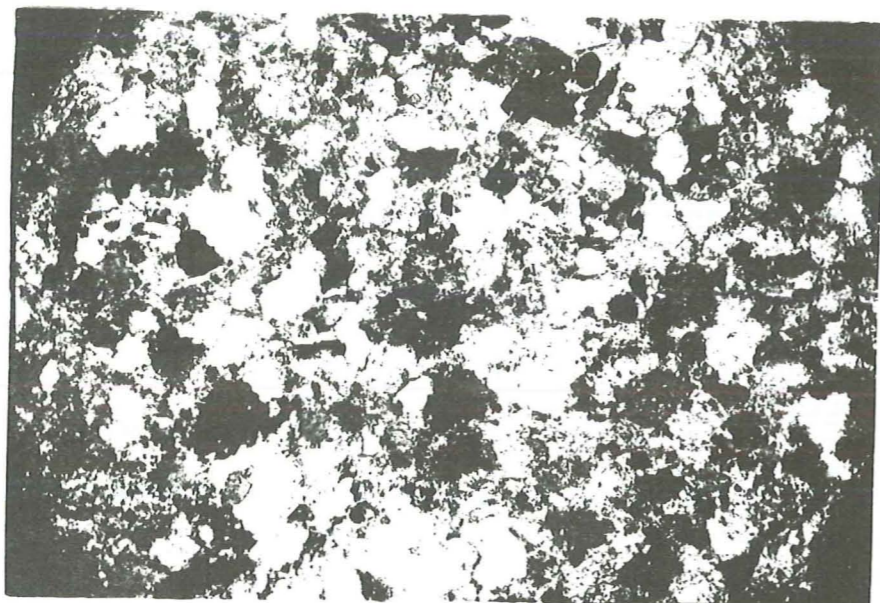


Photo 46 - éch. 57 de A 72 - Corps opaques (noirs sur la photo) représentant autant de pyrites de fer altérées - (LA x 63)

Les grains de quartz baignent dans un ciment carbonaté. Quelques tourmalines dont la variété bleue et de très nombreux zircons en grains arrondis sont observés, ainsi que quelques épidotes (zoïsite).

La présence en grande abondance des minéraux lourds n'est pas limitée à cet échantillon et se rencontre également ailleurs, mais toujours dans ce niveau sommital qu'elle semble caractériser. C'est ainsi que l'échantillon 54 montre de nombreuses zoïsites roses en L.P., des tourmalines et de la pyrite de fer bien cristallisées. Les mêmes observations sont réalisées pour l'échantillon 56, l'épidote apparaissant là en grains jaunâtres.

Pour en revenir à l'échantillon 57, la coloration bleue est manifestement liée à la présence de corps opaques sans forme géométrique bien définie. L'observation en lumière réfléchie montre qu'il s'agit de pyrite de fer, fortement altérée en surface, en hydroxydes de fer. Mais la couleur bleu-ardoise prouve que l'hydratation n'est pas très importante. La forme et la couleur de ces corps opaques évoquent le bleu-acier de la limonite bothryoïde.

x de la zone marron

La grande différence réside en la diffusion, à partir de ces pyrites, d'un important pigment jaune brun (limonite) qui cerne les autres minéraux, voire les plages carbonatées constituant le ciment de la roche.

2. - En conclusion

La coloration bleutée, en réalité peu répandue dans la série gréseuse, est liée à une forte densité de pyrites pseudomorphosées en limonite bothryoïdes bleu-acier. Lorsque l'hydratation de celles-ci devient plus importante, le pigment d'hydroxyde de fer gagne le ciment de la roche qu'il colore intensément en marron, variant du bistre clair au terre-de-sienne, en passant par les ocrés.

II. - BILAN

Les couleurs verte et violette sont apparues au cours d'une diagenèse précoce.

La coloration verte liée à la présence de chlorite et de pyrite de fer témoigne d'un milieu réducteur à l'époque de la sédimentation. Il existe toutes les nuances, du vert foncé au vert clair, qui sont dues à un degré variable d'intensité des colorations, et à la plus ou moins forte quantité initiale de ferromagnésiens issus du socle.

La coloration violette est d'origine pédogénétique. Elle témoigne d'une mise à l'air des dépôts, d'une reprise des sédiments par les actions climatiques, sous climat temporairement plus aride que celui qui fut contemporain des dépôts.

Les colorations bleue, marron et gris clair, sont venues beaucoup plus tard et témoignent toutes trois d'une hydratation d'intensité variable des niveaux gréseux.

Les deux premières sont dues à une hydratation des pyrites de fer, la troisième procède d'une décoloration des grès

CHAPITRE II

LA DOLOMITISATION

I. - DU SOCLE ET DE LA SERIE GRESEUSE

A. - Historique

Les nodules ou filonnets carbonatés que l'on remarque à la partie supérieure du socle, ont été observés au début du siècle (1909) en Suisse par W. STAUB et G.B. ESCHER (M. LUGEON, 73) ; qui les interprétèrent comme des accumulations dues à des infiltrations descendantes.

D'autres observations amenèrent A. HEIM et son fils Arnold à une interprétation différente. Remarquant que ces nodules "contiennent de nombreux grains de quartz, des restes de feldspaths et, plus rarement, de la biotite et sont d'autant plus riches en ces minéraux qu'ils sont plus éloignés du Trias", ils leur attribuèrent une origine magmatique.

- Mais le fait que dans les Aiguilles Rouges la présence et la nature de ces nodules soient étroitement liées à celles du Trias sus-jacent prouva à M. LUGEON (1918) qu'en réalité de telles "inclusions" représentaient d'anciennes cavités du socle remplies par des "matériaux dissous" des terrains sus-jacents.

- Cependant, ces nodules carbonatés étant surtout observés dans les parties rubéfiées du socle ont fait penser à Cl. BORDET (1962) que ces concrétions étaient "sans doute en rapport avec les conditions climatiques qui régnaient lors de leur formation". La parenté qui existe à ce propos entre les zones violettes de la série gréseuse et le socle n'est donc pas fortuite, et il ne fait pas de doute que ces deux dolomitisations aient la même origine pédogénétique, encore qu'une partie des nodules carbonatés soit liée à la tectonique alpine.

- Je signalerai pour finir qu'aucun auteur, hormis E. RITTER, ne signala nettement que ces inclusions carbonatées existaient également en grande abondance dans cette série gréseuse sus-jacente au socle.

B. - Les faits observés dans la région

1. - Répartition et description

a) les données

Lorsque l'on se dirige du rameau externe vers le rameau interne, des inclusions carbonatées apparaissent en grande abondance dans la série gréseuse et dans le socle, dans le secteur du synclinal médian et celui du lac de la Girotte, c'est-à-dire dans les zones très tectonisées.

Ces inclusions sont de forme ovoïde ou allongée et, dans le second cas, elles constituent des filonnets irréguliers se développant dans le plan de schistosité (A 44 et affleurement C de la Girotte).

Mais cette disposition n'est pas toujours visible aussi nettement et, le plus souvent, les grès et le socle sont "inondés" par ces carbonates sur une épaisseur d'autant plus grande (2 à 3 m en A 44 et A 45) que la série gréseuse est peu épaisse. Le contact grès-socle devient alors imperceptible, comme c'est le cas en A 44.

Dans le rameau externe, moins tectonisé et où l'épaisseur de la série gréseuse est plus grande, les faits sont différents.

Si les nodules se rencontrent toujours de façon aussi désordonnée, par petits amas indépendamment du litage, leur présence est surtout remarquée dans le sommet des rythmes majeurs de la série gréseuse.

b) Interprétation

Compte tenu du mode de gisement des "inclusions" carbonatées, il semble donc bien qu'elles n'aient pas le même âge partout.

Celles qui se localisent au sommet des bancs seraient contemporaines de la sédimentation, alors que celles rencontrées dans les zones les plus tectonisées, inondant la série gréseuse et le socle, progressant le long des plans

de schistosité seraient nettement postérieures. La présence de ces dernières se concevant simplement par des venues hydrothermales, carbonatées dans notre région, qui ont d'autant mieux progressé dans la série gréseuse qu'elle était plus fracturée (failles et plans de schistosité) et d'autant mieux atteint le socle que le grès était moins épais. Ce qui est bien le cas dans la zone du synclinal médian et dans celle du rameau interne.

En somme, leur mise en place est liée tantôt à la sédimentation, et lui est contemporaine, tantôt à la tectonique alpine, et est alors synorogénique, donc tardive.

2. - Analyse chimique et pétrographique

a) nature exacte de ces nodules carbonatés

- Analyse chimique complète par voie humide : nodule de l'échantillon 37 (A 15)

Perte au feu	37,05
Si O ₂	12,85
Fe ₂ O ₃	3,21
Al ₂ O ₃	5,86
Mn ₃ O ₄	0,54
Ti O ₂	0,20
Ca O	26,50
Mg O	13,20
Total	99,41 %

On remarquera l'importance de la silice, ainsi que celle du Ca O qui souligne la nature calcaro-dolomitique de cet échantillon.

- Analyse chimique par la méthode colorée

Pour distinguer la dolomite de la calcite, il existe plusieurs méthodes. L'une d'entre elles, celle au bleu Trypan a été utilisée.

Après avoir dissous 0,2 g de bleu Trypan dans 25cc de méthanol, auquel on ajoute 15 cc de Na OH à 30 %, on porte à ébullition, puis on trempe l'échantillon. Après rinçage de celui-ci, la dolomie est colorée en bleu et la calcite reste incolore.

Les nodules carbonatés examinés sont apparus nettement dolomitiques.

b) analyse microscopique

* des nodules

Qu'ils appartiennent au socle ou au grès, ces nodules sont constitués de cristaux de dolomite ou de calcite, engrenés les uns dans les autres, parmi lesquels on remarque toujours quelques grains de quartz et plus rarement de muscovite ou de feldspath.

* des relations entre le nodule et la roche encaissante (photos 47 et 48, p. 157).

La lame 2C est suffisamment typique pour être analysée :

le nodule est constitué par de petits cristaux de calcite et de dolomite de tailles variables, allant jusqu'à 40 microns. On y reconnaît également la pyrite de fer et quelques grains de quartz détritiques.

Du nodule se détachent de longs cristaux de dolomite qui progressent dans le ciment gréseux, en suivant les plans de schistosité. Leur forme varie, mais ils sont plus longs que larges, encore qu'en s'éloignant de la limite grès-nodule certains deviennent nettement isodiamétriques, alors que d'autres sont mal définis. Ce sont plutôt ces derniers qui corrodent les quartz détritiques et les feldspaths à l'occasion. Ces minéraux sont rongés progressivement par de petits "golfs" de dolomite qui finissent par se rejoindre. Il reste souvent alors un flot siliceux, parmi une masse qui a progressé de manière amiboïde.

Chaque échantillon observé montre clairement que cette dolomitisation est postérieure à la recristallisation du ciment.

Par ailleurs, dans quelques cas (échantillons 2C et 3C par exemple) les cristaux de dolomite sont épigénisés par de la silice, mais le phénomène reste exceptionnel.

* taille des minéraux dolomitiques répartis dans le grès

Les mesures ont porté sur 100 minéraux. Leur diamètre varie très irrégulièrement entre 10 et 330 microns. Cette répartition est plurimodale :

- mode 1 : 40 microns (12 %)
- mode 2 : 60 microns (12 %)
- mode 3 : 100 " (7 %)
- mode 4 : 130 " (9 %)
- mode 5 : 160 " (4 %).



Photo 47 - éch. 2 C - (LA x 63)

A droite du cliché, nodule dolomitique d'où "exudent" des cristaux de dolomite qui progressent dans le ciment gréseux parallèlement au plan de schistosité souligné par cette importante phylitisation NW-SE -

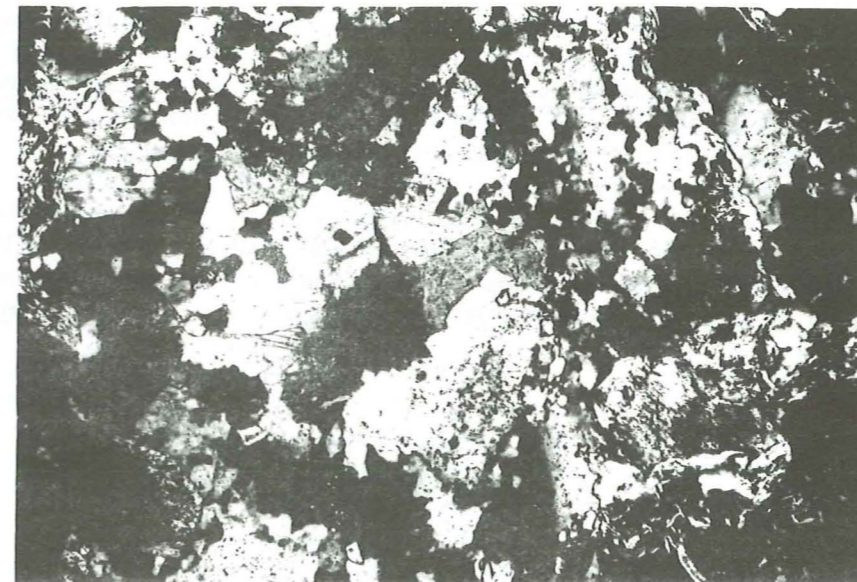


Photo 48 - éch. 1 D - (LA x 63) Dolomitisation

Au centre cristaux de dolomite "grignotant" les grains de quartz détritiques

- En résumé

A partir de ces nodules carbonatés des cristaux de dolomite envahissent le ciment du grès, puis corrodent les grains de quartz détritiques. Il y a épigénisation du quartz et, souvent, des orthoclases par de la dolomite : c'est le phénomène de dolomitisation.

3. - Nature de cette dolomitisation

a) les différentes dolomies

Si l'on s'en réfère aux nombreux travaux consacrés à la dolomie, il nous faut distinguer :

- les dolomies primaires ou syngénétiques, rencontrées dans le Dévonien de la Montagne Noire, dans l'Hettangien des Causses, par exemple.

Elles sont finement rubanées et la taille régulière des cristaux de dolomite ne dépasse pas 20 microns.

Pour J. BOUCART et J. RICOÛR, elles se formeraient par précipitation directe.

- les dolomies épigénétiques, de dépôts préexistants, parmi lesquelles se distinguent :

* les dolomies pénécontemporaines, ou diagénétiques précoces (R.W. FAIRBRIDGE, N.M. STRAKHOW, P.E. CLOUD (60)

qui naissent à la faveur de conditions de pression et de température relativement élevées, sur des fonds peu profonds (zone néritique ou récifale). Elles sont stratifiées ou lenticulaires et leur texture est liée à celle du dépôt originel. VATAN en signale dans le Dinantien des Ardennes. Elles se formeraient au cours de la diagenèse précoce du sédiment, par imprégnation de solutions dolomitisantes. La taille des cristaux varie de 50 à 1 500 microns.

* les dolomies de diagenèse tardive

Elles se développent dans des roches déjà consolidées, au sommet des séries sédimentaires, et se reconnaissent immédiatement par les caractères suivants :

- il n'y a pas de litage et leur allure est massive,
- elles se répandent par taches, de façon désordonnée.

L'observation au microscope permet de voir des cristaux de dolomite attaquant d'abord le ciment puis les grains détritiques. La taille des minéraux oscille entre 10 et 1 500 microns.

b) qu'en est-il de notre dolomitisation ?

En ce qui nous concerne, nous pouvons donc admettre que la série gréseuse ainsi que le socle sont épigénisés par des dolomies de diagenèse tardive, dont l'apparition peut se concevoir selon deux processus.

D'après les observations stratigraphiques, il ne fait pas de doute qu'une partie de cette dolomitisation, celle qui inonde le socle et la totalité des bancs gréseux dans les zones très tectonisées, se soit réalisée à partir de solutions hydrothermales magnésiennes, dont l'origine est à rechercher dans une dissolution des dolomies sus-jacentes.

Ainsi, nous rejoignons M. LUGEON qui, à l'opposé de A. et Arnold HEIM, pensait que l'existence de ces "inclusions carbonatées" résultait d'un phénomène sédimentaire plutôt que magmatique.

Notre position concorde tout à fait avec l'étude réalisée par l'I. F. P. (60) dans les Alpes de Provence, où il a été démontré que la dolomitisation épigénétique d'origine structurale avait pris place pendant les déformations alpines moyennes à l'Oligocène.

Par conséquent, une partie de la dolomitisation des grès et du socle pourrait dater de l'orogénèse alpine. Quant à la seconde, dont les manifestations microscopiques sont identiques à celles de la première, c'est par son environnement que son origine peut être cernée. En effet, une telle dolomitisation épigénétique :

- abondante dans les niveaux violets,
- localisée dans la partie supérieure de chaque rythme majeur des zones I et II de la série gréseuse (pl. 34) qui porte la marque d'actions climatiques (rubéfaction, ébauche de sols, cf. p. 53 et p. 145)

s'est donc effectuée durant la période d'arrêt de la sédimentation qui termine chaque rythme majeur, sous un climat temporairement plus aride que celui qui est contemporain des dépôts. Son origine est donc climatique, et elle est permotriassique.

II. - DE LA SERIE CARBONATEE

La dolomitisation n'est jamais absente et on assiste au même processus que dans les grès.

Dans la matrice, dans les filonnets des dolomies, dans la trame des cargneules, des cristaux de dolomite corrodent indistinctement les quartz, qu'ils soient détritiques ou néoformés. Mais le phénomène n'est jamais très important. Sa mise en place est donc postérieure à la fracturation et à la silicification des carbonates.

CHAPITRE III

LA RECRISTALLISATION DES SEDIMENTS

I. - DANS LA SERIE GRESEUSE

A. - Les principaux caractères pétrographiques

- Les données obtenues à partir des microfaciès les plus typiques présentent un certain nombre de constantes que voici :

les grains de quartz déritique sont fréquemment polycristallins et hétérométriques, à extinction ondulante et très dolomitisés, surtout dans le rameau interne.

La présence de quelques plagioclases séricitisés et d'orthoclases rarement maclés est souvent notée. Parmi les minéraux lourds, les tourmalines et les zircons sont les plus fréquents ; ils ne sont généralement pas usés.

Le ciment est toujours recristallisé et il s'y développe une phyllitisation, dont l'intensité variable et l'orientation permettent de distinguer trois textures, que nous présenterons dans un ordre de complexité croissante.

B. - Les principales textures

1) texture "1" (photo 49, p. 160)

La recristallisation du ciment, initialement illitique, en phyllites de seconde génération, qui s'effectue parallèlement au litage, est le trait dominant (échantillon 4 C, sommet de mégaséquence de l'affleurement C, bord NE du lac de la Girotte).

2) texture "2" (photo 50, p. 160).

Outre cette phyllitisation, cette texture présente un nourrissage des grains de quartz sous forme de fines aiguilles siliceuses, qui s'effectue également dans le plan du litage et entre lesquelles s'insinuent les paillettes de séricite et de chlorite. D'autre part, la silice, constituante du ciment, y apparaît finement recristallisée, en petites plages mosaïques.

Les deux textures se rencontrent dans les grès du rameau externe, et sont encore visibles, mais exceptionnellement dans ceux du rameau interne. (échantillon 2 D, affleurement D, bordure SW du lac de la Girotte).

3) texture "3" (photos 50 et 51, p. 160).

On y observe les mêmes phénomènes que précédemment mais plus intensément développés et selon un plan différent, celui de la schistosité, ce qui aboutit à oblitérer la texture "2".

Suivant cette nouvelle direction apparaissent :

- une importante phyllitisation de troisième génération,
- une recristallisation de la silice du ciment, sous forme de quartz mosaïque,
- une remobilisation de la silice provenant des quartz détritiques, devenus ovoïdes, qui "s'échappe" en "fines aiguilles" à leurs extrémités, et qui recristallise également en "Pressure Shadow" à partir d'autres minéraux tels les pyrites de fer, les tourmalines, etc.

Cette "Pressure Shadow", signalée dans notre secteur par R. PERRIN et M. ROUBAULT (89) et par Cl. BORDET (16), est intéressante à remarquer, car elle permet de replacer chronologiquement la pyritisation avant la schistosité qui a été acquise durant l'orogénèse alpine, selon les données classiques.

Le passage entre les textures "2" et "3" peut être observé grâce à quelques échantillons. Par exemple, certaines plages de la lame n° 2D montrent que les phyllites secondaires se courbent progressivement, puis basculent et se réorientent brusquement le long d'un nouveau plan, créé par la schistosité, qui recoupe celui du litage suivant un angle de 45° (photo 50).

Il n'en est plus de même pour les échantillons qui proviennent des versants du lac de la Girotte, présentant dans leur grande majorité la texture "3".



Photo 50 - éch. 2 D



Photo 52 - éch. 5 A

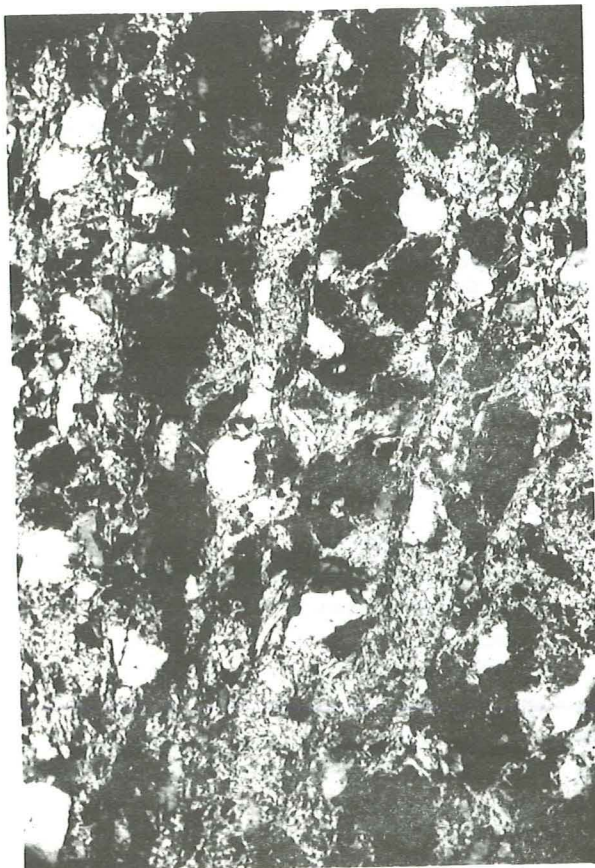


Photo 49 - éch. 4 C

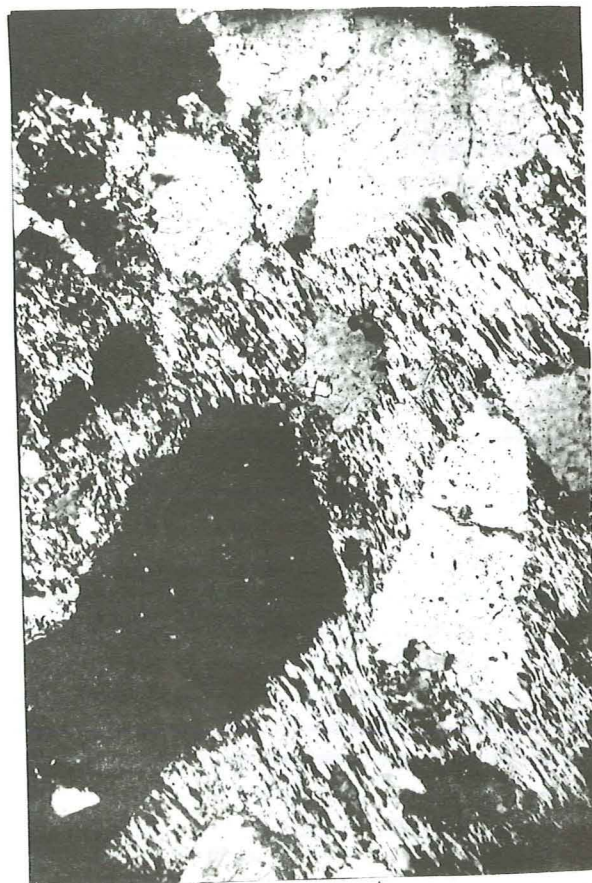


Photo 51 - éch. 2 C

Légendes des photos p. 160

Photo 49 - échantillon 4 C - (LA x 63)

Le ciment est finement recristallisé. Une phyllitisation secondaire se développe parallèlement au litage NW-SE sur la photo -

Photo 50 - échantillon 2 D - (LA x 63)

Les phyllites de seconde génération soulignent encore l'ancien litage N-S, dans l'ensemble oblitéré par le plan de schistosité SW-NE le long de laquelle s'effectue une phyllitisation tertiaire ainsi qu'une silicification par remobilisation des quartz détritiques -

Photo 51 - échantillon 2 C - (LA x 63)

Remobilisation des quartz détritiques -
- Importante phyllitisation et silicification du ciment le long du plan de schistosité SW-NE sur la photo -

Photo 52 - échantillon 5 A - (LA x 63)

- Mêmes remarques d'ensemble.
- Au centre apparaît un quartz détritique à extinction ondulante très nette, éclaté.
Les deux parties sont partiellement resoudées par une silicification secondaire.
- Début de dolomitisation -

C. - Les différentes phyllitisations

1) La première, développée dans le plan du litage

En ce qui concerne les séricites et les chlorites, il ne fait guère de doute que ces phyllites soient issues, au moins en partie, des plagioclases, pour les premières et des ferromagnésiens, pour les secondes, dont l'hydrolyse, amorcée dans le socle, s'est poursuivie dans le bassin sédimentaire.

Mais l'abondance de ces phyllites et la silicification du ciment illitique initial ne sauraient trouver leur explication uniquement dans ce mécanisme.

Il faut plutôt se tourner vers le domaine des néoformations.

C'est ainsi que par leurs caractères les textures "1" et "2" s'intègrent tout à fait à la deuxième zone de A.G. KOSSOVSKAIA et V.D. SHUTOV (1)* dans laquelle la matrice argileuse recristallise sous l'effet de la pression.

La séricitisation, la chloritisation et la silicification du ciment, que complète la néogenèse d'albite, caractérisent cette étape de cristallo-genèse réalisée dans les horizons les plus bas des dépôts de plate-forme, ou jusqu'à 6 000 m de profondeur lorsqu'il s'agit d'un géosynclinal.

Appartenant à l'épigénèse et à la métagenèse (définies par les auteurs précités) lorsque la chloritisation et la structure quartzitique du ciment deviennent prédominantes, nos textures n'ont donc été acquises que tardivement au cours de la diagenèse. Encore fallait-il que les conditions de pression fussent suffisantes.

La forte épaisseur des séries secondaires dauphinoises (7 000 m ?) doit avoir constitué, vraisemblablement, le facteur génétique essentiel.

2) La seconde, développée dans le plan de la schistosité

Elle caractérise les textures des grès du rameau interne, nettement plus tectonisé que le rameau externe. Elle est donc en liaison avec l'orogénèse alpine et avec ce qu'il est convenu d'appeler le dynamométamorphisme, ayant entraîné, parfois, l'éclatement des grains de quartz détritique (photo 52).

D. - Les différentes silicifications

1) La croissance idiomorphe des grains de quartz et les agrégats siliceux

Dans la série gréseuse, il existe un nourrissage secondaire des grains de quartz détritique, qui atteint une ampleur variable, suivant les niveaux et le secteur géologique considérés.

Il se réalise par le développement d'une fine auréole plus limpide entourant le grain et soudant les minéraux les plus proches. On obtient ainsi la texture quartzitique mais elle se développe par taches, touchant incomplètement la roche.

Il n'est pas possible de la rattacher à un niveau stratigraphique : elle est aussi bien présente à la base qu'au sommet de chaque banc et, en définitive, peu développée.

Selon les différentes conceptions envisagées, elle a pu être engendrée de deux manières :

- pour E.C. DAPPLES²(*) elle surviendrait au moment de l'induration et la silice proviendrait essentiellement d'une destruction des argiles, par augmentation de la pression subie ;
- G. MILLOT (77), par contre, se basant sur des travaux effectués en Afrique, pense plutôt à une silicification d'origine climatique, provoquant alors la quartzification des sommets de bancs.

De cette manière pourrait également s'expliquer la présence d'agrégats siliceux dans notre série (voir p. 39) : en effet, ils se forment d'ordinaire durant les longues saisons sèches des climats chauds et humides, conditions réalisées pendant la sédimentation gréseuse (voir p. 143).

Cette dernière interprétation cadre donc bien avec nos données. Il ne faut pas pour autant exclure celle de E.C. DAPPLES²(*) qui pourrait rendre compte notamment d'une silicification rapide du ciment à partir des illites.

2) La remobilisation des quartz détritiques et la recristallisation siliceuse du ciment

Ce second stade est, de beaucoup, le plus développé dans nos sédiments. Ces recristallisations, telles qu'elles furent précédemment décrites (textures "2" et "3"), nous ramènent, lorsqu'elles se développent dans un plan voisin du litage, comme pour les phyllitisations secondaires, aux stades épigénétique et métagénétique de A.G. KOSSOVSKAIA, peu différents du stade phyllo-morphique de E.C. DAPPLES, lequel est précisément caractérisé par :

- la remobilisation du quartz détritique,
- la néogenèse des phyllites.

Dans le cas où elles s'effectuent dans le plan de schistosité, elles sont liées au dynamométamorphisme. Dans chacun de ces cas, l'élévation de pression constitue le facteur génétique dominant.

(1)* A.G. KOSSOVSKAIA et V.D. SHUTOV : 1958. - Zonality in the structure of terrigenous deposition in platform and geosynclinal regions, 5e cong. Int. Sed. vol. 51, n° 3, p. 656 à 665.

2 (*) E.C. DAPPLES (1962) Stages of diagenesis in the development of sandstones. Bull. Géol. Soc. America. Vol. 73, p. 913.

II. - DANS LA SERIE CARBONATEE

A. - La silicification (photo 53)

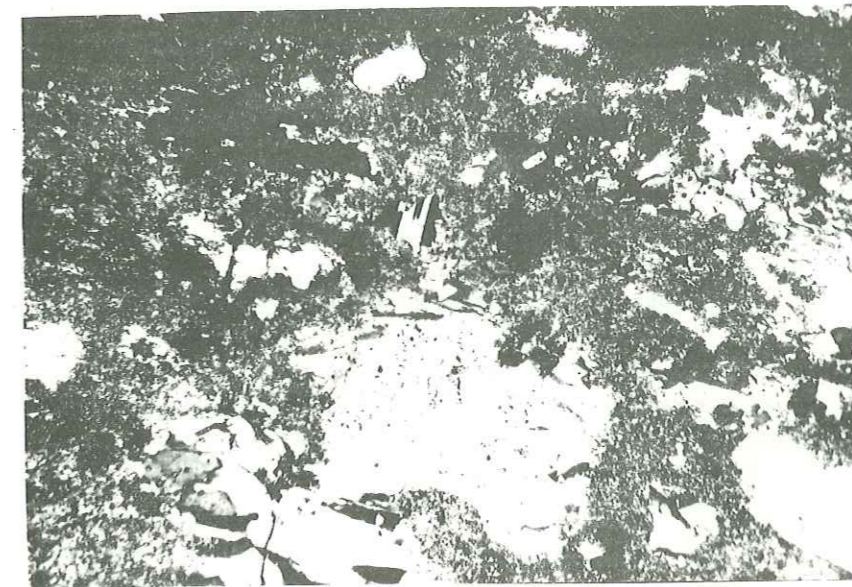


Photo 53 - éch. 12 C - Importante silicification (plages limpides) et néogenèse d'albite dans une dolomie micritique (fond ponctué et grisé) - (LA x 63)

Que ce soit dans la matrice dolomitique, dans les filonnets des dolomies ou dans la trame des cargneules, elle est toujours présente et remarquée avec beaucoup de netteté à la faveur de nombreux échantillons (12 C et 18 C de l'affleurement C, par exemple).

Elle s'effectue, soit par la cristallisation du quartz authigène, soit à partir de la calcédoine, donnant lieu à l'effet de la "croix noire" (échantillon 61 de A 72) ou bien se développe par plages quartzitiques.

Quel que soit le cas, cette silice de néogenèse se reconnaît très facilement : elle est très limpide et possède de nombreuses inclusions (anhydrite ?).

B. - Les autres néogenèses

Hormis cette silicification, il faut noter celles :

- des plagioclases (albite) - échantillons n° 8 C et 4 D ;
- des séricites { - échantillon 8 C.
- des tourmalines {

Particulièrement nettes et bien développées dans la série carbonatée du rameau interne, elles sont, sans aucun doute, liées à la tectonique alpine.

CHAPITRE IV

LE PROBLEME DU TRIAS METAMORPHIQUE

Il a été soulevé, en 1941, par R. PERRIN et M. ROUBAULT (87), à partir d'exemples tirés du secteur concerné par notre étude.

C'est en étudiant le contact entre les Grès du Trias et le socle métamorphique, visible dans l'usine d'aluminium de Venthon (près d'Ugine), que ces auteurs furent amenés à affirmer que : "le Trias était métamorphique".

Leur argumentation fut basée sur des observations macroscopiques et microscopiques.

I. - LES FAITS

A. - Les observations de R. PERRIN et M. ROUBAULT

A Venthon, disent-ils (87, p. 184) :

"les galets sont enchâssés dans une pâte d'allure métamorphique et schisteuse : il y a passage progressif, sur quelques centimètres, au schiste cristallin et on trouve dans celui-ci quelques galets de quartz rose englobés. L'impression à l'œil nu est immédiate : le métamorphisme régional des schistes a atteint le conglomérat, l'a envahi partiellement et est venu, que l'on nous pardonne l'expression mais elle donne bien l'image, expirer dans celui-ci dans un espace de quelques centimètres".

Poursuivant leurs recherches ailleurs et notamment aux Mollières-d'Ugine, ils remarquent que des "filons" de schiste cristallin vert traversent le conglomérat et englobent des galets de quartz rose.

En 1945, l'édification du barrage de la Girotte leur permettra d'autres observations qui confirmeront leur première impression.

Là les sondages ont recoupé, du haut vers le bas, les quartzites à galets du Trias, puis les roches vertes à nombreux nodules carbonatés, que E. RITTER (95) attribua au Trias inférieur, et le socle. Aucune discordance entre ces différents terrains n'a été observée.

Ils étudient alors, à l'aide de lames minces, les carottes de sondage et reprenant à leur compte la datation de ces roches vertes, attribuées au Trias inférieur, ils concluent : "il y a un passage pétrographique continu entre des quartzites, des quartzites schisteux, des quartzites feldspathiques et enfin des roches chargées en amphiboles, l'ensemble contenant toujours l'association quartz-calcite (ou dolomie)" (89, p. 198).

B. - Les conclusions de R. PERRIN et M. ROUBAULT

Constatant que le métamorphisme s'atténue progressivement, au fur et à mesure que l'on se dirige du socle (série verte) vers la couverture, ils admettent que : le métamorphisme qui atteint le socle s'est propagé dans les grès du Trias, mais ceux-ci ont opposé une barrière à sa pénétration dans le reste de la couverture secondaire.

Rien n'interdit de penser qu'il soit d'âge alpin.

Après quelques échanges avec M. LUGEON (74) chacun de ces auteurs resta sur sa position ; M. LUGEON persistant à penser que le socle cristallin "matériel mort" d'ARGAND, représentait une série métamorphique hercynienne, fait admis de tous.

C. - Discussion

R. PERRIN et M. ROUBAULT n'avaient assurément pas tort de dire, à partir des micrographies des quartzites qu'elles montraient : "des indices très nets d'un métamorphisme commençant et de masses cristallines en pleine évolution" (87), p. 189).

- Mais les grès sont-ils métamorphiques ?

Si l'on s'en réfère à cette définition : "phénomène qui consiste en une cristallisation secondaire des roches d'origine sédimentaire, accompagnée d'une disparition graduelle de leur litage", il ne fait pas de doute que ce que nous avons décrit, à propos des grès du rameau interne confine déjà au domaine métamorphique. (cf. p. 159).

Rappelons cependant que beaucoup de pétrographes et, notamment Cl. BORDET ne retiennent pas comme un critère de métamorphisme l'intense séricitisation qui touche notre série gréseuse dans les zones tectonisées.

En réalité, le véritable problème est plutôt de savoir si les textures de recristallisation décrites dans les grès constituent le prolongement vertical de celles du socle. Autrement dit, y-a-t-il continuité ou, au contraire, coupure entre le métamorphisme du socle et celui qui atteint la série gréseuse sus-jacente.

Reprenons, en les discutant, les principales observations et les arguments de R. PERRIN et M. ROUBAULT.

1) Les roches vertes

Remarquées à la Girotte, immédiatement sous-jacentes aux véritables quartzites du Trias, elles furent considérées par E. RITTER comme du Trias inférieur en raison de leur absence de couleur rouge, et de leur richesse en nodules dolomitiques qu'il pensait uniquement caractéristiques de la couverture post-hercynienne.

Ce postulat de base, inexact comme nous allons le voir, a entraîné R. PERRIN et M. ROUBAULT à une interprétation erronée de leurs observations microscopiques.

En effet :

les nodules dolomitiques se rencontrent également dans le socle.

Ainsi que nous l'avons vu précédemment (chapitre II, Ve partie), cette importante dolomitisation qui brouille le contact socle-couverture, dans les zones très tectonisées et, à la Girotte en particulier, est due à des venues hydrothermales qui ont cheminé du haut vers le bas à partir des dolomies triasiques.

- Les roches vertes appartiennent en définitive au socle

La nature de ces roches, déjà définies comme des prasinites par les auteurs, a été confirmée par Cl. BORDET qui a en outre réétudié le socle métamorphique de Belledonne. A ce propos, il a montré que ces roches font partie intégrante du socle et appartiennent à la série verte touchée par un métamorphisme de degré "mésos" acquis au cours de l'orogénèse hercynienne.

Autrement dit, lorsque l'on monte des prasinites aux quartzites très phylliteux atteints par un dynamométamorphisme alpin, si l'on constate une atténuation du métamorphisme, on ne saurait toutefois en conclure que le métamorphisme du socle est venu "expirer" dans la série sédimentaire.

En résumé

Les roches vertes font partie intégrante du socle, et si elles ne sont pas dissociées clairement de la couverture post-hercynienne, c'est en raison :

- d'une concordance locale (en réalité une accordance tectonique)
- et surtout d'une forte dolomitisation qui en masque le contact.

2) Le contact ectinites - Grès de Flumet

Il reste à discuter l'interprétation que donnent les auteurs du contact de la série gréseuse avec le socle. Cette question avait été évoquée dans la seconde partie de notre travail, il nous faut y revenir à propos de leurs observations.

- Les filons de schistes cristallins verts

Je n'ai jamais observé, pour ma part, de ces filons qui émergent du socle dans les conglomérats, mais les schémas qu'ils en fournissent (p. 86) sont incontestablement des fins de séquences pélitiques plus ou moins graveleuses, visibles sans peine en A 13, par exemple.

- Les flammes schisteuses (87, p. 185)

Que penser de ces "véritables flammes" qui s'enfoncent dans le conglomérat ? Il n'y a pas là preuve d'un métamorphisme qui migre du socle dans les grès. Leur présence s'explique facilement par la transgression des grès sur une pénélaine ondulée, dont la surface était inégale.

Les matériaux se sont alors accumulés dans de petites dépressions, infiltrés dans les fissures du socle (rappelons à ce sujet que le pendage des ectinites est subvertical) et en définitive on peut en retirer l'impression que le socle "pousse" dans les grès.

Mais chaque fois que le contact est nettement visible, et indiscutable, la limite entre les grès et le socle est tranchée, sans qu'aucun passage progressif du socle vers la couverture soit constaté.

II. - CONCLUSION

Ce sont sans nul doute, des observations trop restreintes, et trop particulières, concernant la limite socle-grès de Flumet, qui ont conduit R. PERRIN et M. ROUBAULT, à des conclusions erronées.

Nos résultats stratigraphiques et pétrographiques indiquent clairement que ce contact est bien tranché et que les recristallisations atteignant les grès et les carbonates sont apparues :

- au cours d'une diagenèse tardive d'une part, (recristallisations dans le plan du litage);
- durant l'orogénèse alpine, d'autre part (recristallisations dans le plan de schistosité), Elles ne sauraient être confondues avec celles du socle qui sont d'âge hercynien.

CHAPITRE V

LA CARGNEULISATION

Les cargneules représentent :

- soit des brèches sédimentaires (étudiées dans le chapitre V de la seconde partie), p. 95,
- soit des fausses brèches, d'origine tectonique nées du phénomène de cargneulisation que nous étudierons ici.

I. - DESCRIPTION DE CES "FAUSSES BRECHES"

A. - Aspect macroscopique (photos 54 et 55 de A 50 p. 168)

Ce sont des roches dures, fréquemment vacuolaires, qui comportent une trame beige clair, limitant des cavités anguleuses, de dimensions diverses, remplies ou non d'une substance pulvérulente de couleur crème : la matrice de nature dolomitique.

B. - Aspect microscopique

La trame est constituée par de grands cristaux de calcite, parmi lesquels se reconnaissent des minéraux de néogénèse :

- des quartz,
- parfois de la calcédoine,
- des plagioclases.

Aucun grain de quartz détritique n'y est remarqué.

Le phénomène de dolomitisation y apparaît également.

L'examen de la matrice révèle qu'il s'agit de cristaux carbonatés fins, ne dépassant pas 5 microns dans l'échantillon 61 par exemple.

C'est de la dolomie parmi laquelle quelques grains de quartz et de micas détritiques se trouvent épars.

C. - Analyse chimique

1) Cargneules à cavités anguleuses - échantillon 61 de A 59

- par voie humide

	La trame (61 a)		La matrice (61 b)
Perte au feu	38,45 %	Perte au feu	43,30 %
Si O ₂	10,50 %	Si O ₂	4,85 %
Fe ₂ O ₃	0,48 %	Fe ₂ O ₃	0,72 %
Al ₂ O ₃	1,89 %	Al ₂ O ₃	2,47 %
Mn O	0,05 %	Mn O	0,06 %
Ti O ₂	0,10 %	Ti O ₂	0,10 %
Ca O	41,30 %	Ca O	29,90 %
Mg O	6,60 %	Mg O	17,90 %
Total	93,37 %	Total	99,30 %



Photo 54 - A 50 - Aspect typique des cargneules d'origine tectonique -

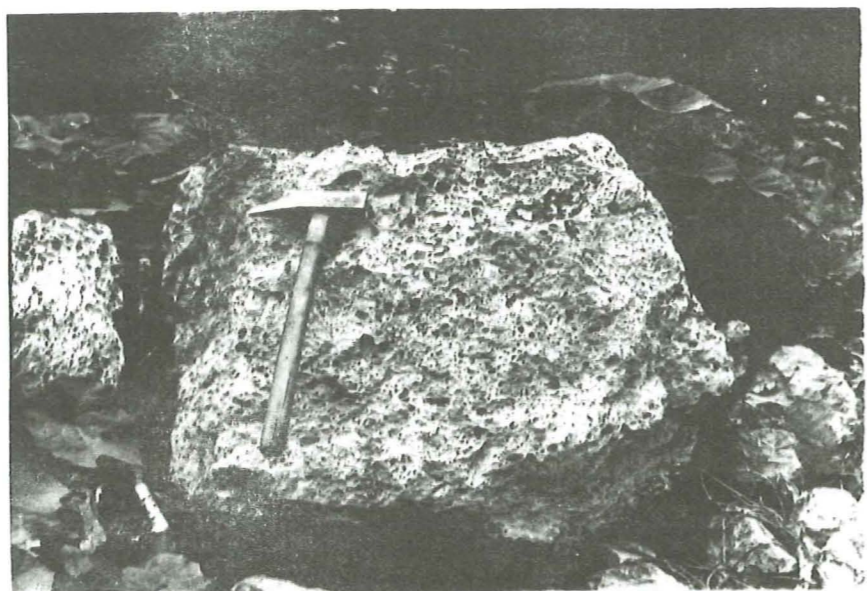


Photo 55 - A 50 - Détail : on remarquera dans la trame des cavités anguleuses souvent vides, primitivement "remplies" de dolomie -

- analyse aux rayons X

Trame (61 a)

calcite	85 %
dolomie	5 %
quartz	4 %
mica	} traces
feldspaths	

Matrice (61 b)

dolomie	95 %
calcite	1 %
feldspaths de type albite ?	} traces
oxydes de fer	
quartz	

Une disparité existe entre les deux types d'analyses concernant la matrice qui apparaît :

- soit nettement dolomitique (R X),
- soit calcaro-dolomitique (analyse pondérale).

Cette contradiction apparente est due à l'existence de minces filonnets de nature calcitique, émergeant de la trame et qu'il est impossible de dissocier de la matrice dolomitique lors de l'échantillonnage.

Par conséquent l'abondance du Ca O est logique et souligne l'importance de la calcitisation des dolomies.

En résumé

L'analyse aux rayons X et l'emploi de la méthode au bleu Trypan indiquent clairement que :

- la trame est surtout calcitique,
- la matrice est surtout dolomitique.

2) Cargneules à faciès météoritique, à cavités arrondies

C'est le faciès le plus courant. La roche est percée et réduite à la seule trame, la matrice ayant disparu.

- échantillon 7 B (affleurement B, sous la croix, versant NE du lac)

Perte au feu	43,20
Si O ₂	0,30
Fe ₂ O ₃	0,24
Al ₂ O ₃	0,13
Mn O	0,05
Ti O ₂	0,03
Ca O	55,40
Mg O	0,72
Total	100,07 %

On remarquera l'abondance du Ca O, les cargneules sont par conséquent des calcaires d'origine secondaire.

II. - COMPARAISON DE CES CARGNEULES AVEC LES DOLOMIES VOISINES

Les points communs entre une dolomie (échantillon 59, déjà décrit p. 94 et une cargneule (échantillon 61) provenant d'un même niveau stratigraphique de l'affleurement A 59, apparaissent d'emblée :

- la coloration beige clair, la composition chimique de la matrice sont les mêmes ;
- les filonnets sillonnant la dolomie sont de teinte et de composition identique à la trame de la cargneule (calcite).

En conséquence, les cargneules sont donc des dolomies calcitisées, dont on peut interpréter la genèse en fonction de leur mode de gisement.

III. - CONCLUSION : GENESE DES CARGNEULES

Ces roches qui se développent sporadiquement dans les niveaux dolomitiques, par ailleurs bien lités, sont surtout localisées dans les charnières anticlinales, comme on peut aisément l'observer :

- dans les virages de Pont-sur-Flon (A 69),
- près des Reys (A 51),
- et le long du chemin menant du Cernix à la Tour-du-Pin.

L'interprétation qui peut en être proposée, en fonction des données précédentes est la suivante : les niveaux dolomitiques, par suite de mouvements tectoniques, se sont fracturés suivant une direction qui épouse celle des plans de schistosité du socle (voir p. 17). Il y a eu tout d'abord calcitisation de ces fractures à partir des solutions hydrothermales riches en Ca CO_3 provenant selon toute vraisemblance de la dissolution du Lias calcaire.

On conçoit que ces dolomies soient d'autant plus calcitisées qu'elles furent davantage cassées, ce qui est réalisé dans les charnières anticlinales. Les faits concordent tout à fait avec notre interprétation, ce qui nous conduit à admettre que les cargneules représentent des dolomies calcitisées d'origine tectonique résultant de l'orogénèse alpine.

Interviennent ultérieurement d'autres phénomènes touchant la série gréseuse et carbonatée en général, à savoir : la silicification, la néogénèse d'albite, la dolomitisation ... puis la dissolution de la dolomie sous l'action des agents atmosphériques. Il ne subsiste plus alors que la trame calcitique et ces cargneules vacuolaires, si typiques dans le paysage, représentant des calcaires d'origine secondaire, comme le montre l'échantillon 7 B.

CONCLUSIONS GENERALES DE LA CINQUIEME PARTIE

I. - LES PHENOMENES SYNSEDIMENTAIRES ET DE DIAGENESE PRECOCE

Ce sont d'abord : la séricitisation des plagioclases et la chloritisation des ferromagnésiens issus du socle, dans le bassin de sédimentation.

- Le début d'une altération des argiles au cours de l'enfouissement, entraînant la séricitisation et la silicification du ciment, ainsi qu'un nourrissage secondaire des grains de quartz, cet enfouissement créant un milieu réducteur propice à la genèse des pyrites de fer.

- La rubéfaction et la dolomitisation des grès fins micacés, en fin de rythme majeur, survenant au cours d'un arrêt sédimentaire suivi d'une mise à l'air des dépôts en liaison avec un climat de type rubéifiant.

- Le "taraudage" de certains sommets de bancs.

II. - LES PHENOMENES APPARUS PROGRESSIVEMENT AU COURS DE LA DIAGENESE

Par suite d'une augmentation de pression due à l'accumulation constante des sédiments de la couverture post-hercynienne, apparaissent :

- les phyllites secondaires,
- la remobilisation des quartz détritiques, ainsi que le développement d'une fine mosaïque quartzitique dans le ciment.

Ces néogénèses se développent dans un plan qui est sensiblement celui du litage.

C'est le domaine de l'épigénèse et de la métagenèse de A. G. KOSOVSKAÏA et de V.D. SHUTOV.

III. - LES PHENOMENES TARDIFS LIES A L'OROGENESE ALPINE

Il y a :

- calcitisation des dolomies à partir de matériaux dissous du Lias, et "cargneulisation" dans les charnières anticlinales ;
- une importante phyllitisation tertiaire,
- une remobilisation des quartz détritiques,
- ainsi qu'une recristallisation siliceuse du ciment en mosaïque quartzitique et en "Pressure Shadow", se développent dans le plan de la schistosité.

Sont également liées à l'orogénèse alpine, parce que surtout observées dans les régions très tectonisées (Synclinal Médian et Rameau Interne) :

- une partie de cette importante dolomitisation qui "inonde" la série gréseuse et le socle ;
- la silicification des carbonates, dans lesquels se remarquent la tourmaline et l'albite de néogénèse.

Enfin, la décoloration des grès chloriteux et des niveaux rubéfiés le long des fissures, la genèse de la coloration marron, tous phénomènes liés à une forte hydratation, sont d'acquisition récente.

CONCLUSIONS GENERALES

Dans cette région profondément marquée par la schistosité, fracturée et écaillée, une étude sédimentologique ne s'annonçait pas aisée.

La recherche laborieuse de tous les indices a tout de même permis d'atteindre le but poursuivi et de retracer l'histoire géologique de cette formation.

Débutant sous les auspices d'un climat rubéfiant, caractérisé par une alternance de périodes pluvieuses et de périodes de sécheresse, responsable de la coloration violette atteignant le socle hercynien, la sédimentation gréseuse s'est d'abord effectuée dans le "bassin subsident de l'Arly" dont l'emplacement est quasiment le même que celui qui avait fonctionné au Houiller. Un second bassin, dit "d'Hauteluze", en raison de sa position géographique, séparé du premier par un dôme, a dû apparaître en fin de sédimentation.

Les dépôts se font brutalement, au cours d'un épisode pluvieux, le matériel homogène, peu évolué est d'origine proche : issu de reliefs fournisseurs situés au SE, il est acheminé vers le NW sur un vaste glacis où il est entraîné en coulées boueuses ou liquides, qui se concentrent en chenaux, jusqu'aux aires subsidentes où il est enfoui rapidement.

Survient ensuite une accalmie qui favorise le dépôt de matériaux fins et micacés mieux classés, puis la période d'aridité qui y succède produit une mise à l'air des sédiments qui permet les actions climatiques entraînant la dolomitisation et la rubéfaction des dépôts et l'ébauche de sols.

Cette sédimentation continentale s'est déroulée selon ce rythme, mais en devenant progressivement de plus en plus fine, engendrant des dépôts mieux lités, témoins de l'existence d'un bassin peu profond en fin de série.

Le passage progressif de ces matériaux gréseux fins aux dolomies témoigne d'une transgression marine sur Belledonne, due selon toute vraisemblance, à une subsidence généralisée de ce massif. Cette subsidence, irrégulière dans le détail et suivie de mouvements orogéniques positifs, aboutit au développement de lagunes, dans lesquelles se forment les évaporites, à la fin du Trias carbonaté.

En l'absence de fossiles, la série gréseuse ne peut être précisément datée, mais elle a été rapportée au Trias inférieur, par analogie de faciès avec le Trias germanique.

Mais l'étude sédimentologique des Grès de Flumet, en apportant une connaissance plus précise de cette série a révélé des analogies importantes avec les Grès d'Allevard, bien datés comme permien, ce qui autorise à attribuer aux Grès de Flumet un âge permo-triasique.

Durant leur dépôt, les matériaux subissent des transformations : la silicification à partir des argiles, la séricitation des plagioclases, la chloritisation des ferromagnésiens, la pyritisation, se manifestèrent précocement.

Ultérieurement, sous la charge des matériaux, des phénomènes de recristallisation appartenant aux domaines de l'épigenèse et de la métagenèse, tels qu'ils sont définis par A.G. KOSSOVSKAIA et V.D. SHUTOV, apparurent progressivement.

Enfin, dans les zones très tectonisées, une recristallisation se surimpose à la première : la phyllitisation et la silicification qui s'effectuent dans le plan de la schistosité, attestent de l'influence profonde de l'orogénèse alpine.

BIBLIOGRAPHIE

1. - ALIMEN (H.), CHAVAILLON (J.) et CONRAD (G.), 1959. - Formations arides et paléosols quaternaires au Sahara nord occidental. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.* fasc. 5, p. 104.
2. - ALIMEN (H.), BEUCHER (F.), 1960. - Premiers résultats d'une étude statistique de la forme des grains de quartz dans les sables d'origines diverses. *C.R. Ac. Sci.*, t. 250, p. 165-167.
3. - AUBERT (G.) et BOULAIN (J.), 1967. - La pédologie. P.U.F.
4. - BARBIER (R.), 1944. - Sur l'existence d'un "dôme" émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand-Chatelard (Rocheray), près de St-Jean-de-Maurienne (Savoie). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 38.
5. - BARBIER (R.), 1933. - La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, n° 39, p. 239.
6. - BARFETY (J.-C.), 1972. - Les variations du Trias médio-supérieur dolomitique et leur répartition dans la zone briançonnaise entre la vallée Etroite et le Guil (Hautes-Alpes). *C.R. Som. Ac. Sci.*, t. 274, n°5.
7. - BAJARD (J.), 1966. - Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la Baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.*, vol. 8, fasc. 1, p. 39 à 111.
8. - BARON (G.), 1960. - Sur la synthèse de la dolomite. Application au phénomène de la dolomitisation. *Thèse Rev. Inst. Fr. Pétr.*, n° 15, p. 3 à 67.
9. - BERSIER (A.), 1953. - La sédimentation cyclique des faciès détritiques molassique et houiller, signification et causes. *Coll. Ass. Int. Séd. ; Rev. I.F.P.*, p. 51.
10. - BERSIER (A.), 1958. - Exemples de sédimentation cyclothématique dans l'Aquitainien de Lausanne, p. 842 à 854. Séquences détritiques et divagations fluviales, p. 854 à 893. *5e Congrès International de Sédimentologie*, vol. 51, n° 3.
11. - BILLY (G.), 1954. - Etude des courbes normales de dispersion. *Eléments de statistiques à l'usage des naturalistes*. C.D.U., Paris.
12. - BIROT (F.), 1952. - Sur le mécanisme des transports solides dans les cours d'eau. *Rev. de Géomorph. Dyn.*, n° 3, p. 105 à 142.
13. - BLATT (H.), CHRISTIE (J.-M.), 1964. - undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its signification provenance studies of sedimentary rocks. *Journal of sedimentary petrology*; vol. 33, p. 559-579.
14. - BONTE (A.), 1955. - Sur la signification des sédiments rouges et verts du Trias. *4e Congrès International Séd. Göttinge. Géol. Rundsch.*
15. - BONTE (A.) et CELET (P.), 1955. - Sur la signification des sédiments rouges et verts du Trias du Jura français. *Géol. Rundsch. Stuttgart*, 43, p. 342 à 350.
16. - BORDET (Cl.), 1961. - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*
17. - BORDET (P.), 1963. - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 173 à 198.
18. - BOURCART (J.), 1944. - Stratification ou litage. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 24 avril, p. 75 à 77.
19. - BOURCART (J.) et RICOUR (J.), 1952. - Essais sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *Cong. Géol. Intern. 19e session, Alger. Section 13*, p. 35 à 47.
20. - BUBENICEK (L.), 1964. - L'oxydo-réduction en sédimentologie. *Bull. B.R.G.M.*, 1re série, n° 4.
21. - CAILLEUX (A.), 1950. - Ecoulements liquides en nappe et aplanissements. *Rev. Géomorph. Dyn.*, n° 6, p. 243 à 271.
22. - CAILLEUX (A.), 1950. - Paléoclimats et optimum physiologique. *C.R. Soc. Biogéogr.*, vol. 27, n° 230, p. 23 à 26.

23. - CAILLEUX (A.) et TRICART (J.), 1959. - Initiation à l'étude des sables et galets. 3 tomes, C.D.U., Paris.
24. - CAYEUX (L.), 1916. - Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Mém. Carte Géol. Fr., texte et atlas.
25. - CAYEUX (L.), 1935. - Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Masson, Paris.
26. - "Colloque" sur le Trias de la France et des régions limitrophes, 1963; - Mémoire du B.R.G.M., n° 15.
27. - CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1927. - Sur les bésimaudites du Prarion. C.R.Ac. Sci., t. 184, p. 892 à 894.
28. - COUREL (L.), 1970. - Le Trias de la bordure N et E du Massif-Central français. Les modalités de la transgression mésozoïque. C.N.R.S., AO, 4408.
29. - DEBELMAS (J.), 1955. - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes Alpes). Mém. Serv. Carte Géol. Fr.
30. - DEBELMAS (J.) et MICHEL (R.), 1961. - Silicifications par altération climatique dans les séries alpines. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 37, p. 7 à 14.
31. - DEBELMAS (J.) et MORET (L.), 1954. - Contribution à la connaissance du Permien des zones externes des Alpes françaises : le Permien d'Entraigues et des Rouchoux (massif du Pelvoux). C.R.Ac.Sci., t. 239, p. 1015 à 1018.
32. - DEICHA (G.), 1942. - Stratification, stratification fine et microstratification. C.R. S.G.F., 13 avril, p. 60
33. - DEICHA (G.), 1948. - Quelques observations sur les voies de minéralisation post-triasique en bordure SW du massif du Mont-Blanc. C.R. S.G.F., p. 230 à 232.
34. - DEICHA (G.), 1948. - Feldspathisation alpine en bordure SW du massif du Mont-Blanc. C.R. S.G.F., p. 327 à 329.
35. - DELAFOND (M.), 1902. - Le bassin houiller et Permien de Blanzy et du Creusot. Fasc. 1, Stratigraphie. Mém. Serv. Top. Souterraines.
36. - DOLLE (P.), 1963. - Corrélations à l'aide de la granulométrie sur les lames minces dans certains grès du bassin du Nord-Pas-de-Calais. 5e Cong. Int. Strat. Géol. Carbonifère - Paris.
37. - DOLLE (P.), 1969. - Rythmes sédimentaires (cours D.E.A. de Géologie Stratigraphique). Lab. Géol. Strat. Paris.
38. - DOTT (J.-R.), 1964. - Wacke-graywacke and matrix ; what approach to immature sandstone classification Journal of sedimentary petrology, vol. 34, n° 3, p. 625 à 632.
39. - DUCHAUFOR (P.), 1960. - Précis de pédologie. Masson et Cie. Paris.
40. - DUBOIS (G.), 1952. - Colorations des sédiments triasiques. C.R. S.G.F., 31 mars, p. 118 à 119.
41. - DUPARC (L.) et RITTER (E.), 1894. - La formation du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la partie NW de la première zone alpine. Mém. Arch. Sci. Phys. et Nat., t. 32, n° 4
42. - DUPLAIX (S.), 1954. - Détermination microscopique des minéraux et des sables. Lib. Polytech. Ch. Béranger. Paris.
43. - ELLENBERGER (F.), 1958. - Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. Serv. Carte Géol. Fr.
44. - ERHART (H.), 1967. - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson et Cie, Paris.
45. - FABRE (J.), FEYS (R.) et GREBER (Ch.), 1955. - L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 5, fasc. 13, p. 233 à 242.
46. - FALLOT (P.), 1944. - Tectonique hercynienne et tectonique alpine. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 14, p. 99 à 102.
47. - FAUGERES (J.-C.), 1966. - Contribution à l'étude sédimentologique de l'étage alpin dans le massif du Vercors. D.E.S. Lab. Géol. Strat. Paris.
48. - FAYOL, 1888. - Résumé de la théorie des deltas et formation du bassin de Commeny. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 16, p. 968.
49. - FEYS (R.), GREBER (Ch.), VETTER (P.), 1972. - Brèche de base et brèche bordière dans le bassin houiller de Blanzy. Bull. Soc. Hist. Nat. d'Autun, n° 61, p. 17 à 25.
50. - FREYDOZ (J.-F.), 1970. - Sédimentologie historique et régionale appliquée au massif subalpin de la grande Chartreuse. Thèse Lab. Géol. Strat. Paris.
51. - GAND (G.), 1969. - Aperçu sédimentologique du Trias gréseux des environs de Notre-Dame-de-Bellecombe et du lac de la Girotte (Savoie). D.E.A. Lab. Géol. Strat. Paris.
52. - GIGNOUX (M.), 1948. - La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 18, p. 739.
53. - GIGNOUX (M.), 1950. - Géologie stratigraphique. Masson et Cie.
54. - GIGNOUX (M.), 1951. - Discontinuité dans le Houiller et le Permien des Alpes françaises. C.R.S.G.F., n° 5, p. 89.
55. - GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1948. - Le Permien des zones externes des Alpes françaises. C.R.Ac. Sci., t. 226, p. 853 à 856.
56. - GOGUEL (J.), 1945. - Sur l'origine mécanique de la schistosité. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 15, p. 509 à 521.
57. - GOGUEL (J.), 1956. - Le glissement des gorges de l'Arly. C.R.S.G.F., p. 158
58. - GOGUEL (J.), 1956. - Observation sur le Houiller de la vallée de l'Arly. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 54, n°250, p. 13 à 15.

59. - GREBER (Ch.), 1959. - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. Thèse, Paris, Mém., B.R.G.M. n° 21.
60. - GUBLER (Y.), 1966. - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Edit. Technip. Paris.
- 60 bis. - I.F.P., 1959. - Relations entre mode de gisement et propriétés physico-chimiques des dolomies. Rev. I.F.P., 14, n° 4-5, p. 474 à 518.
61. - JUNG (J.), 1958. - Précis de pétrographie. Masson et Cie.
62. - KILIAN (W.), 1924. - Révision de la feuille d'Albertville. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 24, n° 158, p. 79.
63. - LANG (J.), 1969. - Petit guide pratique pour l'étude des sédiments meubles. C.D.U., Paris.
64. - LE RIBAUT (L.) et TOURENQ (J.), 1972. - Mise en évidence de 3 types d'apports détritiques dans les sables et argiles du Bourbonnais d'après l'examen de la surface des grains de quartz au microscope électronique à balayage. C.R.Ac. Sci., t. 274, p. 528.
65. - LETOURNEUR (J.), 1944. - Observations sur la région comprise entre Ugine et le Mont-Joly. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 45, n° 216.
66. - LIARD (P.), 1970. - Contribution à l'étude de la couverture sédimentaire de Belledonne (Alpes françaises). Le massif d'Alleverd (Isère). Thèse, Lab. Géol. Strat. Paris.
67. - LIENHARDT (G.), 1961. - Causes et genèses des colorations rouges et vertes du Saxonien et du Trias de la région de Lons-le-Saunier (Jura). Colloque sur le Trias, tiré à part.
68. - LOMBARD (A.), 1953. - Les rythmes sédimentaires et la sédimentation régionale. Essai de synthèse. Rev. Inst. Fr. Pétrol., 8, p. 9 à 45.
69. - LOMBARD (A.), 1956. - Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson et Cie, Paris.
70. - LORY (P.), 1925. - Sur la tectonique "alpine" de la chaîne de Belledonne au Sud d'Albertville. C.R. S.G.F., p. 23 à 25.
71. - LUCAS (G.), 1942. - Description géologique et pétrographique des monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed (frontière algéro-marocaine). Thèse, Alger. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, n° 16
72. - LUGEON (M.), 1916. - Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles-Rouges. C.R.Ac.Sci., t. 162, p. 426.
73. - LUGEON (M.), 1918. - Sur les inclusions du substratum cristallin du Trias des massifs hercyniens. Soc. Vaudoise Sci. Nat., séance du 5 décembre 1917.
74. - LUGEON (M.), 1946. - A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 16, p. 609.
75. - MATHIEU (R.), 1966. - Structures sédimentaires des dépôts de la zone intertidale dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. Rev. Géogr. et Géol. Dyn., vol. 8, fasc. 1, p. 113 à 121.
76. - MICHEL-LEVY (A.), 1892. - Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges, Montagnes de Pormenaz et du Prarion. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 3, n° 27.
77. - MILLOT (G.), 1963. - Géologie des argiles. Masson et Cie, Paris.
78. - MORET (L.), 1945. - Précision sur la nature et l'âge des "chapeaux" houillers formant quelques sommets du massif de Belledonne. C.R. S.G.F., p. 58.
79. - NALOVIC (L.) et PINTA (M.), 1972. - Comportement du fer en présence des éléments de transition. Etude expérimentale : précipitation, déshydratation, dissolution. C.R.Ac. Sci., n° 4
80. - OFFRET (A.), 1894-1895. - Feuille d'Albertville - Chaîne de Belledonne. Bull. Serv. Carte Géol., t. 6, n° 38, p. 127.
81. - OFFRET (A.), 1896-1897. - Feuille d'Albertville. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 8, n° 53, p. 184.
82. - PAREJAS (Ed.), 1925. - La tectonique du Mont-Joly (Haute-Savoie). Ecl. Géol. Helv., t. 19, p. 420.
83. - PERRIAUX (J.), 1961. - Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Thèse. Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine, n° 18.
84. - PERRIAUX (J.), MILLOT (G.), LUCAS (G.), 1961. - Interprétation de la couleur rouge des grès du Permo-Triasique des Vosges. Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine.
85. - PIMIANTA (J.), 1958. - Les deltas intermittents (existence d'un paléodelta de l'Amazone). C.R. 5e Congrès Int. Séd., Genève-Lausanne. Ecl. Geol. Helv., vol. 51, n° 3.
86. - PERRIN (R.), 1946. - Observations à la note de M. LUGEON, intitulée "A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin". Bull. Soc. Géol. Fr., t. 16, p. 629.
87. - PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1941. - Observation d'un "front" de métamorphisme régional. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 11, p. 183 à 192.
88. - PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1944. - Nouvelles observations sur la carrière de Feug (Haute-Savoie) C.R. S.G.F., p. 125.

89. - PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1945. - Observations de métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte (Savoie). Bull. Soc. Géol. Fr., t. 15, p. 171 à 200.

90. - PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1946. - Y a-t-il coupure ou continuité entre le dynamo-métamorphisme et le métamorphisme régional ? A propos d'observations près du glacier de Tré-la-Tête. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 16, p. 541 à 562.

91. - RICOUR (J.), 1952. - A propos de la chafne vindélicienne. C.R. S.G.F., p. 242 à 244.

92. - RICOUR (J.), 1962. - Contribution à une révision du Trias français. Mém. Serv. Carte Géol. Fr.

93. - RITTER (E.), 1897. - La bordure SW du Mont-Blanc. Les plis couchés du Mont-Joly et de ses attaches. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 9, n° 60, p. 225.

94. - ROCH (Ed.), 1942. - Remarques au sujet de la note de MM. R. PERRIN et M. ROUBAULT, intitulée : "observations d'un front de métamorphisme régional". C.R. S.G.F., p. 168 à 169.

95. - SARROT-REYNAULD (J.), 1957. - Sur la stratigraphie du dôme de La Mure et des régions annexes. C.R.Ac. Sci., t. 264, p. 1806.

96. - SARROT-REYNAULD (J.), 1958. - Comparaison des conditions de sédimentation et du comportement tectonique des assises du Trias dans les zones externes et internes des Alpes françaises. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 7, p. 699 à 707.

97. - TANE (J.-L.), 1961. - Contribution à l'étude des laves d'âge triasique de la zone alpine externe. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 37, p. 157 à 166.

98. - TEODOROVITCH (G.), 1958. - Sur la genèse de la dolomite sédimentaire. C.R. 5e Cong. Int. Séd., vol. 51, n° 3, p. 767 à 773.

99. - TRICART (J.), 1951. - Comment déterminer le sens de l'écoulement fluvial d'après une nappe alluviale. Rev. Géomorph. Dyn., 2, p. 138 à 144.

100. - TRICART (J.), 1953. - Etude tectonique des formations détritiques grossières. Rev. Géomorph. Dyn., 4, p. 282 à 295.

101. - TRICART (J.), 1957. - Observation sur la genèse des nappes de cailloutis fluviaux. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 7, p. 1189 à 1203.

102. - TRICART (J.), 1957. - Etude sur quelques cailloutis fluviaux actuels des Pyrénées orientales et du Massif-Central. C.R. S.G.F., n° 16, p. 374.

103. - TRICART (J.), 1958. - Données pour l'utilisation paléogéographique des cailloutis. C.R. 5e Cong. Int. Séd. - Ecl. Géol. Helv., n° 51-3.

104. - VATAN (A.), 1967. - Manuel de sédimentologie. Ed. Technip. Paris.

105. - VATAN (A.) et MENNING (J.), 1959. - Répartition des dolomies dans le Dinantien des Ardennes. Rev. I.F.P., vol. 14, n° 4-5.

106. - VERNET (J.), 1963. - Remarques sur le Permien du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot. Trav. Lab. Géol. Grenoble, n° 39, p. 199.

CARTES GEOLOGIQUES

Carte géologique de la France : feuille d'Albertville au 1/80 000, 1re et 2e Edition.

CARTES TOPOGRAPHIQUES

1/50 000 Saint-Gervais-les-Bains, Bourg-Saint-Maurice, Annecy-Ugine.

Les levés géologiques des terrains étudiés ont été exécutés sur les feuilles au 1/20 000 suivantes :

- Saint-Gervais-les-Bains n° 1, n° 5, n° 6, n° 7
- Annecy-Ugine n° 8.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

PLANCHES

Pages

INTRODUCTION

pl. 1	- Situation de la région étudiée parmi les grandes unités tectoniques des Alpes occidentales	1
pl. 2	- Carte géologique au 1/20 000 (hors texte)	
pl. 3	- Localisation des principaux affleurements	5

PREMIERE PARTIE : ESQUISSE STRUCTURALE

pl. 4	- Esquisse structurale	8
pl. 5	- Coupe géologique simplifiée situant les grandes unités structurales	9
pl. 6	- Vue panoramique du rameau externe	11
pl. 7	- Situation des principales failles entre ND-de-Bellecombe et Flumet	13
pl. 8	- Interprétation structurale de la région de Bisanne	15
pl. 9	- Projections polaires des plans de schistosité et des failles et diaclases sur le canevas de Wülff	18
pl. 10	- Interprétation géologique du versant NE du lac de la Girotte	22
pl. 11	- Interprétation géologique du versant SW du lac de la Girotte	23
pl. 12	- Vue panoramique du versant NE du lac de la Girotte	24
pl. 13	- Mécanisme probable de la mise en place des écailles du versant NE du lac de la Girotte ..	25

DEUXIEME PARTIE : ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEQUENTIELLE

CHAPITRE I

pl. 14	- Coupe stratigraphique et courbe lithologique d'un affleurement houiller (Héry-sur-Ugine) ..	30
--------	---	----

CHAPITRE II

- Planches concernant le rameau externe -
: Bande de Flumet à Hauteluce, de A 1 à A 43

pl. 15	- Essai de corrélations stratigraphiques entre les affleurements gréseux du secteur de Flumet de A 3 à A 14	55
pl. 16	- Coupes lithologiques des affleurements gréseux situés le long du Nant-du-Milieu, A 18 et A 19	53
pl. 17	- Coupes lithologiques des affleurements A 22 et A 23	57
pl. 18	- Coupes lithologiques de l'affleurement A 24	58
pl. 19	- Coupes lithologiques des affleurements A 27 et A 30	59
pl. 20	- Coupes lithologiques des affleurements A 32 et A 35	60
pl. 21	- Coupes lithologiques des affleurements A 36 et A 41	61
pl. 22	- Coupes lithologiques des affleurements A 44 et A 45	62

- Témoin du Signal de Bisanne -

pl. 23	- Coupe et courbe lithologiques de l'affleurement A 47	63
pl. 24	- Coupe et courbe lithologiques de l'affleurement A 50	64

- Témoign de Crest-Voland, de A 51 à A 64 -

pl. 25 - Coupes lithologiques des affleurements A 51 à A 60 65

pl. 26 - Coupes lithologiques des affleurements A 61 et A 63 65

pl. 27 - Coupes lithologiques de l'affleurement A 64 67

- Bande de Flumet à Ugine, de A 65 à A 76

pl. 28 - Coupe lithologique de l'affleurement A 65 68

pl. 29 - Coupe lithologique des affleurements A 67 à A 76 69

- Ecailles du lac de la Girotte -

pl. 30 - Echelle stratigraphique et étude sédimentologique de l'affleurement A 70

pl. 31 - Echelle stratigraphique et étude sédimentologique de l'affleurement C 71

pl. 32 - Echelle stratigraphique et étude sédimentologique de l'affleurement D 72

pl. 33 - Echelle stratigraphique et étude sédimentologique de l'affleurement E 73

pl. 34 - Série virtuelle de la série gréseuse 74

CHAPITRE III

pl. 35 - Coupes lithologiques sériées et essai de reconstitution bathymétrique du bassin, à la fin de la sédimentation gréseuse (hors texte)

CHAPITRE IV

pl. 36 - Stéréogrammes et séquences mineures observées dans les niveaux gréseux grossiers 78

pl. 37 - Séquences mineures 84

pl. 38 - Organisation stratigraphique et séquentielle de la base de la série gréseuse 86

pl. 38 a - Coupe lithologique de l'affleurement C du versant NE du lac de la Girotte 92

CONCLUSIONS

pl. 39 - Paléogéographies successives du Permo-Trias au Lias 99

TROISIEME PARTIE

CHAPITRE I

pl. 40 - Courbes de fréquences granulométriques 103

pl. 41, 42, 43 - Courbes cumulatives granulométriques 104, 105, 106

pl. 44 - Tableaux relatifs à la granulométrie 109

CHAPITRE II

pl. 45 - Orientation des galets 118

- Morphométrie -

pl. 46 - Tableaux des valeurs d'émoussé, d'aplatissement et de dissymétrie, histogrammes et courbes cumulatives relatives à la morphométrie des galets (indice d'émoussé) 120

pl. 47 - Histogrammes et courbes cumulatives relatives à la morphométrie des galets (dissymétrie et aplatissement) 121

pl. 48 - Représentation conjuguée des indices d'émoussé et d'aplatissement 123

pl. 49 - Variations géographiques des différents indices 124

- Compétence -

pl. 50 - Résultats relatifs au centile 126

pl. 51 - Variations géographiques du centile 127

- Nature et longueur moyenne des galets -

pl. 52 - Tableau de valeurs 128

pl. 53 - Variations géographiques 129

- Sens et direction du transport -

pl. 54 - Tableau de valeurs 131

pl. 55 - Sens des apports durant la sédimentation gréseuse 132

QUATRIEME PARTIE

pl. 56 - Coupe stratigraphique générale des séries étudiées 147

PHOTOS

INTRODUCTION

Photos

1 - Petit plateau de grès 2

2 - Paysage ruiniforme typique, créé par les cargneules 2

PREMIERE PARTIE : ESQUISSE STRUCTURALE

3 de la pl. 6 - Vue panoramique du rameau externe (A 15) 11

4 - Affleurement gréseux débité par de nombreuses diaclases 16

5 - Schistosité recoupant le litage oblique en A 19 16

6 - Vue panoramique du versant NE du lac de la Girotte 16

DEUXIEME PARTIE : ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEQUENTIELLE

CHAPITRE I

photo 7: A 13 - Contact entre les Ectinites du Socle et les Grès de Flumet 34

8: A 16 - Contact entre le conglomérat houiller et les Grès de Flumet 34

CHAPITRE II

- Macrofaciès -

photos 9 : A 72 - Niveau gréseux grossier 45

10 : A 47 - Sommet de banc, niveau gréseux moyen à fin 45

- Microfaciès -

11 : Echantillon 5, grès grossier 46

12 : Echantillon 6, grès moyen 46

13 : Echantillon 9, grès moyen à fin 47

14 : Echantillon 26, grès très fin 47

15 : Echantillon 49 47

- Coupes stratigraphiques -

16 : La série gréseuse complète de A 19, planche 16

17 de la pl. 22 : Contact Socle-Grès de Flumet

18 de la pl. 23 : Affleurement 47

19 de la pl. 24 : Litage entrecroisé de A 50

20 de la pl. 28 : Discordance entre les Grès de Flumet et les Ectinites de la série satinée en A 65

21 de la pl. 31 : Affleurement gréseux C

- Photos relatives à la série gréseuse virtuelle -

photos 22 à 29 : (voir légende sur la planche 34)

CHAPITRE IV

Photo 30 : A 72 - Séquences mineures observées dans une base de banc

CHAPITRE V

Photo 31 : Pont-sur-Flon - La série carbonatée du Trias	88
32 : détail stratigraphique de la série dolomitique	88
33 : organisation séquentielle de la série dolomitique	91
34 : surface de banc dolomitique	91
Photo 35 et photo 36 - Microfaciès de dolomies	96
37 : Microbrèche	96

TROISIEME PARTIE

CHAPITRE I

Photos 38, 39, 40, 41 - Rides d'oscillation, de courant et d'interférence	115
---	-----

CHAPITRE II

Photos 42 et 43 - Litages obliques	133
44 - Litage entrecroisé	133

CINQUIEME PARTIE

CHAPITRE I

Photo 45 - Microfaciès du niveau rubéfié	154
46 - Microfaciès du niveau bleu ardoise	154

CHAPITRE II

Photo 47 et photo 48 - Microfaciès montrant l'épigenésation des grains de quartz par la dolomite	157
--	-----

CHAPITRE III

Ph. 49, 50, 51 - Microfaciès montrant les phénomènes de recristallisation	160
Photo 52 - Quartz éclaté	160
53 - Silicification et néogenèse d'Albite dans une dolomie	163

CHAPITRE V

Photo 54 et photo 55 - Cargneules (pseudo-brèches)	168
--	-----

TABLE DES MATIERES

	Pages
<u>INTRODUCTION</u>	1
I. - Présentation géographique et géologique	1
II. - Historique sommaire des travaux géologiques	3
III. - Buts et nature de cette étude	4
IV. - Les moyens mis en œuvre	4
<u>PREMIERE PARTIE : ESQUISSE STRUCTURALE</u>	
7	
I. - <u>Le rameau externe</u>	10
A. - <u>Le socle métamorphique</u>	10
1 - La direction des plans de schistosité	10
2 - Les pendages	10
3 - Les failles	12
B. - <u>Le Houiller de l'Arly</u>	12
1 - Rapport stratigraphique avec la série satinée	13
2 - Structure	12
C. - <u>La couverture post-hercynienne du rameau externe</u>	12
1 - Les failles et les diaclases	14
a) dans les grès de Flumet	14
- Secteur de Flumet - ND-de-Bellecombe	14
- Secteur du Signal de Bisanne aux Rosières	14
- Orientation des failles et des diaclases	14
- à l'échelle de l'affleurement	14
- à l'échelle du rameau externe	14
b) dans la série dolomitique du Trias	17
2 - Les plis	17
a) de la série gréseuse	17
b) de la série carbonatée du Trias et de la série schisteuse du Lias	17
3 - Les pendages	19
a) des "Grès de Flumet"	19
b) des dolomies du Trias	19
c) du Lias	19
4 - La schistosité	19
a) les données	19
b) conclusions - conséquences stratigraphiques	19
II. - <u>Le synclinal médian</u>	20
A. - Observations le long du ravin du col du Joly	20
B. - Interprétation	20
C. - Mise en place du synclinal médian	20
III. - <u>Le rameau interne</u>	21
A. - <u>Coupes stratigraphiques</u>	21
a) Coupe du versant NE du lac de la Girotte	21
b) Coupe du versant SW du lac de la Girotte	26
B. - <u>Interprétation structurale</u>	26
a) du versant NE	26
b) du versant SW	26
C. - <u>Conséquences stratigraphiques</u>	26
Conclusions	27

DEUXIEME PARTIE : ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEQUENTIELLE 29

CHAPITRE I - PRESENTATION STRATIGRAPHIQUE DU SOCLE HERCYNIEN 31

I. - Le socle métamorphique 31
II. - Le Houiller de l'Arly 31
A. - Observation d'une coupe réalisée le long de la route menant aux Molliats (200 m au Nord d'Héry-sur-Ugine) 31
B. - La série virtuelle 32
C. - Les galets 32
D. - Age du Houiller de l'Arly 32
E. - Conclusions à l'étude sommaire du Houiller de l'Arly 33
III. - Le Houiller des écaïlles de la Girotte 33

CHAPITRE II - ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DES GRES DE FLUMET 35

I. - Rapports avec le socle 35
A. - Avec le socle métamorphique 35
B. - Avec le Houiller de l'Arly 36
C. - Conclusion 36
II. - Analyse stratigraphique des Grès de Flumet 37
A. - La série complète 37
B. - Analyse des différents niveaux 37
1 - Niveaux conglomératiques de la zone I 37
a) les limites et l'épaisseur 37
b) la couleur 37
c) le litage 38
d) les galets 38
e) étude de la fraction gréseuse 38
- Caractères pétrographiques 39
- Description 39
f) analyse chimique 39
- complète 39
- au R X 40
g) la dolomitisation 40
h) conclusions 40
2 - Niveaux gréseux fins, verts, gris fer ou rubéfiés de la zone I 40
a) les limites et l'épaisseur 40
b) les différentes colorations 40
c) le litage 41
d) étude de la fraction gréseuse 41
- étude granulométrique 41
- caractères pétrographiques 41
- description macroscopique 41
- description microscopique 41
e) analyse chimique 41
f) conclusions 42
3 - Grès grossiers à litage entrecroisé des zones II et III 42
a) les limites et l'épaisseur 42
b) la couleur 42
c) le litage 42
d) étude du sédiment 42
- caractères granulométriques 42
- caractères pétrographiques 42
- description macroscopique 43
- description microscopique 43
e) analyse chimique 43
- complète 43
- aux R X 43
f) la dolomitisation 43
g) conclusions 44

4 - Grès moyens à fins, quartzitiques des zones II et III 44
a) les limites et l'épaisseur 44
b) la couleur 44
c) le litage 44
d) la dolomitisation et la silicification 44
e) étude de la fraction gréseuse 44
- caractères granulométriques 44
- caractères pétrographiques 44
- description macroscopique 44
- description microscopique 48
f) analyse chimique 48
g) conclusions 48
5 - Niveaux gréseux moyens à fins à litage horizontal 48
A. - Niveau quartzitique blanc (B) de la zone II 48
a) les limites 48
b) l'épaisseur 48
c) la couleur 48
d) le litage 48
e) étude du sédiment 49
- caractères granulométriques 49
- caractères pétrographiques 49
- description 49
f) la dolomitisation 50
g) conclusion 50
B. - Niveau vert "V" de la zone III 50
a) les limites 50
b) l'épaisseur 50
c) la couleur 50
d) le litage 50
e) étude du sédiment 50
- caractères granulométriques 50
- caractères pétrographiques 50
- description 50
f) les rides 51
g) analyse chimique 51
h) conclusion 51
C. - Niveau gréseux marron "M" ou noir sommital de la zone IV 51
a) les limites 51
b) l'épaisseur 51
c) la couleur 52
d) le litage 52
e) étude du sédiment 52
- caractères granulométriques 52
- caractères pétrographiques 52
- description macroscopique 52
- description microscopique 52
f) les rides 52
g) analyse chimique 52
h) conclusion 53
III. - Conclusions à l'analyse stratigraphique des Grès de Flumet 53

CHAPITRE III - LES VARIATIONS GEOGRAPHIQUES D'ÉPAISSEUR ET DE FACIES DES GRES DE FLUMET 75

I. - Analyse des résultats 75
A. - Les variations régionales NW-SE 75
1 - Les épaisseurs 75
a) les limites 75
b) les variations géographiques 76
2 - Les faciès 76
a) faciès sédimentologique 76
b) faciès tectonique 76

- B. - Les variations NE-SW 73
 - 1 - les données 76
 - 2 - interprétation 76
- C. - Les variations dans les deux directions : NE - SW et NW-SE 77
 - 1 - les données 77
 - 2 - interprétation 77
- D. - Les variations latérales proches 77
 - 1 - les données 77
 - 2 - interprétation 77
- II. - Conclusions 77

CHAPITRE IV : ANALYSE SEQUENTIELLE DES GRES DE FLUMET 79

- I. - Les séquences majeures de la zone I de la série virtuelle 79
 - A. - Analyse lithologique de la base grossière à galets et à litage entrecroisé 79
 - a) description de ces séquences mineures 79
 - b) épaisseur des séquences mineures, variations verticales du rapport S 80
 - c) variations granulométriques horizontales dans une séquence mineure 81
 - d) nombre de séquences mineures par banc 81
 - e) en résumé 81
 - Analyse lithologique des niveaux gréseux sommitaux 81
 - B. - Analyse stratigraphique 81
 - 1 - les données 82
 - 2 - analyse des résultats et interprétation 82
 - 3 - conclusions 82
- II. - Les séquences majeures des zones II et III de la série virtuelle 82
 - A. - La séquence majeure 82
 - B. - Analyse lithologique 83
 - 1 - Analyse lithologique des grès grossiers 83
 - a) description 83
 - b) nombre de séquences mineures par séquence majeure 83
 - c) épaisseur des séquences mineures 83
 - d) signification du débit en dalles 83
 - e) résumé 83
 - 2 - Analyse lithologique des grès moyens à fins sommitaux 83
- III. - Les niveaux gréseux moyens à fins à litage horizontal 83
 - A. - Le niveau blanc "B" - zone II de la série virtuelle 83
 - 1 - la séquence majeure 83
 - 2 - les séquences mineures 85
 - B. - Le niveau Vert 85
 - C. - Le niveau Marron 85
- IV. - Les caractères de la série gréseuse 85
- V. - Conclusions 87

CHAPITRE V : ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEQUENTIELLE DE LA SERIE CARBONATEE 89

- I. - Les différents faciès 89
 - A. - Les dolomies 89
 - B. - Les cargneules 89
- II. - Analyse stratigraphique et sédimentologique 90
 - A. - Coupes stratigraphiques 90
 - 1 - affleurement D du versant SW du lac de la Girotte 90
 - 2 - affleurement C du versant NE du lac de la Girotte 90
 - B. - Les dolomies 90
 - 1 - analyse lithologique et séquentielle 90
 - a) analyse de la coupe 93
 - b) analyse stratigraphique 93
 - 2 - analyse chimique 94
 - a) dolomies à minces filonnets 94
 - b) dolomies à larges filonnets 94

- 3 - Analyse pétrographique 94
 - a) les macrofaciès 94
 - b) les principaux macrofaciès 95
- C. - Les brèches sédimentaires 95
- D. - Interprétation sédimentologique 97
- III. - Essai de reconstitution paléogéographique : les variations d'épaisseur 97
 - A. - Epaisseur maximale 97
 - B. - Epaisseur minimale 97
 - C. - Variations géographiques 97
 - D. - Conclusion 97
- IV. - Rapports avec le Lias 98
 - Conclusions de la seconde partie 98

TROISIEME PARTIE : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES GRES DE FLUMET 101

CHAPITRE I : CARACTERES DE LA SEDIMENTATION 102

- Analyse granulométrique des sédiments gréseux 102
- I. - Nomenclature relative aux matériaux détritiques 102
 - A. - Les rudites 102
 - B. - Les arénites 102
 - C. - Les lutites 102
- II. - Méthodes employées 102
 - A. - Le tamisage virtuel 102
 - 1 - la méthode P. Dollé 102
 - 2 - la méthode linéaire de A. Cailleux et J. Tricart 107
 - 3 - comparaison des deux méthodes 107
 - B. - Les résultats 107
 - 1 - les histogrammes 107
 - 2 - les courbes de fréquence 107
 - 3 - les courbes cumulatives 107
 - 4 - valeurs des paramètres 108
- III. - Les faits et leur interprétation 108
 - A. - Les dimensions des grains 108
 - 1 - les grands groupes 108
 - 2 - les variations dimensionnelles verticales 108
 - a) les grands faits 108
 - b) analyse de ces faits 110
 - 3 - les variations dimensionnelles horizontales 110
 - B. - Le classement 111
 - 1 - à l'échelle de la séquence mineure 111
 - a) des niveaux grossiers 111
 - b) des niveaux moyens à fins à litage horizontal 111
 - 2 - à l'échelle de la séquence majeure des zones I, II, III 111
 - 3 - à l'échelle de la série gréseuse 111
 - C. - Histogrammes et courbes de fréquence 111
 - D. - L'assymétrie 111
- IV. - Conclusions 112
 - Disposition collective des galets 113
- I. - La méthode employée 113
- II. - Les résultats 113
- III. - Interprétation 114
 - La nature des litages 114
- I. - Les observations 114
 - A. - Dans les niveaux de grès grossiers 114
 - B. - Dans les niveaux de grès moyens à fins 114
 - C. - Dans un même rythme il y a passage vertical du litage entrecroisé au litage horizontal 114

- II. - Interprétation 114
 - A. - Le litage entrecroisé 114
 - B. - Le litage horizontal 114
 - C. - Le passage d'un litage à l'autre 114
 - Les figures sédimentaires 116
- I. - Nature et localisation stratigraphique 116
 - A. - Les résultats 116
 - B. - Analyse 116
- II. - Interprétation 117

CHAPITRE II : LES CARACTERES DU TRANSPORT 119

- Recherche de la nature des écoulements : mesure de l'orientation des galets 119
- I. - La méthode suivie 119
- II. - Les résultats 119
 - A. - Les données 119
 - B. - Interprétation 119
 - C. - En résumé 122
- Recherche de la nature des agents de fragmentation et d'usure 122
- I. - La morphométrie des galets 122
 - A. - L'indice d'émoussé 122
 - 1 - les résultats 122
 - 2 - interprétation 122
 - B. - L'indice d'aplatissement 122
 - 1 - les résultats 122
 - 2 - interprétation 122
 - C. - Indice de dissymétrie 122
 - D. - Représentation conjuguée des indices d'émoussé et d'aplatissement 122
 - E. - Variations géographiques des différents indices 122
- II. - La morphométrie des sables 125
- III. - La compétence 125
 - A. - Le centile 125
 - 1 - les méthodes 125
 - 2 - les résultats 125
 - a) comparaison des deux méthodes 125
 - b) les variations horizontales 125
 - c) les variations verticales 125
 - 3 - interprétation 130
 - B. - Nature et longueur moyenne des galets 130
 - 1 - méthodes et but 130
 - 2 - résultats 130
 - a) les variations à l'échelle géographique 130
 - b) les variations à l'échelle du banc 130
 - 3 - interprétation 130
- IV. - Conclusions 130
 - Recherche de la direction et du sens du transport 134
- I. - Méthodes employées 134
 - A. - La direction du transport 134
 - B. - Le sens de l'écoulement 134
 - 1 - recherche des "flute-marks" 134
 - 2 - mesure des litages 134
 - 3 - mesure de la pente sur le bord du chenal 134
- II. - Les résultats 135
 - A. - De la base de la série - zone I 135
 - B. - Au milieu de la série - zone II 135
 - C. - En fin de série - zone III 135
- III. - Conclusions 135

CHAPITRE III : RECHERCHE DU CONTINENT D'ORIGINE 136

- I. - Nature des galets et des sables 136
 - A. - Les galets 136
 - 1 - leur nature 136
 - 2 - leur origine 136
 - B. - Les sables et les grès 136
 - 1 - au microscope 136
 - 2 - la couleur rose 136
 - C. - En conclusion 137
- II. - Les feldspaths 137
 - A. - Les méthodes de détermination 137
 - 1 - la méthode de Dana Russel 137
 - 2 - la méthode de la double coloration en lame mince 137
 - B. - Les résultats 137
 - C. - Conclusions 137
- III. - Les minéraux lourds 137
 - A. - Méthode utilisée 137
 - B. - Résultats 137
 - C. - Conclusions 138
- Conclusions de la troisième partie 138

QUATRIEME PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES DE L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE
 ET SEDIMENTOLOGIQUE DES GRES DE FLUMET ET DE LA SERIE CARBONATEE :
 LA PALEO GEOGRAPHIE ET LE PROBLEME DU PERMIEN

CHAPITRE I : LE PAYSAGE 140

- I. - Le relief 140
- II. - La sédimentation 140

CHAPITRE II : LE CLIMAT 142

- I. - Examen des faits 142
 - A. - Nature des argiles 142
 - 1 - méthode employée 142
 - 2 - les résultats 142
 - B. - Nature des feldspaths 142
 - 1 - méthode utilisée 142
 - 2 - les résultats 142
 - C. - La rubéfaction du socle 142
 - 1 - localisation 142
 - 2 - nature et origine 143
- II. - Nature exacte du climat rubéfiant avant et durant la sédimentation gréseuse 143

CHAPITRE III : CHRONOLOGIE DE LA SERIE GRESEUSE ET CARBONATEE : LE PROBLEME DU PERMIEN 145

- I. - Le Permien daté dans Belledonne 145
- II. - La rubéfaction et le problème du Permien 145
- III. - Attribution d'un âge Permo-Triasique aux Grès de Flumet 146
 - A. - Les résultats de Ph. LIARD 146
 - B. - Corrélations avec les Grès de Flumet 146
 - 1 - les ressemblances entre Grès de Flumet et Grès d'Allevard 146
 - 2 - les différences 148
 - 3 - bilan 148
- IV. - Conclusions 148

CINQUIEME PARTIE : LA DIAGENESE DES SEDIMENTS 149

CHAPITRE I : LES COLORATIONS 150

I. - Les faits observés 150

 A. - Les colorations verdâtres et gris clair 150

 1 - leur répartition dans la série gréseuse 150

 2 - analyse pétrographique 150

 a) des niveaux verts 150

 b) du niveau gris clair 151

 3 - conclusions 151

 B. - Les colorations violette et verte 151

 1 - la répartition 151

 a) à l'échelle de l'affleurement 151

 b) à l'échelle de l'échantillon 151

 2 - nature des couleurs violette et verte 151

 a) analyse pétrographique d'un échantillon violet 151

 b) analyse pétrographique d'un échantillon vert 152

 3 - interprétation des faits acquis : genèse des colorations :

 a) coloration verte 152

 b) coloration violette 153

 C. - Les colorations bleu et marron 153

 1 - les données 153

 a) aspect macroscopique 153

 b) analyse microscopique 154

 2 - en conclusion 154

II. - Bilan 154

CHAPITRE II : LA DOLOMITISATION 155

I. - Du socle et de la série gréseuse 155

 A. - Historique 155

 B. - Les faits observés dans la région 155

 1 - répartition et description 155

 a) les données 155

 b) interprétation 155

 2 - analyse chimique et pétrographique 156

 a) nature exacte de ces nodules carbonatés 156

 b) analyse microscopique 156

 3 - nature de cette dolomitisation 158

 a) les différentes dolomies 158

 b) qu'en est-il de notre dolomitisation ? 158

II. De la série carbonatée 158

CHAPITRE III : LA RECRISTALLISATION DES SEDIMENTS 159

I. - Dans la série gréseuse 159

 A. - Les principaux caractères pétrographiques 159

 B. - Les principales textures 159

 1 - texture 1 159

 2 - texture 2 159

 3 - texture 3 159

 C. - Les différentes phyllitisations 162

 1 - la première, développée dans le plan du litage 162

 2 - la seconde, développée dans le plan de la schistosité 162

 D. - Les différentes silicifications 162

 1 - la croissance idiomorphe des grains de quartz, et les agrégats siliceux 162

 2 - la remobilisation des quartz détritiques et la recristallisation siliceuse du ciment 162

II. - Dans la série carbonatée 163

 A. - La silicification 163

 B. - Les autres néogènes 163

CHAPITRE IV : LE PROBLEME DU TRIAS METAMORPHIQUE 164

I. - Les faits 164

 A. - Les observations de R. PERRIN et M. ROUBAULT 164

 B. - Les conclusions de R. PERRIN ET M. ROUBAULT 164

 C. - Discussion 165

 1 - Les roches vertes 165

 2 - Le contact ectinites-Grès de Flumet 165

II. - Conclusion 166

CHAPITRE V : LA CARGNEULISATION 167

I. - Description de ces "fausses brèches" 167

 A. - Aspect macroscopique 167

 B. - Aspect microscopique 167

 C. - Analyse chimique 167

 1 - Cargneules à cavités anguleuses 167

 2 - Cargneules à faciès météorique, à cavité arrondies 169

II. - Comparaison de ces cargneules avec les dolomies voisines 169

III. - Conclusions : genèse des cargneules 169

 - Conclusions générales à cette cinquième partie 171

CONCLUSIONS GENERALES 172

BIBLIOGRAPHIE 173