

50377
1986
203

50377
1986
203

THESE

présentée

A L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE I

pour obtenir le

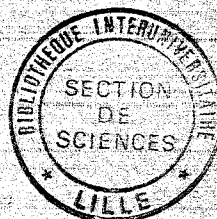
TITRE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE LILLE (nouveau régime)

spécialité Géographie physique

option géomorphologie

par

Abdelkader SBAI



CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA REGION D'OYONNAX-AIN (JURA MERIDIONAL).

soutenue le 24 octobre 1986 devant la commission d'examen:

M. J. BONNE, professeur à l'Université de Lille I

Président

M. B. LHERAT, professeur à l'Université de Lille I

Rapporteur

M. B. SANPI, professeur à l'Université de Dijon

M. P. BREBERT, professeur à l'Université de Reims

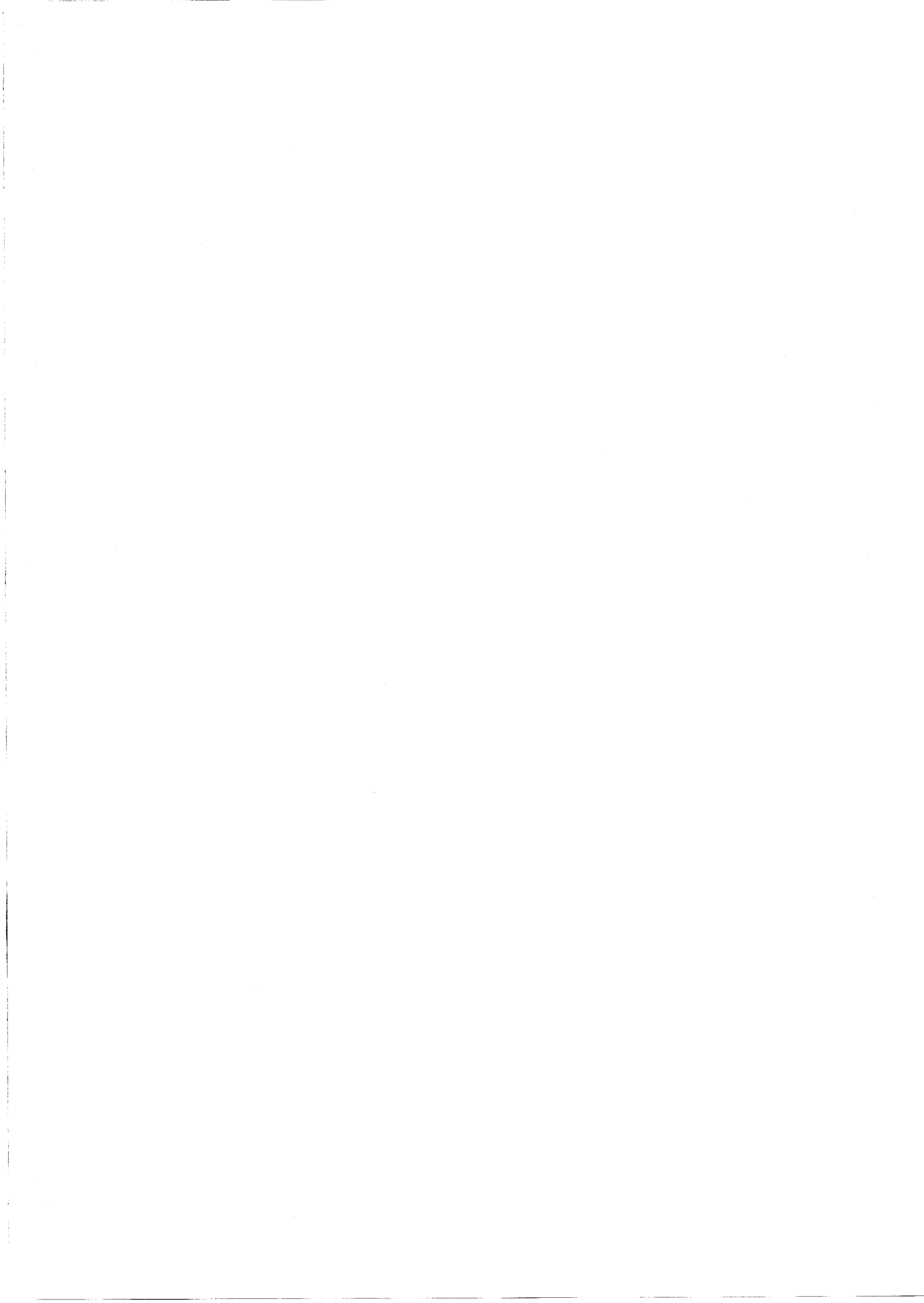
Examinateurs

M. B. BATTIAG, professeur à l'Université de Lille I

SCD LILLE 1



D 030 198187 2

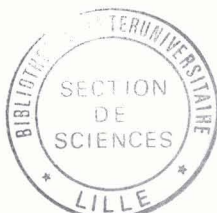


50377
1986
203

N° d'ordre: 56

1986

50377
1986
203



THESE

A RETOURNER LE

A L'U

LILLE I

TITRE DE

(nouveau régime)

CONTRIBU

LOGIQUE

DE LA REGI

ERIDIONAL).

Exemplaire corrigé après avis du jury

soutenue le 24 octobre 1986 devant la commission d'examen:

M. J. SOMME, professeur à l'Université de Lille I

Président

M. R. LHENAFF, professeur à l'Université de Lille I

Rapporteur

M. M. CAMPY, professeur à l'Université de Dijon

M. P. GUEREMY, professeur à l'Université de Reims

} Examineurs

M^{me} Q. BATTIAU, professeur à l'Université de Lille I

1881-1882

1881-1882

1881

1881-1882

1881-1882

1881-1882

1881-1882

1881-1882

1881-1882

1881-1882

1881-1882

DOYENS HONORAIRES DE L'ANCIENNE FACULTE DES SCIENCES

MM. H. LEFEBVRE, M. PARREAU.

PROFESSEURS HONORAIRES DES ANCIENNES FACULTES DE DROIT
ET SCIENCES ECONOMIQUES, DES SCIENCES ET DES LETTRES

MM. ARNOULT, Mme BEAUJEU, BONTE, BROCHARD, CHAPPELON, CHAUDRON, COR-
DONNIER, DECUYPER, DEHEUVELS, DEHORS, DION, FAUVEL, FLEURY, P. GERMAIN,
GLACET, GONTIER, KOURGANOFF, LAMOTTE, LASSERRE, LELONG, Mme LELONG,
LHOMME, LIEBAERT, MARTINOT-LAGARDE, MAZET, MICHEL, PEREZ, ROIG, ROSEAU,
ROUELLE, SCHILTZ, SAVARD, ZAMANSKI.

PROFESSEUR EMERITE

M. A. LEBRUN.

ANCIENS PRESIDENTS DE L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET
TECHNIQUES DE LILLE

MM. M. PARREAU, J. LOMBARD, M. MIGEON.

PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DE LILLE

M. J. CORTOIS.

PROFESSEURS - CLASSE EXCEPTIONNELLE

M. CONSTANT Eugène	Electronique
M. FURET René	Physique du Solide
M. GABILLARD Robert	Electronique
M. MONTREUIL Jean	Biochimie
M. PARREAU Michel	Analyse
M. TRIDOT Gabriel	Chimie appliquée
M. VIVIER Emile	Biologie cellulaire
M. WERTHEIMER Raymond	Physique atomique et moléculaire

PROFESSEURS - 1ère CLASSE

M. BACCHUS Pierre	Astronomie
M. BEAUFILS Jean Pierre	Chimie physique
M. BIAYS Pierre	Géographie
M. BILLARD Jean	Physique du solide
M. BOILLY Bénoni	Biologie

M. BOUGHON Pierre	Algèbre
M. BOURIQUET Robert	Biologie Végétale
M. BREZINSKI Claude	Analyse numérique
M. CELET Paul	Géologie générale
M. CHAMLEY Hervé	Géotechnique
M. COEURE Gérard	Analyse
M. CORDONNIER Vincent	Informatique
M. DEBOURSE Jean Pierre	Gestion des entreprises
M. DYMENT Arthur	Mécanique
M. ESCAIG Bertrand	Physique du solide
M. FAURE Robert	Mécanique
M. FOCT Jacques	Métallurgie
M. GRANELLE Jean Jacques	Sciences Economiques
M. GRUSON Laurent	Algèbre
M. GUILLAUME Jean	Microbiologie
M. HECTOR Joseph	Géométrie
M. LABLACHE-COMBIER Alain	Chimie organique
M. LACOSTE Louis	Biologie végétale
M. LAVEINE Jean-Pierre	Paléontologie
M. LEHMANN Daniel	Géométrie
Mme LENOBLE Jacqueline	Physique atomique et moléculaire
M. LHOMME Jean	Chimie organique biologique
M. LOMBARD Jacques	Sociologie
M. LOUCHEUX Claude	Chimie physique
M. LUCQUIN Michel	Chimie physique
M. MAILLET Pierre	Sciences économiques
M. MIGNOT Fulbert	Analyse numérique
M. PAQUET Jacques	Géologie générale
M. PROUVOST Jean	Minéralogie
M. ROUSSEAU Jean-Paul	Physiologie animale
M. SALMER Georges	Electronique
M. SEGUIER Guy	Electrotechnique
M. SIMON Michel	Sociologie
M. STANKIEWICZ François	Sciences économiques
M. TILLIEU Jacques	Physique théorique
M. VIDAL Pierre	Automatique
M. ZEYTOUNIAN Radyadour	Mécanique

PROFESSEURS - 2ème Classe

M. ANTOINE Philippe	Analyse
M. BART André	Biologie animale
Mme BATTIAU Yvonne	Géographie
M. BEGUIN Paul	Mécanique
M. BELLET Jean	Physique atomique et moléculaire
M. BERZIN Robert	Analyse
M. BKOUCHE Rudolphe	Algèbre
M. BODARD Marcel	Biologie végétale
M. BOSCOQ Denis	Probabilités
M. BRASSELET Jean-Paul	Géométrie et topologie

M. BRUYELLE Pierre	Géographie
M. CAPURON Alfred	Biologie animale
M. CARREZ Christian	Informatique
M. CAYATTE Jean-Louis	Sciences économiques
M. CHAPOTON Alain	Electronique
M. COQUERY Jean-Marie	Psychophysiologie
Mme CORSIN Paule	Paléontologie
M. CORTOIS Jean	Physique nucléaire et corpusculaire
M. COUTURIER Daniel	Chimie organique
M. CROSNIER Yves	Electronique
M. CURGY Jean-Jacques	Biologie
Mlle DACHARRY Monique	Géographie
M. DAUCHET Max	Informatique
M. DEBRABANT Pierre	Géologie appliquée
M. DEGAUQUE Pierre	Electronique
M. DELORME Pierre	Physiologie animale
M. DELORME Robert	Sciences économiques
M. DE MASSON D'AUTUME Antoine	Sciences économiques
M. DEMUNTER Paul	Sociologie
M. DENEL Jacques	Informatique
M. DE PARIS Jean-Claude	Analyse
Mlle DESSAUX Odile	Spectroscopie de la réactivité chimique
M. DEVRAINNE Pierre	Chimie minérale
M. DHAINAUT André	Biologie animale
Mme DHAINAUT Nicole	Biologie animale
M. DORMARD Serge	Sciences économiques
M. DOUKHAN Jean-Claude	Physique du solide
M. DUBOIS Henri	Spectroscopie hertzienne
M. DUBRULLE Alain	Spectroscopie hertzienne
M. DUBUS Jean-Paul	Spectrométrie des solides
M. DUPONT Christophe	Vie de la firme (I.P.A.)
M. FAKIR Sabah	Algèbre
M. FONTAINE Hubert	Dynamique des cristaux
M. FOUQUART Yves	Optique atmosphérique
M. FRONTIER Serge	Ecologie numérique
M. GAMBLIN André	Géographie urbaine, industrielle et démographi-
M. GLORIEUX Pierre	Physique moléculaire et rayonnements atmosphé- riques
M. GOBLOT Rémi	Algèbre
M. GOSSELIN Gabriel	Sociologie
M. GOUDMAND Pierre	Chimie physique
M. GREGORY Pierre	I.P.A.
M. GREMY Jean-Paul	Sociologie
M. GREVET Patrick	Sciences économiques
M. GUILBAULT Pierre	Physiologie animale
M. HENRY Jean-Pierre	Génie mécanique
M. HERMAN Maurice	Physique spatiale
M. JACOB Gérard	Informatique
M. JACOB Pierre	Probabilités et statistiques
M. JACQUILLAT Bertrand	Gestion
M. JEAN Raymond	Biologie des populations végétales
M. JOFFRE Patrick	Vie de la firme (I.P.A.)
M. JOURNAL Gérard	Spectroscopie hertzienne

M. KREMBEL Jean	Biochimie
M. LANGRAND Claude	Probabilités et statistiques
M. LATTEUX Michel	Informatique
Mme LECLERCQ Ginette	Catalyse
M. LEFEVRE Christian	Pétrologie
Mlle LEGRAND Denise	Algèbre
Mlle LEGRAND Solange	Algèbre
Mme LEHMANN Josiane	Analyse
M. LEMAIRE Jean	Spectroscopie hertzienne
M. LE MAROIS Henri	Vie de la firme (I.P.A.)
M. LHENAFF René	Géographie
M. LOCQUENEUX Robert	Physique théorique
M. LOSFELD Joseph	Informatique
M. LOUAGE Francis	Electronique
M. MACKE Bruno	Physique moléculaire et rayonnements atmosphériques
M. MAIZIERES Christian	Automatique
M. MESSELYN Jean	Physique atomique et moléculaire
M. MESSERLIN Patrick	Sciences économiques
M. MONTEL Marc	Physique du solide
Mme MOUNIER Yvonne	Physiologie des structures contractiles
Mme N'GUYEN VAN CHI Régine	Géographie
M. PARSY Fernand	Mécanique
M. PASZKOWSKI Stéphan	Analyse numérique
Mlle PAUPARDIN Colette	Biologie physiologie végétales
M. PERROT Pierre	Chimie appliquée
M. PERTUZON Emile	Physiologie animale
M. PONSOLLE Louis	Chimie physique
M. PORCHET Maurice	Biologie animale
M. POVY Lucien	Automatique
M. RACZY Ladislas	Electronique
M. RAOULT Jean-François	Géologie structurale
M. RICHARD Alain	Biologie animale
M. RIETSCH François	Physique des polymères
M. ROBINET Jean-Claude	E.U.D.I.L.
M. ROGALSKI Marc	Analyse
M. ROY Jean-Claude	Psychophysiologie
M. SCHAMPS Joël	Spectroscopie moléculaire
Mme SCHWARZBACH Yvette	Géométrie
M. SLIWA Henri	Chimie organique
M. SOMME Jean	Géographie
Mlle SPIK Geneviève	Biochimie
M. STAROSWIECKI Marcel	Informatique
M. STERBOUL François	Informatique
M. TAILLIEZ Roger	Génie alimentaire
Mme TJOTTA Jacqueline	Mathématiques
M. TOULOTTE Jean-Marc	Automatique
M. TURREL Georges	Spectrochimie infrarouge et Raman
M. VANDORPE Bernard	Chimie minérale
M. VAST Pierre	Chimie inorganique
M. VERBERT André	Biochimie
M. VERNET Philippe	Génétique
M. WALLART Francis	Spectrochimie infrarouge et Raman
M. WARTEL Michel	Chimie inorganique
M. WATERLOT Michel	Géologie générale
Mme ZINN Justin Nicole	Algèbre

AVANT PROPOS

Avant d'exposer ce mémoire, j'ai le devoir mais aussi le plaisir de remercier tous ceux qui ont contribué, de façon directe ou indirecte à l'élaboration de ce travail. Citer tout le monde est, bien sûr, impossible; aussi ne chercherai-je pas à être exhaustif.

En 1983, Monsieur le professeur J. Sommé m'accueillait avec sympathie dans le laboratoire de géomorphologie et d'étude du Quaternaire de Lille I. J'exprime ici toute ma reconnaissance pour la confiance accordée; il me fait maintenant l'honneur de présider mon jury et il m'est parfaitement agréable de le remercier.

Monsieur le professeur R. Lhénaff, malgré ses nombreuses tâches, m'a renouvelé cette confiance en acceptant de diriger ma thèse. L'intérêt porté à ce travail, les discussions, les conseils et les encouragements prodigués m'ont beaucoup touché. Toujours disponible, il n'a cessé de m'accorder son soutien moral et un appui matériel. La rigueur de son raisonnement, tant sur le terrain qu'au laboratoire m'a obligé à modifier et préciser mes idées. Sans lui, ce travail n'aurait pu être mené à son terme dans de bonnes conditions. Je le remercie très chaleureusement et lui assure le témoignage d'une profonde amitié.

Monsieur M. Campy a bien voulu s'intéresser à ce travail; son expérience de géologue du Quaternaire dont il m'a fait bénéficier sur le terrain m'a été d'un grand secours pour identifier les différents faciès glaciaires et proglaciaires. Bien des idées du chapitre du Quaternaire ont mûri grâce à ses discussions sur le terrain, à sa thèse qui est devenue une bible pour toute étude dans le Jura et aux nombreuses remarques qu'il a bien voulu faire sur ce chapitre. Il a bien accepté de faire partie du Jury; qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je tiens à adresser mes vifs remerciements à Monsieur P. Guérémy, professeur à l'université de Reims et à Madame G. Battiau, professeur à l'université de Lille I pour l'honneur qu'ils me font en acceptant de participer au Jury de ma thèse.

Je tiens à remercier également:

Monsieur P. Landry (ingénieur géologue conseil à Oyonnax) et Monsieur Vinantier (ingénieur pédologue à Bourg-en-Bresse) pour les tournées que nous avons faites sur le terrain.

Monsieur Celle (services techniques d'Oyonnax) qui m'a aimablement ouvert les dossiers d'hydrogéologie.

Tous les personnels des communes pour leurs autorisations de recherches sur le terrain et des rapports et dossiers que nous avons pu consulter.

Monsieur N. Fedoroff (I.N.A.P.G) m'a toujours reçu avec beaucoup de sympathie et de gentillesse; il a manifesté à mon égard une grande disponibilité et m'a accordé toutes les facilités nécessaires. Je le remercie très vivement.

Ma reconnaissance et mes remerciements vont également aux membres de l'UER des Sciences de la Terre de Lille I:

Monsieur H. Chamley s'est chargé de l'analyse minéralogique des argiles, il l'a fait par amitié et je l'en remercie très vivement. Je n'oublierai jamais que c'est lui qui m'a initié aux études et aux techniques de sédimentologie.

Monsieur J.L. Mansy m'a toujours reçu avec beaucoup de sympathie, et m'a offert beaucoup de son temps pour discuter mes idées et relire mes écrits. Son stage de géologie structurale dans les Ardennes était pour moi une base solide pour l'étude de la structure.

Monsieur Debrabant pour les analyses géochimiques.

Monsieur J. Terry pour l'interprétation des lames minces des roches.

Monsieur J.F. Raoult qui m'a initié aux méthodes de la géologie structurale.

Je tiens à exprimer mon estime et ma reconnaissance à :

Monsieur J. Adolphe pour l'interprétation des lames minces des "tufs".

Monsieur J.C. Ozouf qui s'est chargé avec rapidité des analyses physiques des roches, m'en a aimablement communiqué les premiers résultats.

Monsieur F. Joly qui m'a accueilli avec gentillesse pour le stage de cartographie géomorphologique d'été 1984 en Alsace.

Je n'aurai garde d'oublier les membres de l'institut de géographie et je remercie plus particulièrement:

Madame Cunnat qui m'a toujours réservé un bon accueil au laboratoire, c'est elle qui a réalisé le tamisage des centaines d'échantillons. Qu'elle soit assurée de ma reconnaissance.

Monsieur Auphan qui m'a donné des conseils en matière de cartographie.

Mademoiselle Coudoux pour l'interprétation des photo aériennes.

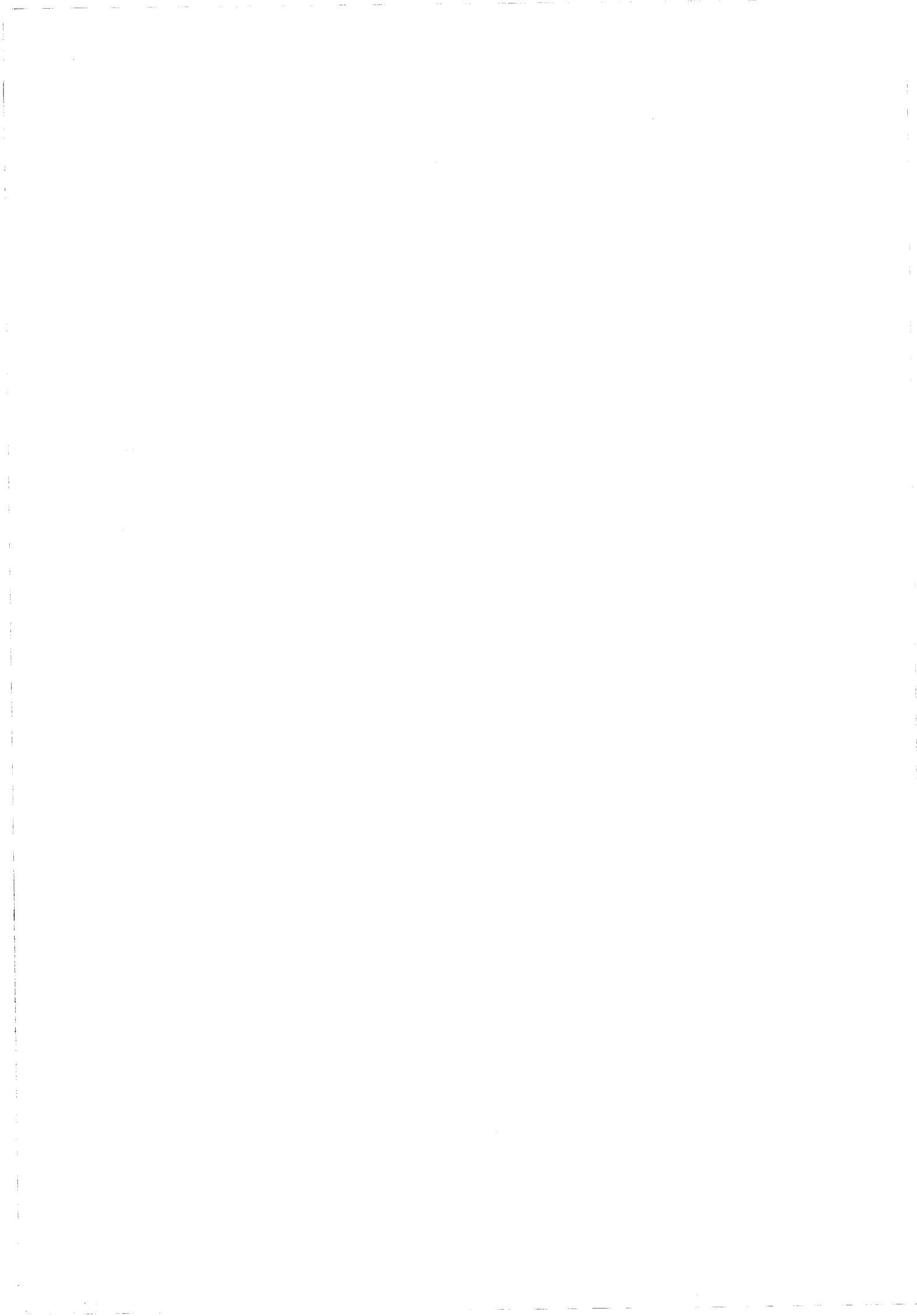
Mesdames Dheygère et Longy qui m'ont assuré avec beaucoup de conscience l'impression de ce travail.

Cette région d'Oyonnax charge encore plus d'émotion le souvenir de la gentillesse et de la générosité de mon cousin et ses amis, des agriculteurs, des membres du centre culturel d'Oyonnax... Je ne peux malheureusement évoquer ici le nom de tous ceux qui m'ont offert leur hospitalité.

Lors de mon séjour à Lille, mon frère Mouloud a bien voulu m'encourager à faire un troisième cycle et m'aider matériellement. En outre les familles Moraës et Roussel m'ont toujours réservé un accueil chaleureux qui m'a beaucoup touché. Je tiens à les remercier très sincèrement.

Mademoiselle Florence Moraës m'a accompagné plusieurs fois sur le terrain et s'est chargée avec efficacité et sérieux de la dactylographie sans ménager ses efforts. Je la remercie très chaleureusement.

Je ne saurai oublier tous mes amis à Lille et toute ma famille au Maroc. Ce travail est la réalisation de leurs espoirs et je le leur dédie.



Pages

Avant-propos	
Introduction	1
Première partie - LE MILIEU NATUREL	
CHAP. I. Le relief	4
Introduction - Situation géographique.	4
A. La structure d'ensemble.	4
B. Les unités du relief.	11
1) L'unité des plateaux et des faisceaux.	12
- La chaîne des Monts Berthiants.	12
- La vallée de l'Oignin.	17
- Le chaînon des Joux blanches.	17
- Le chaînon d'Arfontaine-Emmondeaux.	20
- Le bassin d'Oyonnax.	20
2) L'unité de la haute chaîne.	21
Conclusion de la présentation du relief.	24
CHAP. II. Le cadre structural.	26
Introduction.	26
A. Données géologiques (ossature secondaire et tertiaire)	27
I. Stratigraphie et paléogéographie.	27
I.1. Le matériel sédimentaire mésozoïque.	27
I.1.1. Le Jurassique inférieur (Lias).	27
- a) Le Charmouthien - c) L'Alénien.	27
- b) Le Toarcien	27
I.1.2. Le Jurassique moyen (Dogger).	28
1) Le Bajocien	28
2) Le Bathonien	29
3) Le Callovien	29
I.1.3. Le Jurassique supérieur	30
1) L'Oxfordien inférieur	30
2) L'Oxfordien supérieur	30
2.1. L'Argovien	30
2.2. Le Rauracien	33
3) Le Séquanien	33
4) Le Kimméridgien	34
5) Le Portlandien	34
6) Le Purbeckien	36
Conclusion - Essai de reconstitution paléogéographique (Jurassique).	38

II

I.1.4. Le Crétacé	40
a) Le Valanginien	40
b) L'Hautérivien	40
c) Le Barrémien	41
d) L'Aptien et l'Albien	41
e) Le Crétacé supérieur	42
Conclusion - Essai de reconstitution paléogéographique (Crétacé)	44
I.2. La sédimentation tertiaire dans la région d'Oyonnax.	45
1) L'Eocène.	45
2) Oligocène et Miocène.	45
I.3. Aperçu sur l'évolution paléogéographique mésozoïque.	47
1) Nature des dépôts.	48
2) Microfaune.	48
I.4. Analyse des séquences lithologiques.	49
B. La tectonique et le cadre morphostructural.	51
1. Généralités.	51
1.1. Historique.	51
1.2. Problèmes ^{du} rapport socle-couverture.	51
1.3. Les étapes de l'orogénèse.	53
- A la fin du Permien	53
- Au cours du Mésozoïque	53
- A l'Eocène	54
- L'Oligocène	54
- A l'Aquitanién	54
- A la fin du Miocène-début Pliocène.	54
2. L'organisation du relief dans ses rapports avec la structure.	55
2.1. L'organisation morphostructurale de la chaîne des Berthiants.	56
1) L'unité de Granges.	61
2) L'unité de Bolozon.	61
3) Unité du Chatelard-M ^t Fauvin.	61
4) L'unité de Napt.	62
5) L'unité de Vers-Plateau de Chougeat.	62
6) L'unité de Berthiants-Sur le Mont-Les Quarts-Bois de Jonc.	64
7) L'unité de Mornay-Matafelon.	64
2.2. L'organisation morphostructurale de la chaîne des Joux blanches.	67
1) Unité de Béard-Bussy.	67

III

2) Unité de Ban-Molard aux Biches.	67
3) Unité du synclinal d'Oyonnax.	73
4) Unité des Quatre buis-Mas Gouillat.	75
5) Unité de Géovreisset-Truchebeate.	76
6) Unité du "Bois de Samognat".	76
7) Flanc E du synclinal de l'Oignin.	77
2.3. L'organisation morphostructurale de la chaîne d'Arfontaine-Martigna.	81
2.4. L'organisation morphostructurale de la Haute-Chaîne.	86
1) L'anticlinal d'Apremont.	86
2) Les synclinaux de Viry, Charix, la Combe Ferrand et les secteurs limitrophes.	95
* La structure fondamentale.	95
* Les structures accidentelles et la forme des bassins synclinaux.	97
3) Le plateau d'Echallon-Belleydoux.	102
4) L'accident de la forêt de Moment.	102
5) La cluse de Nantua-Saint-Germain-de-Joux.	102
Conclusion	104
Conclusion de la présentation du cadre structural.	105
1) Eléments tectoniques	105
2) Grands traits de l'évolution structurale.	106
3) Reconstitution cinématique.	106
4) Interprétation dynamique.	107
CHAP. III. Les Données bioclimatiques.	
I. Un climat de montagne à caractères continentaux.	108
A - Les saisons.	108
B - Les éléments du climat	109
1) La pluviosité	110
1.1 La pluie	110
1.1.1. Le régime pluviométrique	110
1.1.1.1. Répartition mensuelle de la pluviosité.	110
1.1.1.2. Répartition saisonnière de la pluviosité.	111
1.1.2. Les types de pluies.	117
1.1.3. Influence du relief sur la pluviosité.	119
1.2. Les précipitations solides.	121
2) Les températures	124
2.1. Influence du relief sur les températures.	124
2.1.1. Variations des températures avec l'altitude.	124
2.1.2. Variations de températures avec l'exposition.	124
2.2. Le régime thermique.	126
2.3. L'amplitude thermique.	126

	IV	
2.4. Le froid.		128
2.5. Synthèse des précipitations et des températures.		129
3) Les autres facteurs du climat.		133
3.1. Le vent.		133
3.2. Brouillard et luminosité.		134
3.3. l'humidité.		135
Conclusion.		136
II. Les groupements végétaux.		137
Historique des recherches.		137
- 1. Les milieux forestiers de l'étage collinéen.		138
1. Conditions édaphiques		138
2. microclimats		138
3. action humaine		138
4. Série septentrionale du chêne pubescent.		140
5. Série du charme.		140
- 2. Les milieux forestiers de l'étage montagnard.		140
1. Série de hêtraie-sapinière.		141
2. Formations spécialisées.		142
1. Groupements aquatiques et semi aquatiques.		142
2. Groupements lacustres.		142
3. Groupement des éboulis.		142
Conclusion		142
III Le régime des écoulements.		144
1) Une abondance remarquable.		144
1.1. Fortes variabilités interannuelles.		146
1.2. Fortes variabilités saisonnières.		148
2) Modalités des étiages et des crues.		151
2.1. Les étiages.		151
2.2. Les crues.		154
Conclusion : Bilan hydrologique et hydrique.		155
Deuxième partie - L'ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE		158
CHAP. I . La genèse des formes structurales et le rôle des déformations tectoniques.		158
I.1. L'établissement des surfaces d'érosion.		158
Introduction (historique)		158
I.1.1. Problèmes de définitions.		158
I.1.1.1. Quelques modèles d'aplanissement tertiaire dans le Jura.		158

I.1.1.2. Les théories morphogénétiques: exposé et critiques.	161
I.1.1.3. Hypothèses.	166
I.1.2. Les surfaces d'érosion dans la région d'Oyonnax.	166
I.1.2.1. Les témoins d'érosion dans la région d'Oyonnax.	166
I.1.2.2. Les surfaces d'érosion emboîtées dans les aplanissements supérieurs.	175
Conclusion.	177
I.1.2.3. L'âge de la surface d'érosion.	177
I.1.2.4. Rôle des déformations tectoniques.	178
I.1.3. Essai d'interprétation et de reconstitution de l'évolution géomorphologique tertiaire.	179
I.2. Les conditions climatiques et tectoniques de la morphogenèse au Miocène supérieur (Pontien).	186
I.2.1. Les données et les inconnues paléoclimatiques de la morphogenèse dans le Jura au cours du Miocène supérieur.	186
I.2.2. Quelques données géochronométriques.	188
I.2.3. L'originalité et les causes de la crise miopliocène.	189
I.2.3.1. Les causes climatiques.	189
I.2.3.2. Les causes eustatiques.	191
I.2.4. La crise du Miocène supérieur dans son contexte planétaire.	191
CHAP. II . Etude du réseau hydrographique.	194
II.1. Mise en place du réseau hydrographique.	194
II.1.1. L'organisation et le polygénisme du réseau hydrographique.	194
II.1.2. Le creusement des vallées et la dissection des surfaces d'érosion.	196
II.2. L'analyse morphostructurale du réseau hydrogra-	209
II.2.1. Principes et méthodes.	
II.2.2. Les caractères graphiques.	210
II.2.3. Les directions du réseau.	215
II.2.4. Profils en long et courbes de vallées.	219
1) Profils en long.	219
2) Les courbes de vallées et le modelé des talwegs.	222
Interprétation. Conclusion.	224
CHAP. III . La cluse de Nantua.	228

VI

I. Généralités.	228
I.1. Quelques définitions.	228
I.2. Le point de la question.	229
I.2.1. L'épigénie.	
- L'antécédence	229
- La surimposition	231
I.2.2. L'érosion régressive (dite parfois remontante).	231
I.2.3. Les causes tectoniques.	232
- Les failles	232
- Les fractures	234
I.2.4. La karstification.	234
Conclusion	234
II. La cluse de Nantua: cadre morphologique et structural.	235
II.1. Complexité morphologique de la cluse de Nantua et ses abords.	235
II.2. Complexité géologique de la cluse de Nantua s.l.	235
II.3. Origine de la cluse de Nantua	238
III. La fracturation.	239
III.1. Généralités.	239
III.1.1. Définition.	239
III.1.2. Orientation de la cluse s.l.	239
III.1.3. Méthode de travail.	245
III.2. Orientation par secteur et systèmes de fractures.	246
Conclusion	255
IV. Structure et morphologie générale.	259
1) Profil longitudinal.	260
2) Dissymétrie.	260
3) Profondeur et largeur de la cluse s.l.	260
4) Age de la cluse.	265
5) Genèse de la cluse de Nantua.	266
CHAP. IV. Le karst.	268
Introduction	268
I. Le karst de surface.	269
I.1. Les éléments majeurs du karst de surface.	269
I.1.1. Les dolines.	269
I.1.2. Les lapiès.	271
I.1.3. Le modelé fluvio-karstique.	273
I.1.4. Les combes dolines.	273
I.2. Karst et tectonique.	276

VII

I.3. La karstification plio-quaternaire.	276
I.4. Le rôle des glaciations quaternaires dans l'évolution karstique.	277
I.5. Karstogenèse: évolution actuelle.	278
II . Le réseau souterrain.	280
II.1. Hydrogéologie.	280
1) L'aquifère des dépôts détritiques quaternaires.	280
2) L'aquifère du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur.	282
3) L'aquifère du Jurassique moyen.	283
II.2. Les phénomènes karstiques souterrains.	283
a) Les sources	283
b) Les pertes	286
c) Les cavités	286
II.3. Caractères physico-chimiques des eaux.	290
II.4. Evolution du karst profond.	290
III. Les dépôts carbonatés de Dortan et de la Touvière.	293
Introduction	293
A) - Dépôts carbonatés de Dortan.	293
I. Site et morphologie des dépôts carbonatés de Dortan	293
I.1. Cadre morphologique.	293
I.2. Description des séquences.	294
II. Analyse du matériel.	294
II.1 Analyses chimiques.	294
II.2. Analyses minéralogiques.	300
II.3. Analyses micromorphologiques.	301
II.4. Etude des mollusques.	303
II.5. Analyses palynologiques.	303
III. Essai d'interprétation.	304
III.1. Des tufs de sources.	304
III.2. Rôle de la topographie sous-jacente.	304
III.3. Dépôts contemporains de l'optimum climatique.	304
B) - Dépôts carbonatés de la Touvière.	306
Conclusion.	308
Conclusion de l'étude du karst.	309
CHAP. V . Etude des formations <i>glaciaires et proglaciaires</i> .	310
I. Historique et apport des recherches antérieures.	310
I.1. Le problème des blocs erratiques.	310
I.2. Glaciers de vallées d'origine alpine.	310
I.3. Glaciers d'origine locale.	312
II. Méthodologie.	314
II.1. Terrain	314

VIII

II.2. Analyses sédimentologiques	314
II.2.1. Choix des coupes et des échantillons.	314
II.2.2. Granulométrie	314
II.2.3. Fractionnement	315
II.2.4. Paramètres et indices granulométriques.	316
II.2.5. Morphométrie	317
II.2.6. Pétrographie	318
III . Etude des formations <i>glaciaires et proglaciaires</i> .	319
III.1. Répartition des principales unités morphologiques et lithologiques.	319
III.1.1. Vallée de l'Oignin	319
III.1.2. Débouché de la cluse de Nantua.	328
III.1.3. La vallée de l'Ange.	331
III.1.4. Basse vallée de la Biemme.	341
III.1.5. La Haute Chaîne.	344
III.2. Blocs erratiques alpins et empreintes glaciaires.	350
III.2.1. Blocs erratiques alpins.	350
III.2.2. Empreintes glaciaires.	352
III.3. Les grandes unités lithologiques.	359
Introduction	359
III.3.1. Les moraines.	360
* Les moraines de fond.	362
- caractères lithologiques	362
- morphométrie	363
* Les moraines d'ablation (MA) .	371
- caractères lithologiques	373
- coupe de Montréal	376
III.3.2. Les dépôts proglaciaires.	384
- Les dépôts fluvioglaciaires.	384
- Les dépôts glacio-lacustres.	395
* Les dépôts de marge lacustre.	395
- <i>Caractères lithologiques</i>	395
- granulométrie	395
. morphométrie	404
. figures sédimentaires	407
- Répartition	411
* Les dépôts lacustres de fond	411
III.3.3. Corrélation. et interprétation	415
III.4. Reconstitution paléogéographique.	417
III.4.1. Le maximum glaciaire.	417

IX

- Paléogéographie du secteur d'Oyonnax.	417
- Alimentation de la calotte.	418
III.4.2. Les phases de retrait glaciaire.	419
- première phase de retrait.	419
- deuxième phase de retrait.	421
- troisième phase de retrait.	421
- Quatrième phase de retrait.	424
- cinquième phase de retrait.	424
III.5. Esquisse chronologique.	426
* limites de la glaciation	426
* générations de dépôts fluvioglaciaires	427
* instabilité morphoclimatique	427
* conséquences à l'échelle de l'affleurement	427
* conséquences à l'échelle d'une cluse	428
* conséquences à l'échelle régionale	428
CHAP. VI . Etude des dépôts périglaciaires.	429
VI.1. Les dépôts périglaciaires.	429
VI.1.1. Le cadre régional des dépôts périglaciaires.	429
* conditions générales de situation.	429
* répartition des dépôts de pente.	429
- conditions structurales.	430
- profils des versants.	430
- orientation.	431
VI.1.2. La genèse des dépôts périglaciaires.	431
VI.1.3. Caractères des dépôts périglaciaires.	432
VI.1.3.1. Caractères et disposition d'ensemble.	432
VI.1.3.2. Les groises.	432
* Analyses morphométriques.	433
Conclusion	443
VI.1.3.3. Les éboulis.	444
- Les éboulis actifs	444
* caractères d'ensemble	444
- profil topographique	444
- orientation des fragments	444
* morphométrie	445
- Les éboulis fixés.	445
VI.2. Contexte d'évolution des dépôts de pente.	448
VI.3. Géodynamique actuelle et héritée.	451
VI.3.1. Evolution actuelle des parois et types d'évolution.	453

* La structure	453
- lithologie	453
- fissuration	453
- orientation	455
* Les effets de la détente des roches	455
VI.3.2. Le recul des parois au cours du Quaternaire.	456
Conclusion.	457
CHAP. VII . Etude des sols dans le secteur d'Oyonnax.	458
Introduction	458
I. Traits essentiels.	458
II. Description et propriétés des sols.	459
- Profils pédologiques et aspect des sols.	459
* sols peu évolués	459
* sols calcimagnésiques	460
* sols brumifiés	461
* sols hydromorphes	463
III. Minéralogie et pédogenèse.	465
III.1. Les minéraux des roches en place.	465
III.2. Les minéraux des sols dérivés des roches sous- jacentes.	465
III.3. Interprétation-Conclusion.	467
IV. Facteurs de formation et de répartition des sols.	468
Conclusion.	470
Conclusion Générale.	471
Bibliographie	476
Liste des figures.	531
Liste des tableaux.	539
Photos	541

INTRODUCTION

Introduction.

Le Jura est un terrain privilégié dans différentes études des sciences de la Terre. Les travaux des géologues et des géographes sont nombreux et d'importantes synthèses régionales ont été réalisées (Martin J.B. 1911, Margerie E. de. 1922, 1936, Chabot G. 1927, Aubert. D. 1943, Caire. A. 1951, Dubois M. 1959, Clin M. et Perriaux J. 1964, Mathis M. 1973, Bresson L.M. 1974, Mudry. J et Rosenthal. P. 1977, Bienfait. P. 1981, Campy. M. 1982...). Aucune étude nouvelle n'avait porté sur la région d'Oyonnax qui pourtant présente un grand intérêt géomorphologique. Aussi nous a-t-il paru intéressant d'étudier cette région du Jura méridional en essayant de nous dégager le plus possible des théories et idées préconçues et en privilégiant les faits d'observation.

Nos objectifs étaient les suivants:

- tout d'abord la compréhension de la structure et de la morphologie du secteur d'Oyonnax.
- ensuite, l'étude analytique des divers problèmes de géomorphologie structurale (cluse, combe), des surfaces d'érosion, du karst, de la géologie du Quaternaire et même de pédologie.

En fonction de ces objectifs, nous devions travailler à l'échelle d'une petite région et nous nous sommes orientés vers une étude de géomorphologie régionale, approche qui donne une meilleure compréhension du milieu naturel. Mais pourquoi la région d'Oyonnax? Ce choix se justifie à plus d'un titre:

- tout d'abord, c'est une région qui, quoique peu étendue, révèle une variété tant structurale (série concordante à la fois plissée et faillée...) que morphologique (versants structuraux, monts vaux, reliefs de faille, aplanissements, formes karstiques, formes et dépôts glaciaires et périglaciaires...), d'une complexité parfois même déconcertante. Elle constitue un laboratoire de géologie structurale: elle présente, en effet, les caractéristiques classiques des paysages du Jura où des chaînons et des bassins se succèdent en apparente simplicité mais souvent avec de grandes complications. L'évolution géomorphologique tertiaire pose encore un grand problème. Les terrains quaternaires y sont nombreux et de très large extension, et permettent de tenter une reconstitution de l'évolution et des conditions de l'environnement au cours de

la dernière glaciation (Würm); en particulier, on peut discuter la divergence qui règne quant à l'étude de la glaciation dans le Jura: glaciation de vallées (Tricart. J et prédécésseurs) ou calotte glaciaire locale (Aubert. D (1965) et Campy. M (1982)).

- Ensuite parce qu'on voit parfaitement fonctionner des processus de type périglaciaire. Le secteur est caractérisé par d'abondants éboulis (ainsi que quelques glissements de terrain) entretenus par la morphologie régionale. Cette dynamique actuelle ou héritée peut paraître évidente dans un paysage de montagne appartenant à la zone tempérée. s.s. Encore fallait-il la démontrer et la replacer dans le cadre de l'évolution géomorphologique quaternaire.

- Enfin parce que cette étude devrait permettre de comparer une zone du Jura (région d'Oyonnax) à une autre dans le moyen Atlas (Maroc), donc deux paysages calcaires dans des séquences bioclimatiques différentes. Cette étude avait été envisagée pour une thèse de doctorat d'état.

Des prospections réalisées en 1984 et 1985 nous ont permis de lever des cartes géomorphologiques, structurales et des formations quaternaires et de prélever un important lot d'échantillons.

Les analyses sur le terrain (granulométrie, morphométrie, pendage et azimuth des couches) ont été complétées par celles menées au laboratoire (sédimentologie, physico-chimie, minéralogie, micro-morphologie, palynologie, datation au C¹⁴...).

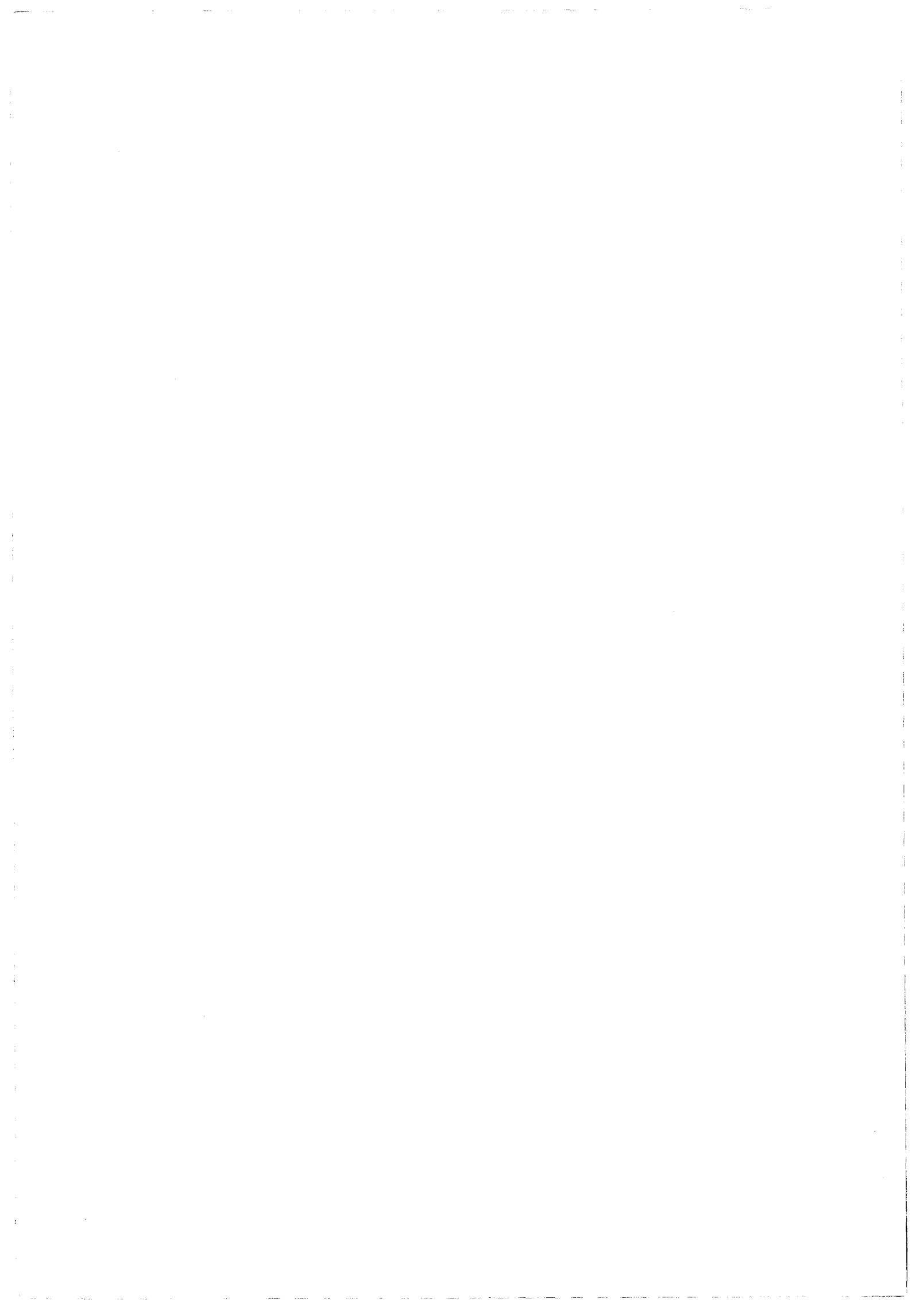
Ces remarques faites, le plan adopté dans ce travail s'établira comme suit:

La première partie groupe tous les éléments de définition du milieu physique. Nous présentons ainsi successivement les contextes: morphologique, structural et morphostructural puis bioclimatique. Nous avons accordé cependant une part importante à la structure, en raison de son rôle déterminant dans le compartimentage des unités morphologiques.

La seconde partie (partie maîtresse) est consacrée à l'analyse géomorphologique et comprend sept chapitres:

- genèse du relief
- mise en place et analyse structurale cartographique du réseau hydrographique
- étude du phénomène cluse (la cluse de Nantua)

- présentation des éléments majeurs du karst
- étude des formations quaternaires (glaciaires et proglaciaires)
- étude des dépôts périglaciaires
- étude de quelques séquences pédologiques.



PREMIERE PARTIE

LE MILIEU NATUREL

CHAPITRE I

LE RELIEF

CHAP. I LE RELIEF

Introduction

Situation géographique.

La région d'Oyonnax s'inscrit dans le Jura méridional (Fig.1) et appartient à un plus vaste ensemble de chaînons et de bassins baptisé "Haut Bugey Central" (Fig. 2). Administrativement, elle se rattache, pour l'essentiel, au département de l'Ain, une petite zone vers le N et le NE appartenant au département du Jura (Chancia, Viry). Elle correspond à deux coupures au 1/50000 de l'IGN, Moirans-en-Montagne (feuille 3228) et Nantua (feuille 3229) et s'étend sur 20 Km à peu près du N au S et d'W en E. Enfin, elle se localise dans une montagne moyenne dont les plus hauts sommets ne dépassent pas 2000m (Fig. 3 et 4).

A. La structure d'ensemble.

D'une manière très schématique et à partir des figures 5 et 6, la région d'Oyonnax s'intègre dans deux vastes compartiments morphostructuraux "parallèles"* : Le Jura externe et la haute chaîne, s'allongeant selon l'orientation générale de l'arc jurassien: N-S à NNE-SSW. Ces distinctions sont moins nettes dans cette région presque entièrement plissée (contrairement au Jura franc-comtois). Des styles tectoniques différents contribuent à les différencier.

L'unité à l'W, moins élevée, fait partie du Jura externe. Cette zone plus ou moins complexe est formée de zones tabulaires ou "plateaux" et de zones plissées ou "faisceaux". Dans notre secteur, il s'agit du plateau de Lect et des Joux noires entre 900 et 500 m d'altitude. Ce plateau est limité vers l'W par une chaîne à longues bandes (faisceau d'Orgelet-Poncin), plus ou moins parallèles, fragmentées, elle-même limitée à l'W par le plateau d'Arinthod et la zone du vignoble.

* La notion de grands chaînons parallèles n'est exacte que pour la partie méridionale du Jura (M.E. Fournier 1904).



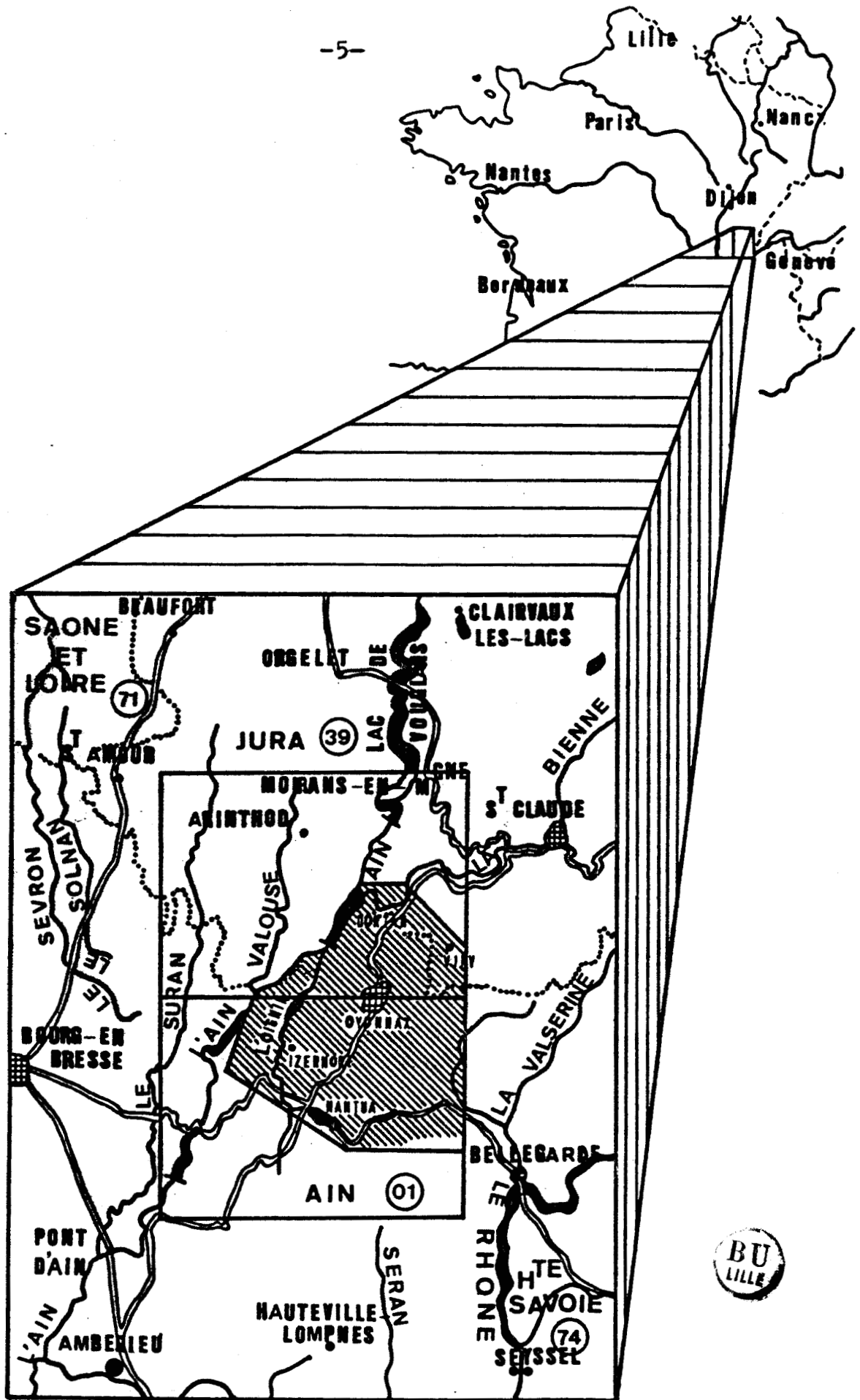


FIG. 1 - CADRE GEOGRAPHIQUE

Les deux rectangles correspondent aux coupures de Nantua et Moirans-en-Montagne au 1/50000. Les hachures présentent le terrain étudié.

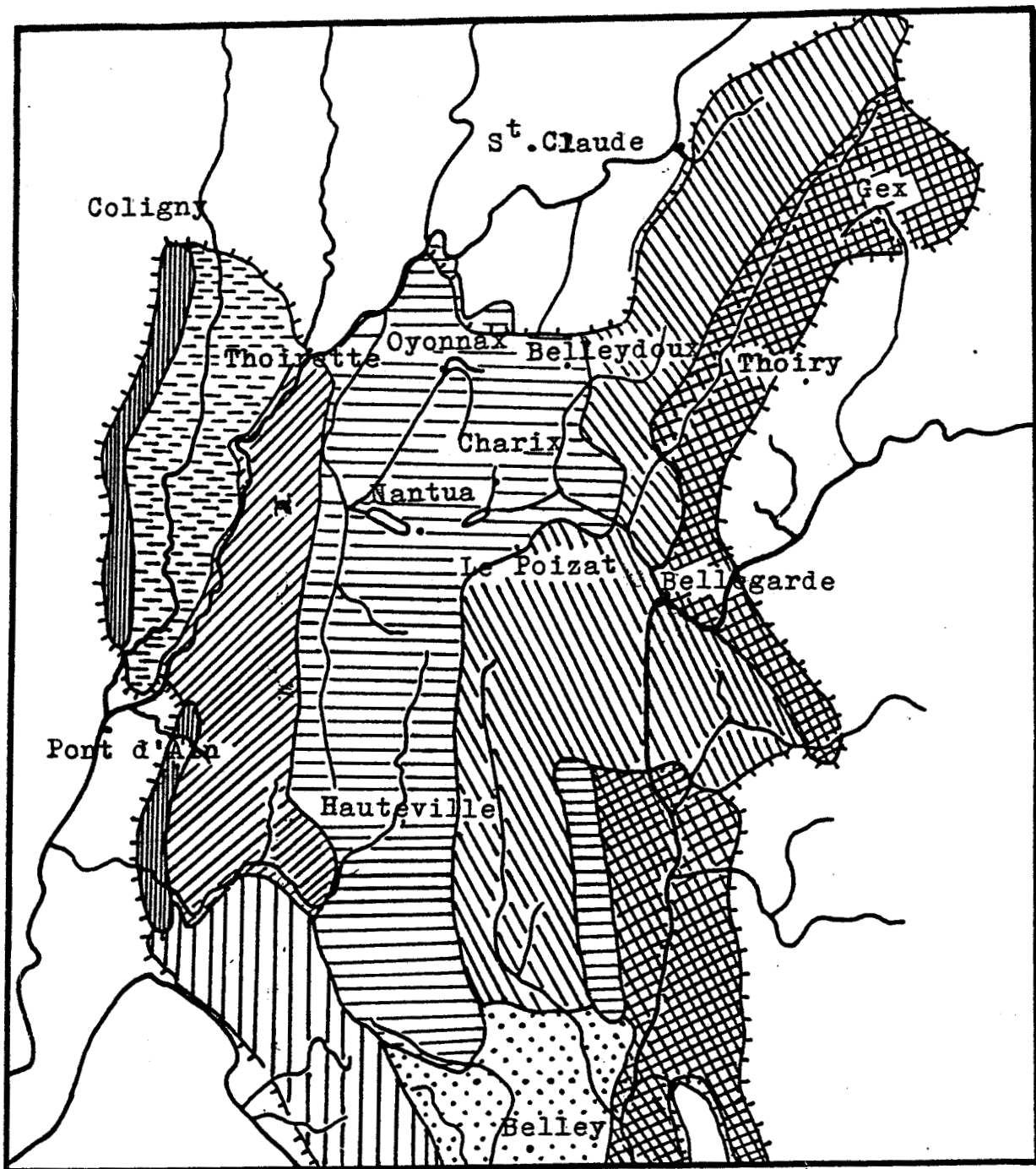










Fig. 2 .Les différentes unités tectoniques et morphologiques du Jura méridional; d'après M. Dubois (1959), modifiées.

- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Bordure occidentale au N de Lagnieu (chevauchements, charriages, écailles) |  | Haut-Bugey oriental et Molunes |
|  | Revermont |  | Haute chaîne orientale et marches Savoyardes du Bas-Bugey. |
|  | Haut-Bugey occidentale (style "ultra-comtois"). |  | Massif de Portes et Molard de Don. |
|  | Haut-Bugey central |  | Bas-Bugey. |

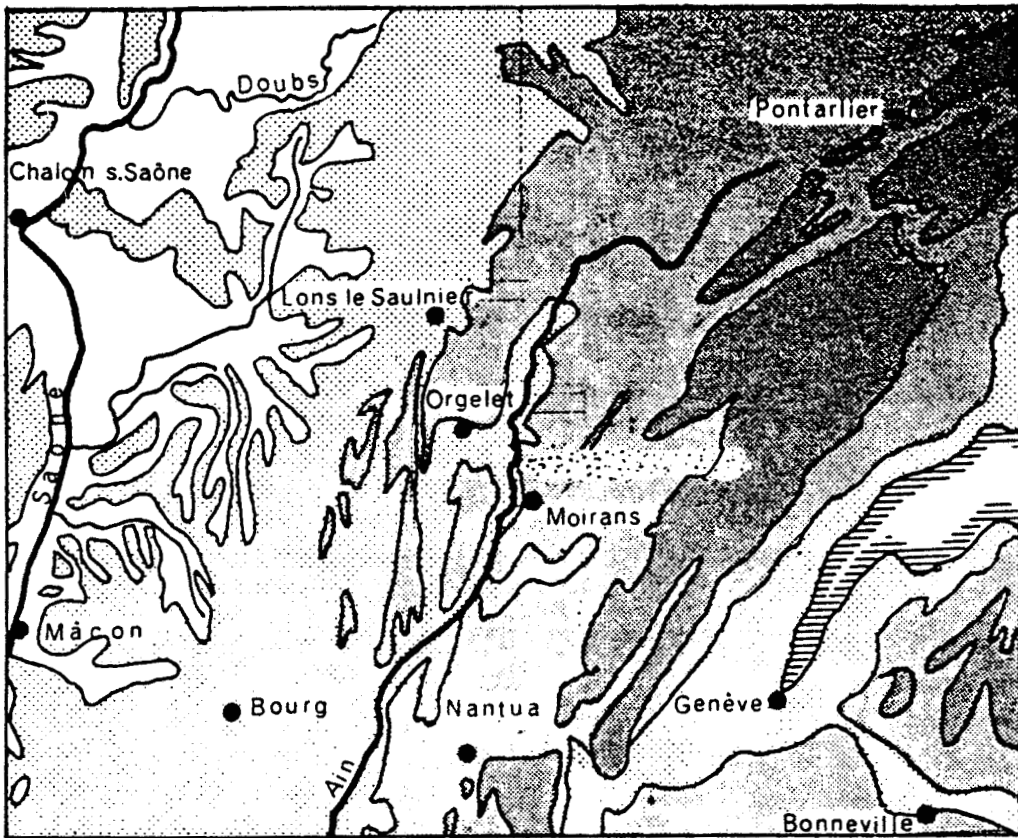


FIG. 3. CARTE OROGRAPHIQUE ET DE SITUATION

1/1.000.000
0 10 20 km

0 à 200 m.

500 à 1.000 m.

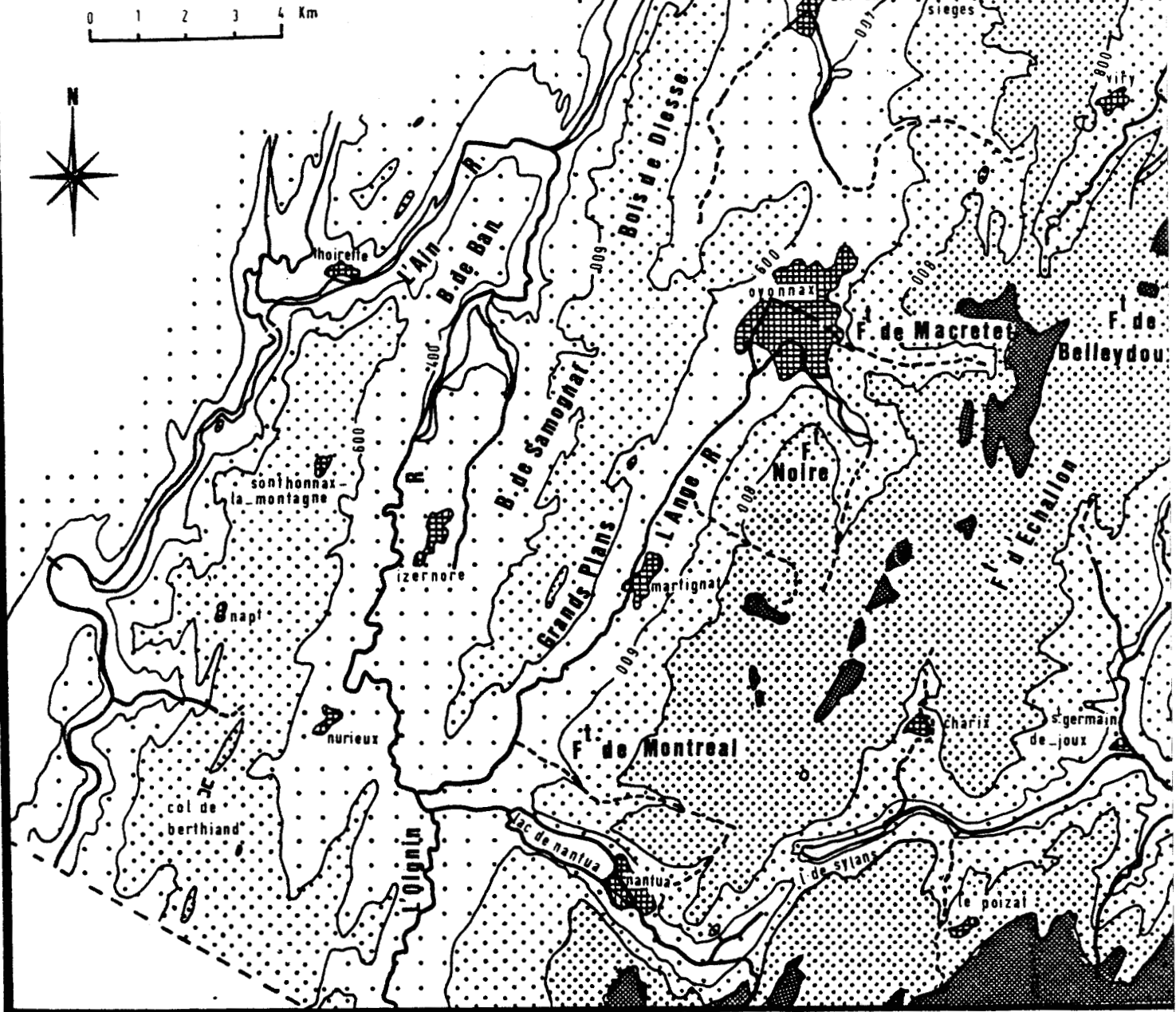
200 à 500 m.

1000 a 2000 m.

(in L.M. Bresson. 1974)

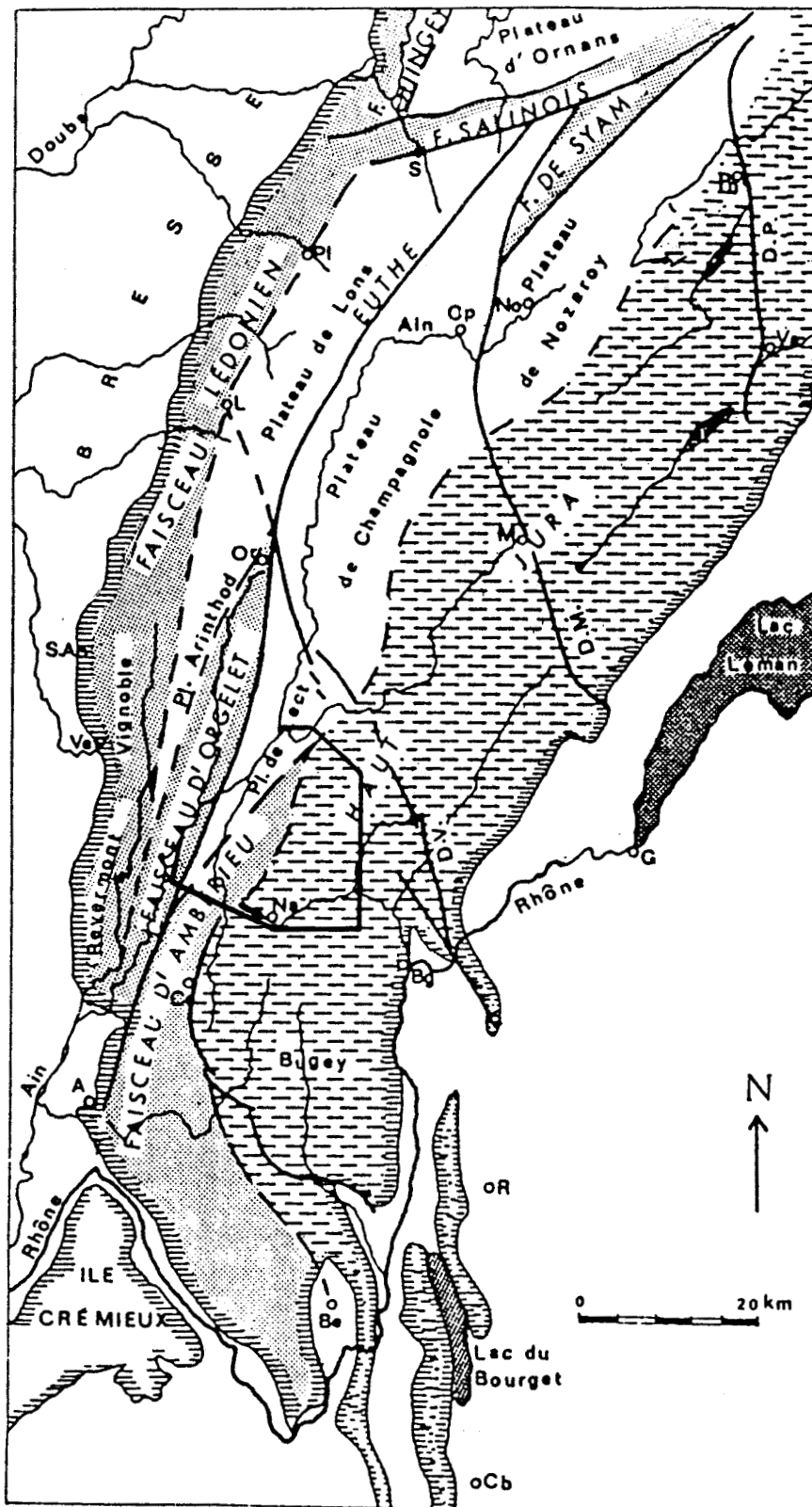


FIG. 4 . LES GRANDS TRAIS DE LA TOPOGRAPHIE
DE LA REGION D'OYONNAX .






REPARTITION DES ALTITUDES





Légende

-  Jura interne
 -  faisceaux
 -  plateaux
- } du Jura externe

D.M. - décrochement de Morez; D.P. - décrochement de Pontarlier; D.V. - décrochement du Vuache.

A - Ambérieu; Bg - Bellegarde; Be - Belley; Ce - Cerdon; Cb - Chambéry; Cp - Champagnole; G - Genève; L - Lons-le-Saunier; M - Morez; Na - Nantua; No - Nozeroy; Or - Orgelet; Pl - Poligny; Pn - Pontarlier; R - Rumilly; S.A - Saint Amour; S - Salins; Ve - Verion; Va - Vallorbe.

Fig. 5 - Localisation de la zone étudiée dans le contexte structural et morphologique du Jura méridional.



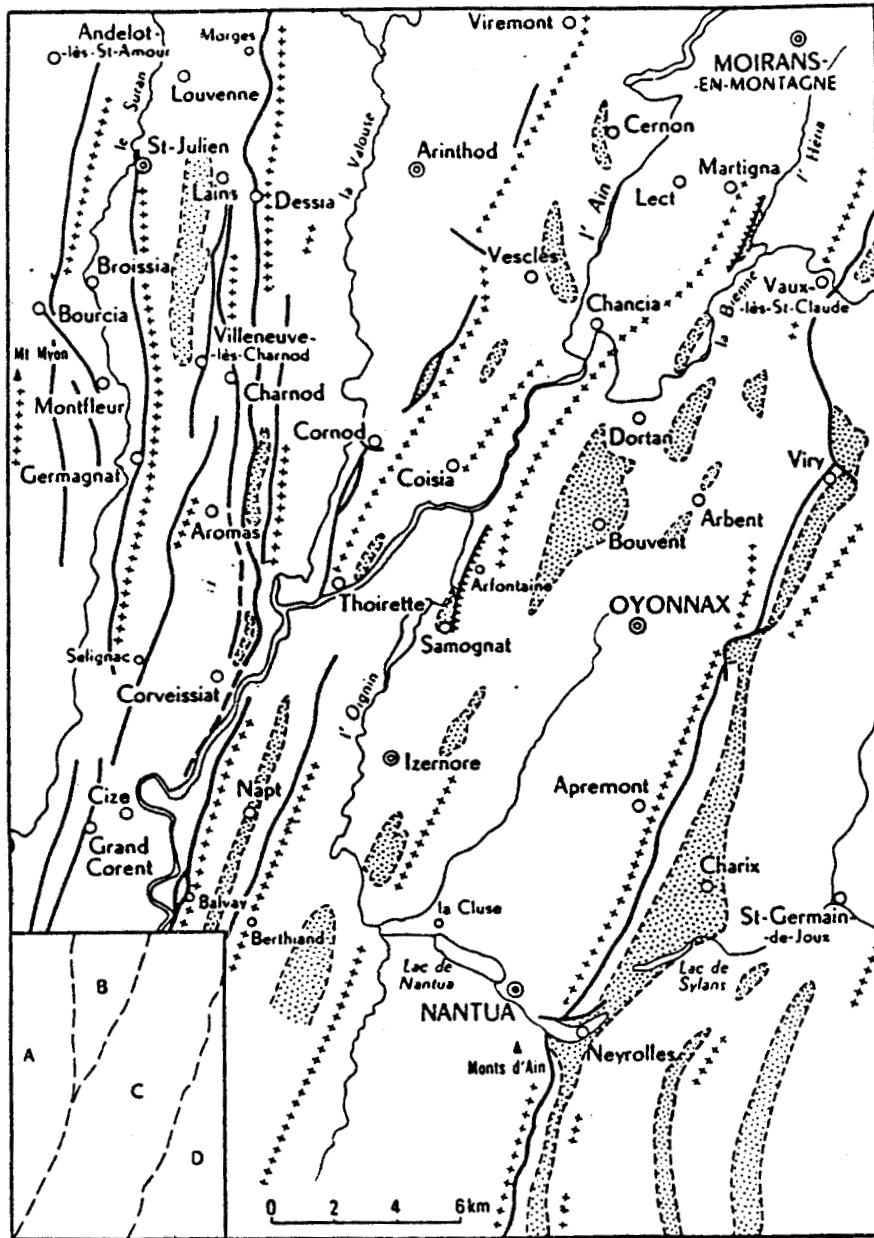


Fig. 6 — Schéma structural du territoire couvert par les feuilles de Moirans-en-Montagne et de Nantua au 50.000^e.

- A :** Jura externe ou Zone du Vignoble.
 - B :** Plateau d'Arinthod.
 - C :** Plateau de Lect et des Joux Noires, délimité à l'W par le faisceau d'Orgelet - Poncin et à l'E par l'anticlinal des Monts d'Ain (prolongement méridional du faisceau des Planches).
 - D :** Arc des Hautes Chalnes.
- En traits forts :** principaux accidents tectoniques cassants (chevauchements vers Martigna et Arfontaine).
- Croix :** tracé des anticlinaux à cœur de Dogger (à cœur argovien entre Martigna et Chancia, liasique au NE de Vaux-lès-Saint-Claude, triasique à Thoirette).
- Pointillés :** synclinaux crétacés.



(d'après M. Clin et J. Perriaux, 1964)

Le compartiment à l'E, est constitué par l'arc des hautes chaînes. Son altitude est de 1100 m à peu près et s'abaisse jusqu'à 600-500m voire même au delà dans les bassins synclinaux.

La région d'Oyonnax n'occupe qu'une place restreinte de ces deux grandes unités. Leur dispositif en parallèle, reflète avant tout des styles tectoniques particulièrement marqués. Le relief est structural, c'est à dire qu'il épouse les formes tectoniques, mais cette conformité n'est pas rigoureuse.

Les limites de ce secteur étudié ne coïncident que rarement avec des unités tectoniques. C'est le cas du faisceau d'Orgelet-Poncin à l'W. En revanche, ailleurs elles sont plus floues. Au N et au S, elles sont fixées par les deux cluses: la Bienne (au N), Nantua (au S). La partie E est constituée par le début de la haute chaîne. (Limites E des feuilles au 1/50000 de Moirans-en-Montagne et de Nantua). Les rivières principales (l'Ain, la Bienne, le Merloz (Nantua)) ne se sont adaptées que partiellement au compartimentage. L'Ain a une orientation conforme (en général) à celle des grandes unités morphostructurales (N-S à NNE-SSW) mais il les recoupe par endroit en cluses. Il en est de même pour quelques uns de ses affluents (la Bienne, le Merloz, l'Ange...). Tandis que l'Oignin coule, tout au moins dans le secteur étudié dans un val. Les autres petits affluents ont adopté le plus souvent un tracé en chicane, qui traduit, au contraire une bonne conformité aux grandes directions topographiques.

Rappelons aussi que, d'une manière générale, la croissance des altitudes du NW vers le SE se traduit par un encaissement plus important des rivières méridionales (Ain, Bienne) par rapport aux vallées septentrionales (Loue, Doubs). (P. Chauve et J. Perriaux. 1974).

Après cette description schématique des grands compartiments, nous allons procéder à une étude plus détaillée de chacun d'eux, afin d'en dégager l'ordonnance propre.

B. Les unités du relief.

La région d'Oyonnax présente une certaine complexité morphologique et reflète bien les structures (cf. carte topo au 1/100000). Il s'agit d'une succession de chaînons et de bassins. Pour reprendre l'expression de J. Martin (1908) "le val constitue l'élément morphologique caractéristique"; nous ajoutons le mont aussi, ce qui ne veut pas dire que la tectonique est exempte de complications, bien au contraire.

D'W en E, nous avons la chaîne des Berthiants (faisceau d'Orgelet-Poncin), la chaîne des Joux blanches (faisceau d'Ambérieu), qui est relayée vers le N par le chaînon d'Arfontaine-Emondeaux, le chaînon d'Apremont (ou des Monts d'Ain) et le plateau d'Echallon-Belleydoux. Ces deux dernières unités présentent des complications dans la partie SE de Viry.

Pour les bassins, nous avons celui de l'Oignin (d'Izernore), de l'Ange (d'Oyonnax) et de Charix-Viry.

Grossièrement nous pouvons distinguer deux grandes unités:

1) L'unité des plateaux et des faisceaux. Elle comporte plusieurs unités (Fig. 7 et 8):

- La chaîne des Monts Berthiants (ou panneau de Napt).

Cette chaîne fait partie du faisceau d'Orgelet-Poncin (suite de la pincée de l'Euthe). C'est un plateau formé de plusieurs lanières (Riche. A (1919) a figuré entre Perrignat et le cours de l'Ain, six "lanières" étroites et comprimées, sur quatre kilomètres) séparées longitudinalement par des dépressions étroites ("combes"). Son altitude est en effet du S au N: 835 m à la Montagne de Berthiant, 799 m à la Côte, 702 m à Sur le Mont, 786 m au plateau de Chougeat et 635, 605 m au bois du Ban, contre, dans la vallée de l'Oignin, 450 m à Gravière, 445 m à Perrignat, 380 m au Condamine de la Belloire, 320 m au niveau des Royères et 283 m à la confluence de l'Oignin et de l'Ain. L'Oignin se conforme donc à cette pente d'écoulement (S-N). La chaîne des Berthiants s'élève de plus de 300 m au dessus du bassin de l'Oignin. Les ruisseaux qui drainent cette unité sont le plus souvent temporaires ou même à sec (vallées sèches). Quelques uns transverses à la chaîne (Bief des Evonnas, de Volognat, R^{au} de Sous-Bief...) coulent en permanence. Vers le N, ce massif est brusquement interrompu par la vallée de l'Ain qui l'entaille transversalement pour surgir à nouveau au delà et suivre son extension vers le NE (Fig. 9a).

Dans le détail, la chaîne présente plusieurs alignements morphologiques élevés; certains d'entre eux, sinon la majorité offrent des discontinuités (Fig. 9 b et c, Fig. 10). Ces alignements ne sont autres que les lignes de crêtes des lanières qui ceinturent des dépressions longitudinales.

Au total, le dispositif topographique de ce plateau correspond à une antiforme asymétrique compartimentée en lanières. Le flanc W présente une vigueur d'importance et est défoncé par plusieurs

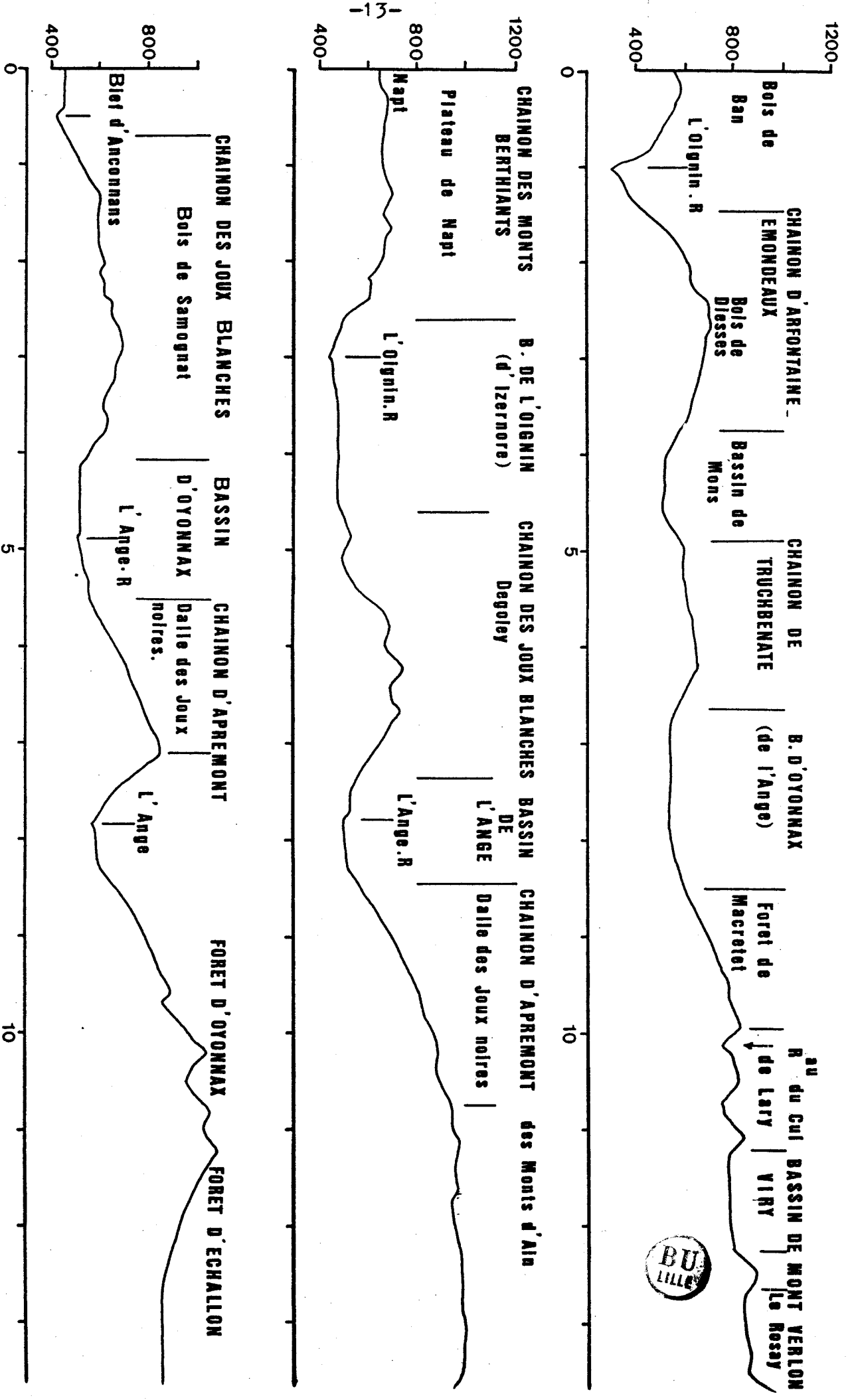


FIG. 7. CUPES TOPOGRAPHIQUES DES DIFFERENTES UNITES DU RELIEF

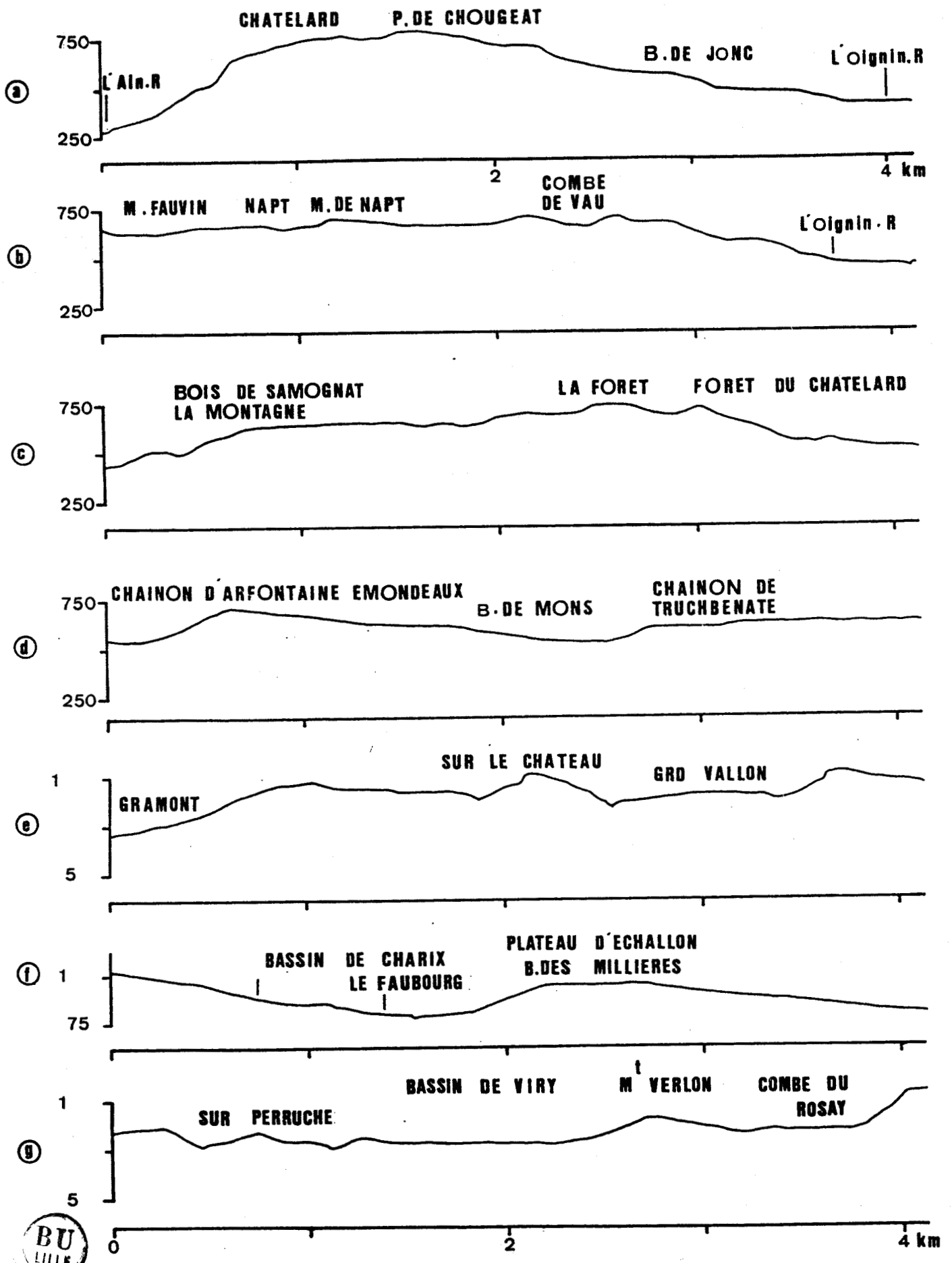


FIG. 8. COUPES TOPOGRAPHIQUES DES DIFFERENTES UNITES DU RELIEF.

- | | |
|------------------------------------|---|
| a, b: Chaînon des Berthiants | e: Chaînon d'Apremont |
| c : Chaînon des Joux blanches | f: B. de Charix; P. d' Echallon |
| d : Chaînon d'Arfontaine-Emondeaux | g: B. de Viry (et P. de Belleydoux à l'Est) |

S W

N E

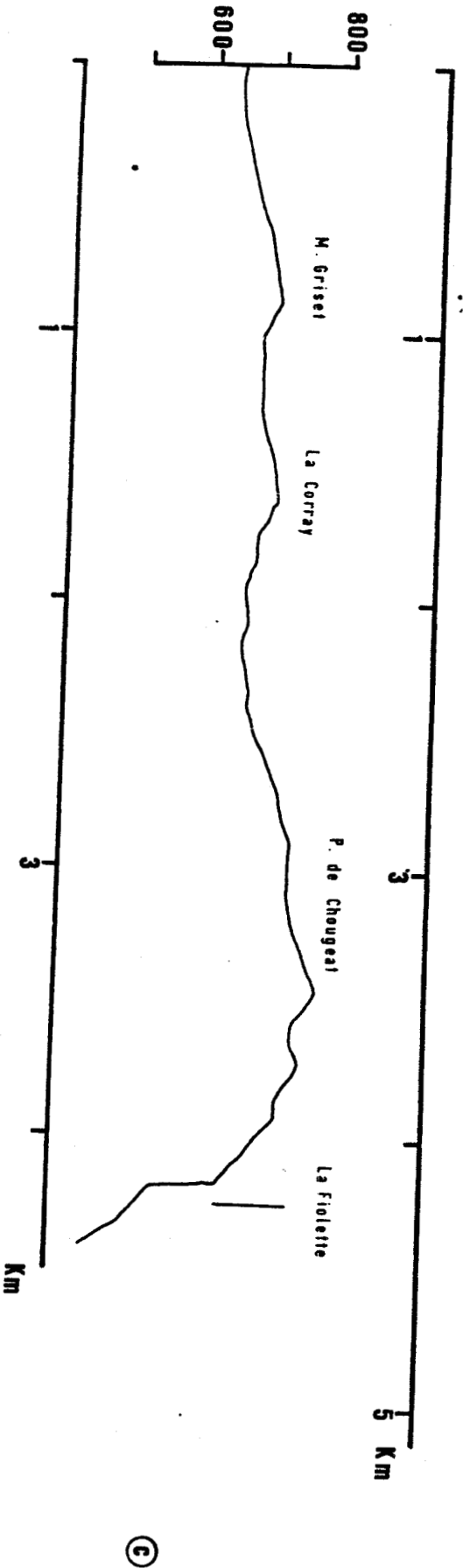
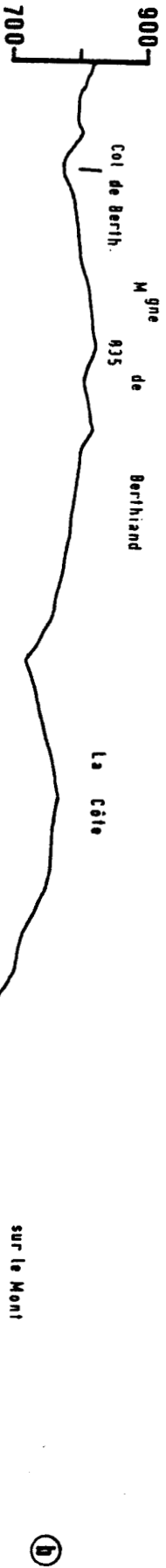
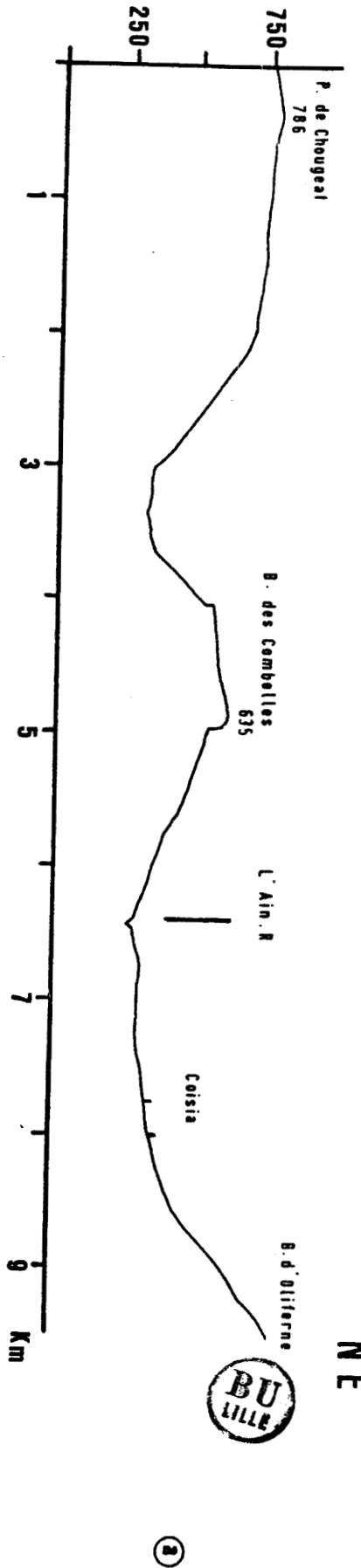


FIG. 9. LIGNES DE CRETES DANS LA CHAÎNE DES BERTHIANTS.

noter les discontinuités le plus souvent d'ordre structural.

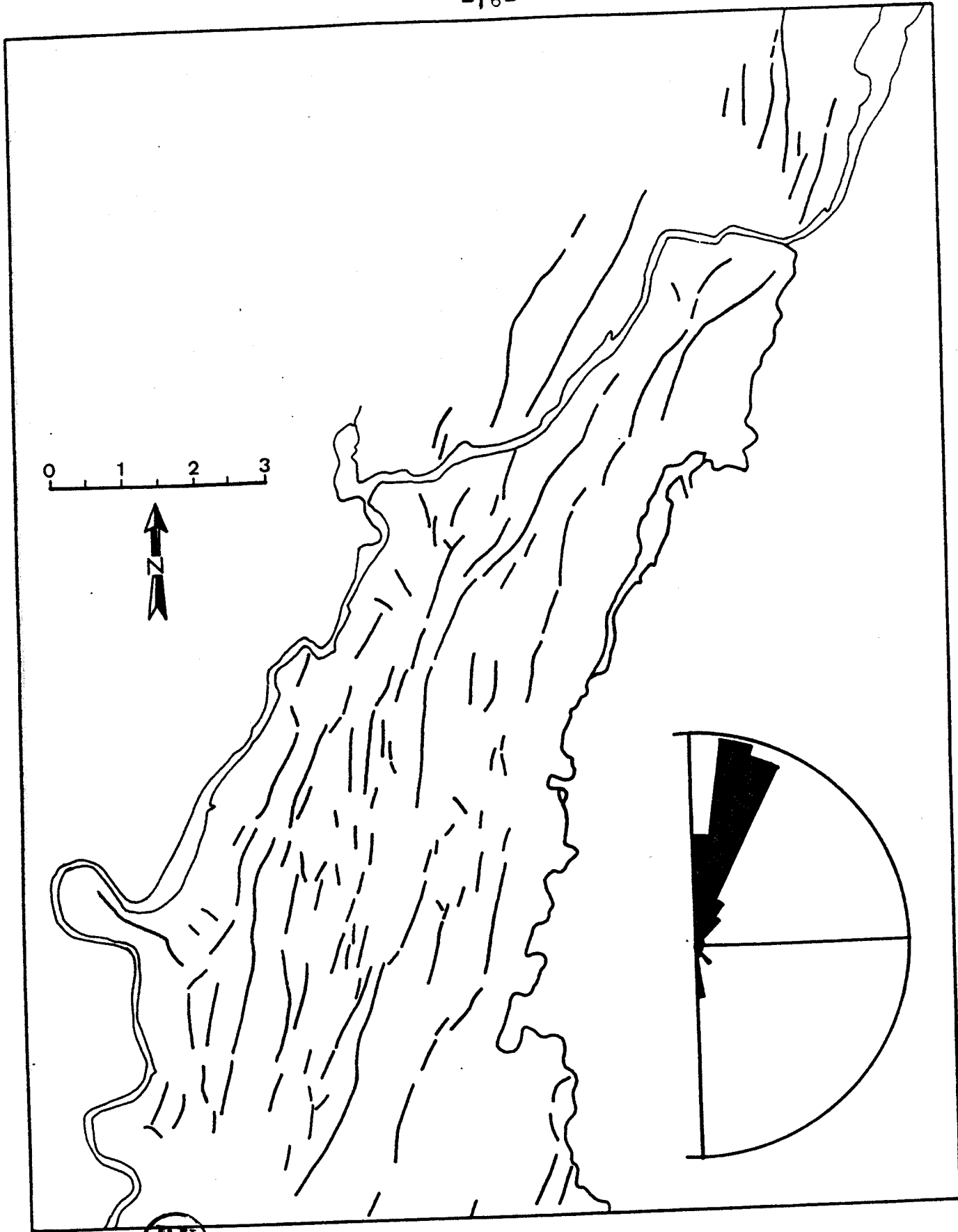


FIG. 10 'LINEAMENTS' MORPHOLOGIQUES ET REPARTITION AZIMUTHALE (ROSETTE) DANS LA CHAINE DES BERTHIANTS.

cours d'eau (R^{au} de Sous-Bief, ravins de la Serra et de Malval, Bief de Pisse-Vacré, Bief des Granges...) alors que la Zone culminante n'est creusée que de quelques vallées sèches.

- La vallée de l'Oignin est bornée vers l'W par ce chaînon que nous venons de décrire (chaînon des Berthiants) et qui la sépare de la vallée de l'Ain, puis à l'E, par le chaînon d'Arfontaine-Emondeaux et la chaîne des Joux blanches qui la séparent de la vallée de l'Ange. L'ampleur de la vallée de l'Oignin (2-2,5 km de large) correspond à un synclinal en baquet et explique que le drainage ait pu se fragmenter en deux cours indépendants plus ou moins parallèles. Le principal est la rivière de l'Oignin à l'W, le second est le bief d'Anconnans à l'E. L'encaissement du réseau hydrographique par rapport à la plate-forme d'Izernore est de 20 à 80 m. Ces deux réseaux, séparés par le plateau d'Izernore à topographie très plane, se confondent en aval de Matafelon. Dans la partie centrale, en revanche, le drainage est essentiellement temporaire, avec quelques marais (Chassagne).

- Entre la vallée de l'Oignin et celle d'Oyonnax, s'étend le chaînon des Joux blanches (faisceau d'Ambérieu). Il trouve son origine dans la faille de Sièges et passe par Arbent, Geovreisset, Geovressiat et continue au delà de la cluse en se rattachant aux unités du faisceau d'Orgelet-Poncin. Vers le Nord, ce chaînon se relie à un autre chaînon anticlinal, celui d'Arfontaine-Emmondeaux. Ce chaînon est débité par de grandes failles longitudinales. La morphologie en est irrégulière; Ses deux flancs sont asymétriques; de nombreuses lanières s'élèvent à l'W de Bellignat d'une altitude allant de 725 m dans la forêt de Chatelard, à 763m à la Forêt, et à 650 m dans le bois de Samognat. Vers le SW, son altitude est de 817 m aux grands plans à l'W de Martignat (altitude maximale), 721 m au Mollard de Bretonne, 600 m à Ijean, puis au contraire cette fois-ci une augmentation relative des altitudes vers le N. Cette morphologie apparaît clairement sur les figures 11 et 12. La hauteur relative de ce chaînon au dessus des principaux talwegs (l'Oignin, l'Ange) se tient à peu près entre 100 et 400 m. AU NW d'Oyonnax, cette unité correspond au chaînon de Truchbenate qui prend la suite vers Arbent dans le bois de Fay et le bois de Sièges. Son altitude passe de 651 m juste au SW de Bouvent et s'élève jusqu'à plus de 900 m dans le bois de Sièges.

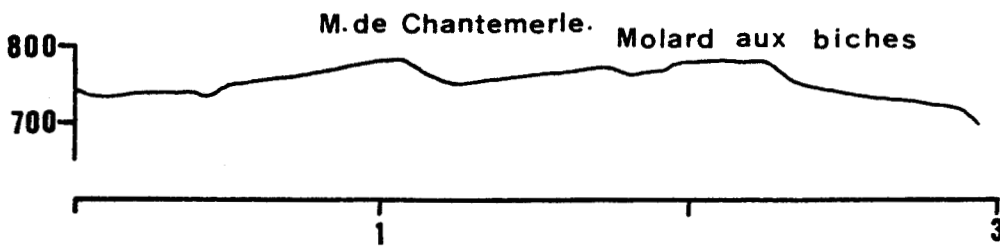
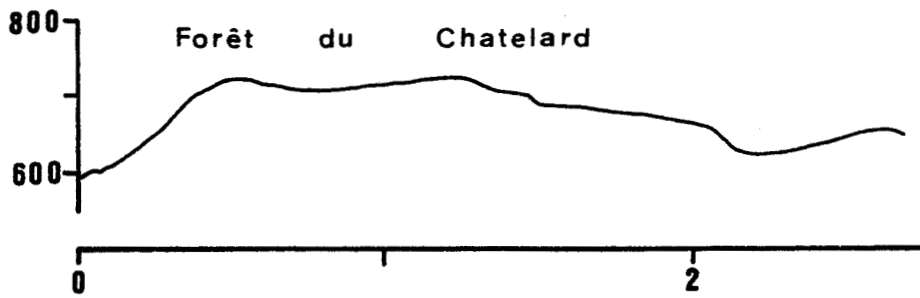
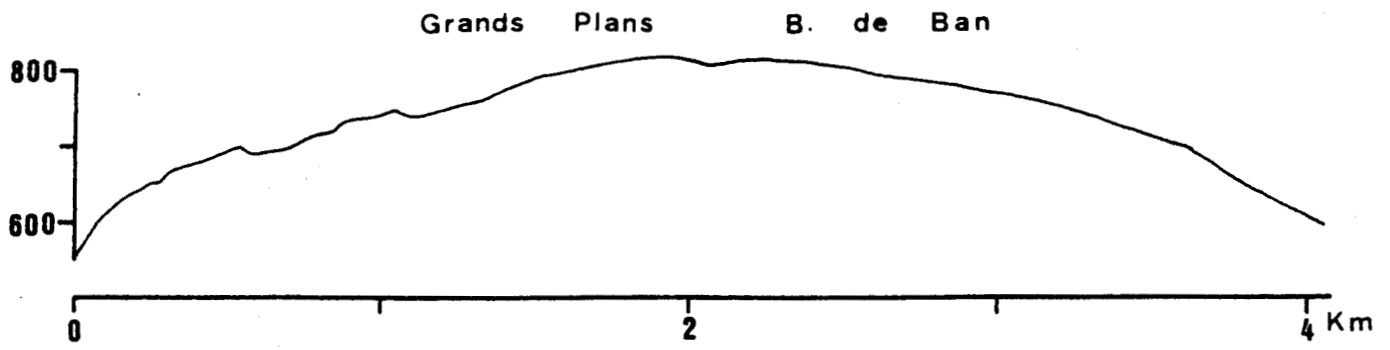
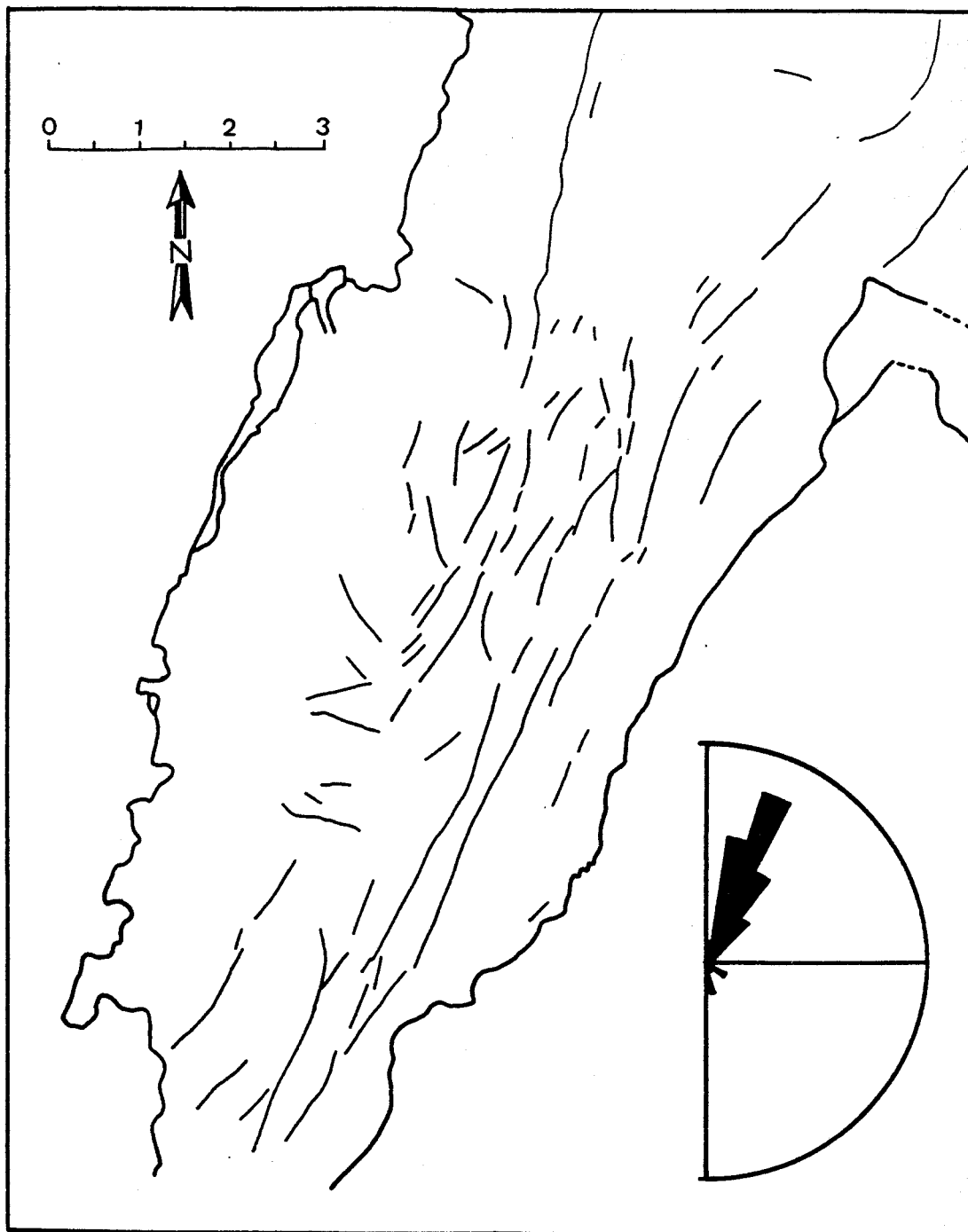


FIG. 11 . LIGNES DE CRETES DANS LA CHAINE DES JOUX BLANCHES .





**FIG. 12 'LINEAMENTS' MORPHOLOGIQUES ET REPARTITION AZIMUTHALE
(ROSETTE) DANS LA CHAINE DES JOUX BLANCHES .**



- Vers le N, la chaîne des Joux blanches se relie au chaînon d'Arfontaine-Emmondeaux. Ce dernier chaînon a une direction NE-SW; son tracé sinueux se poursuit vers le NE de la cluse de Dortan-Chancia et se prolonge vers Martigna. Il sépare le plateau de Lect et le val d'Oignin d'une part et le Bassin de Mons-Dortan d'autre part. Son altitude maximale est de 758 m dans le bois de Dies-ses et le Mont de Maissiat, puis diminue à la fois en direction du Nord (700 m dans le bois de Chatelard, 556 m à S^t Jacob) et en direction du Sud mais plus lentement. Ce chaînon s'élève à peine de 450 m au dessus du bassin de Mons-Dortan. Ce pli anticlinal au coeur faillé, de Dogger ou d'Argovien présente une enceinte montagneuse qui a subi un dégagement structural d'où la mise en place de la combe d'Arfontaine dominée par des corniches du Jurassique supérieur. Au niveau de Dortan-Chancia, ce chaînon est taillé en cluse.

Ce chaînon anticlinal est flanqué à l'Est et à l'Ouest de deux synclinaux. Sa disposition a fait l'objet de relevés bien précis et a été interprété par M. Clin et J. Perriaux (1964). Parmi ces deux synclinaux, celui de Mons-Dortan est un bassin situé entre la chaîne d'Arfontaine-Emmondeaux à l'W et le chaînon de Truchbenate à l'E. Son altitude diminue de 600 m à Mons-Dortan pour atteindre 310 m à Dortan. Deux ruisseaux, celui de Maissiat et de l'Etang, drainent ce bassin. Ils s'écoulent conformément à la topographie. La structure mais aussi la morphologie glaciaire expliquent la présence de tourbières. Les replats structuraux et les bourrelets morainiques sont aussi des éléments importants de la morphologie du bassin.

- Le bassin d'Oyonnax est le dernier synclinal avant la haute chaîne. Sa topographie prend une allure tantôt tabulaire, tantôt morcelée. Ce val, peu profond, est encadré par les chaînes des Joux blanches à l'W et d'Apremont à l'E (Fig. n°7). Il se caractérise par la dysymétrie de ses flancs: une pente assez douce à l'E, et au contraire relativement forte vers l'W. La rivière qui draine ce val (l'Ange) coule du N vers le S (au contraire de l'Oignin qui coule du S vers le N) après avoir incisé la chaîne d'Apremont en combe (écoulement du S vers le N) et franchi en gorge la dalle des Joux noires. Une ramure de torrents issus des crêts des chaînons (surtout du flanc des Joux noires), converge vers la rivière axiale qu'est l'Ange. Ces écoulements, provenant des revers des hauts crêts recourent parfois orthogonalement la dalle monoclinale des Joux

noires et s'alignent parallèlement les uns aux autres en une série de goulets: R^{au} de Merdanson, Sarsouille, l'Ange, Bief d'Alex, Bief du Landéron, ou de cluse (cluse de Nantua).

L'Ange, rivière axiale du val d'Oyonnax, prend sa source dans des ravins presque impénétrables, à Apremont. Faible d'abord, elle voit bientôt le volume des eaux augmenté par la Doy de Geilles.

Au N d'Oyonnax, la vallée se prolonge vers le Nord par une dépression dont le fond se relève jusqu'à la tuilerie de l'Embouteilleu. Au delà, cette dépression, qui se suit jusqu'à Arbent, est drainée par le R^{au} de Merdanson qui entaille la gorge au S d'Arbent pour rejoindre à Dortan la Bienne, affluent de l'Ain.

Le Merdanson prend sa source dans le Cul de Lary et le Mont de la Chaux. Avant de prendre son nom, il forme le R^{au} du Cul de Lary et reçoit un autre torrent de la côte d'Allong. Cette rivière entaille une combe jusqu'à 700-800 m et franchit orthogonalement la dalle monoclinale du Bois de Ban et du bois du Roy (continuité de la forêt de Macretet). Son lit s'abaisse d'une centaine de mètres. Ensuite, cette rivière pénètre dans le val d'Oyonnax et coupe le chaînon du Jurassique supérieur de Truchbenate et s'infléchit enfin au N, dans le bassin de la Bienne là où elle décrit de gracieux méandres et forme de brayantes cascades (Dortan).

Ces différentes unités sont comprises dans le cadre du Jura externe (zone des plateaux et des faisceaux). Ce compartiment sub-tabulaire est en continuité avec le plateau de Lect-Cernon-forêt de Vaucluse (feuille de Moirans-en-Montagne) et même en allant beaucoup plus loin avec celle du plateau de Champagnole (Fig. 5). A l'E de cet ensemble s'étend l'unité de la haute chaîne.

2) L'unité de la haute chaîne (Fig. 7 et 8).

Cette unité structurale et géographique est délimitée par l'accident tectonique sinueux d'Apremont et la dalle redressée du Jurassique supérieur qui sépare l'anticlinal d'Apremont des synclinaux crétacés de Viry-Charix-Combe Ferrand. Cette dalle paraît précisément au bois de Mont-bardon, au Mont de la Chaux et sous la forêt d'Oyonnax, puis à la Roche-Rousse, au Mont Cornet et au Chaveyron (cluse de Nantua). (M. Clin et al. 1964). Vers le N, cette unité constitue le prolongement de l'anticlinal de Prénovel (faisceau des planches) au coeur de Dogger ou même du Lias débité par des failles longitudinales (Les Amaurandes-Vaus-les-S^t Claude) et ayant subi un décrochement vers le SE (décrochement de Rogna-Viry). Cette unité constitue une coupure géographique et tectonique

fondamentale; elle fait la limite entre le Jura occidental (externe) et le haut Jura oriental (interne).

Le Mont d'Apremont présente un anticlinal à coeur de Dogger. Son altitude est de 984 m au S du petit vallon et baisse en direction du S et du N (ligne de partage des eaux) puis elle commence à s'élever vers la partie haute de la "reculée" de la Sarsouille. Cet ensemble forme donc une combe de largeur variable (0,5-1,5km).

L'Ange qui l'entaille coule vers le N; s'abaisse à 820 m au N du grand vallon puis à 585m en coupant la dalle des Joux noires en goulet. Les crêts se font face de part et d'autre du coeur du pli et forment des alignements très nets en morphologie.

A l'E du bassin crétacé de Viry, s'étend un chaînon oblique constitué d'une dalle symétrique du Jurassique supérieur: c'est le Mont de Verlon. Son altitude est en effet de 970 m. Il s'élève de 195 m au dessus du bassin de Viry et de 160 m au dessus du bassin du Rosay (La forêt Fme). Par contre, vers le N, le bassin de Vaux-les-S^t Claude est dissymétrique à flanc E plus doux.

A l'E du bassin de Viry-Charix se développe une architecture symétrique à celle des Joux noires formant elle aussi un chaînon presque continu dont les sommets s'étagent du N au S entre 1096m (Forêt d'Echallon) et 900,950m au bois des Millières (NE de Charix). Le flanc E de ce chaînon correspond à une dalle monoclinale à pendage E (Forêt de Belleydoux, d'Echallon).

La forêt de Belleydoux présente donc une zone de plateau d'une altitude passant de 905m (extrémité NE de la feuille de Nantua) à 1050m à l'E du Rosay. Il en est de même pour la forêt d'Echallon. Elle présente une dalle à pente douce conforme à la structure (pendage E). L'altitude culminante est de 1096 m. Elle offre des labyrinthes de dolines et de lapiaz.

Ces deux plateaux (Belleydoux, Echallon) sont extrêmement intéressants autant pour le géomorphologue que pour le géologue: creusés de profondes crevasses, de gorges étroites, véritables lapiaz au profil tourmenté et dolines, la roche y est parfois à nu mais souvent recouverte de mousses, de ronces, de framboisiers.

La rivière qui draine ce plateau est la Semine (affluent de la Valserine). Elle prend sa source à la Pesse (plateau des Molunes), coule dans la combe d'Evuz et franchit de véritables cascades au fond du cirque d'Orvaz. Vers l'aval, au dessous du village d'Echallon, elle débouche dans un épanouissement de la vallée, se calme

et s'élargit. L'écoulement issu du revers de ces plateaux se présente conformément à la topographie. Il faut dire aussi que le drainage karstique a une grande importance dans cette unité de plateau. Les eaux s'enfoncent en exploitant les réseaux de fractures et rejoignent des vecteurs d'écoulement souterrain.

Cette dalle uniforme présente quelques complexités dues à la virgation de la forêt de Moment (1162m). Ce type de structure est caractéristique de la haute chaîne dans la partie située au Sud de la cluse de Nantua-Bellegarde. Elle semble s'incurver au NE, suivant une faille rectiligne. La cluse suit partiellement cet accident puis l'entaille après un coude brusque à Saint-Germain-de-Joux où l'érosion a mis au jour le Dogger de l'anticlinal de Montarqui. En revanche, outre ce trouble d'ordre tectonique, cette unité est interrompue par cette entaille en cluse. Dans les limites de notre domaine d'étude, ce compartiment s'achève par cette cluse.

Vers l'W, cette dalle se réduit en raison de son plus fort redressement. Elle forme le flanc E du synclinal de Charix et paraît au Crêt Marquet et plus au N au Mont de Verlon. Le bassin de Charix, ainsi que celui de Viry présentent une morphologie différente des unités de plateaux qui l'entourent. Ils correspondent à des plis synclinaux en baquet dont les flancs redressés ou même verticaux sont séparés du fond subhorizontal par des grandes failles longitudinales; tandis que le synclinal de la Combe-Ferrand est, semble-t-il, non coffré, mais seulement pincé entre deux flancs du Jurassien supérieur.

En résumé, le cloisonnement du relief atteint son maximum dans cette unité de la haute chaîne. Cependant la topographie reste clairement organisée en système de chaînons et de bassins débités par des accidents tectoniques. Ce domaine est caractérisé aussi par ses longues dalles monoclinales douces ou redressées et ses rangs de crêts parallèles, séparés par des synclinaux tantôt coffrés (Charix, Viry) tantôt pincés (Combe Ferrand).

Ces dispositifs ne sont que rarement symétriques (Mont de Verlon) et sont discontinus. Ils présentent, d'ailleurs, comme les unités du Jura externe, une morphostructure assez monotone, une énergie assez vigoureuse: d'une part, ils sont relativement peu élevés par rapport aux dépressions, d'autre part, les hauts crêts occupent une place assez importante et sont répartis dans tous les compartiments.

Ces compartiments donnent, en outre, une impression de monotonie pour plusieurs raisons: Elle est due d'abord à la répétition des mêmes dispositifs. Le schéma de l'alternance entre les chaînons et les bassins se reproduit en série N-S à NNE-SSW. Elle résulte ensuite, d'une altitude qui n'est pas tellement différente entre ces divers compartiments, de formes structurales importantes. Elle tient enfin à l'entaille assez importante du réseau hydrographique. Elle est en effet de presque 500 m dans la cluse de Nantua, 300m dans les goulets de l'Ange et de la Sarscuille.

Conclusion de la présentation du relief.

La région d'Oyonnax ne présente pas d'unité topographique. Chacune des deux grandes unités morphostructurales décrites a un relief différent. Ce fractionnement de relief répond de prime abord à une définition structurale. Cette structure se réduit donc à une série de compartiments synclinaux séparés l'un de l'autre par de grands anticlinaux faillés.

Cependant, l'influence structurale est atténuée, comme on le verra par la présence d'un grand plan d'érosion tronquant la plupart des crêtes.

Le réseau hydrographique s'est manifestement adapté à une pente vers le S et a franchi les obstacles des compartiments anticlinaux en cluses ou en goulets. Ces chaînons structuraux occupent en fait une place importante. Les versants se présentent sous des formes variées, tantôt des abrupts verticaux, s'ils s'appuient sur des faciès du Jurassique supérieur (Rauracien), tantôt des surfaces structurales (en topographie conforme au pendage).

Les chaînons, qu'ils soient symétriques ou non, se composent de versants latéraux de pentes globalement fortes quoique variables. Ce caractère (asymétrie) se matérialise en fait dans la disposition des types de relief. Les sommets des chaînons, liés au recouvrement de versants, sont linéaires et constituent des lignes de crêtes. Les dépressions qui interrompent ces lignes de crêtes mais qui demeurent suspendues au dessus des plis synclinaux, correspondent à des cols ou des dépressions karstiques (dolines).

Les dépressions transversales parfois profondes, permettant une communication entre des bassins synclinaux voisins, présentent des cluses ("pass"): cluse de l'Ain, de Nantua, de la Bienne... Ces cluses sont suffisamment profondes pour assurer une communication

entre des bassins voisins; des cours d'eau traversent ainsi des unités morphostructurales de part en part.

Ces chaînons subissent les effets de l'étagement bioclimatique. Les actions périglaciaires et glaciaires, actuelles ou passées affectent ainsi les sommets et y façonnent des profils déchiquetés, qui accentuent les contrastes avec les reliefs plus ou moins calmes des bassins. Des dépressions karstiques en amphithéâtre rognent les sections supérieures de versants.

Cette structure exprime dans le détail la morphométrie d'ensemble des systèmes montagneux, lesquels sont beaucoup plus longs que larges, d'où la notion de chaîne ou chaînon.



CHAPITRE II

LE CADRE STRUCTURAL

CHAP. II LE CADRE STRUCTURAL

Introduction.

L'architecture morphostructurale est issue pour l'essentiel des phénomènes tectodynamiques tertiaires. Les formations crétacées, qui constituent le coeur des plis synclinaux ont été assez énergiquement plissées et faillées (parfois même broyées) selon une direction générale N-S à NNE-SSW. Les chaînons se sont alors nettement différenciés des bassins synclinaux. La régulière alternance des monts et des vaux disparaît parfois. Les dislocations par failles et chevauchements jouent un rôle important. Ces accidents affectent une série de terrains peu variés; le Crétacé ne subsiste que sous la forme de minces placages dans les fonds des synclinaux (synclinaux de Viry-Charix, de Mons-Dortan, de Napt. Au contraire, dans le bas Bugey, il forme même la plupart des sommets (A. Cholley. 1932). La majeure partie du terrain correspond aux formations du Jurassique supérieur dont les faciès calcaires donnent au paysage ses traits majeurs: escarpements tectoniques ou lithologiques, champ de dolines et de lapiaz etc... Quelques marques d'érosion, pourtant assez profondes, ont mis à nu, par endroit, le Bajocien, Bathonien. Le soubassement du socle n'est donc probablement pas très éloigné et peut-être a-t-on affaire à une structure compartimentée, soulevée et basculée, où les plis ne sont que des accidents secondaires. Le jeu de ces accidents anciens du socle à différentes époques, a limité des compartiments dont les mouvements relatifs ont entraîné une différenciation de la sédimentation.

La région d'Oyonnax s'est donc inscrite dans deux ensembles morphotectoniques différents (Jura externe, arc de la haute chaîne) à paléogéographie plus ou moins différente.

Nous verrons, dans ce chapitre, successivement les données stratigraphiques, puis le dispositif tectonique, l'analyse cinématique, et, enfin, les ensembles morphostructuraux qu'elles commandent.

A. Données lithologiques (ossature secondaire et tertiaire).

I. Stratigraphie et paléogéographie.

La carte géologique de Nantua au 1/50000 n'étant pas encore publiée vu des problèmes géotechniques (tunnels autoroutiers de la cluse de Nantua), nous disposons pour cette étude des cartes géologiques au 1/80000 de Nantua et S^t Claude, et de la carte géologique au 1/50000 de Moirans-en-Montagne. Les renseignements d'ordre stratigraphique sont aussi dus à M. Pelletier (1951, 1960); P. Don (1958); J. Lang (1963); M. Clin et J. Perriaux (1964); R. Enay (1964, 1966, 1980); R. Enay et J. Mangold (1976, 1977); M. Mouty (1966); M. A. Conrad (1969); C. Mangold (1970); R. Ainaray (1977); P. Bienfait (1981)... Pour ne citer que quelques uns.

Il ne peut être question de faire une étude détaillée de la stratigraphie de la région étudiée, tant furent nombreuses et variées les études des anciens auteurs à ce sujet. Notre but est d'établir, à partir de ces données, les traits essentiels caractérisant les faciès exprimés dans cette région et un essai de reconstitution paléogéographique associée à des caractères sédimentologiques et paléontologiques (analyse du milieu de la sédimentation de la faune). Ces données de natures différentes, nous permettent de distinguer les séries suivantes:

I.1. Le matériel sédimentaire mésozoïque.

I.1.1. Le Jurassique inférieur (Lias).

Le Lias ou "Jurassique noir" des anciens auteurs, se caractérise par des faciès essentiellement marneux (A. Riche 1894). Ses affleurements n'occupent qu'une place très restreinte (Vaux-les-S^t Claude, E de Cessiat, Bolozon). Nous rappelons que le Lias marneux et le Trias salifère, forment classiquement le niveau de décollement de la couverture par rapport au socle.

- a) Le Charmouthien (Domérien) est constitué de lits épais d'une vingtaine de centimètres, faisant alterner des marnes micacées et des calcaires marneux, renfermant Tisoa siphonalis (Vaux-les-S^t-Claude). Il peut atteindre 20 à 35 m d'épaisseur.

- b) Le Toarcién (30-50m) débute généralement par des schistes noirs en feuillets, faciès constant depuis l'Alsace jusque dans le S du Jura (P. Chauve et al 1980) et disposés en alternance avec des niveaux calcaires (J. Avias et S. Guérin 1960). A la partie supérieure de cet étage, apparaît un faciès à oolithes ferrugineuse. Son sommet correspond à l'acmé des Fleydellia qui montrent des formes

très variées, accompagnées de quelques Walkericera (P.L. Maubeuge 1947).

- c) L'Aalénien (5-20 m d'épaisseur) se compose surtout de calcaire à oolithes ferrugineuses, à Ludwigia, et de niveaux marneux. Sa base est marquée par l'apparition des premiers Leiocéras qui ressemblent à ceux du Poitou (Gabilly 1967). Ses faciès sont constants et s'étendent très loin (faciès lédonien, faciès salinois) mais ils présentent aussi de brusques variations en rapport avec le tracé des grands accidents du socle (D. Contini 1966).

En résumé, les dépôts liasiques appartiennent à un milieu de basse énergie dans un environnement sédimentaire de plateforme ou de bassin peu profond. A partir du Toarcien, se dessine une sédimentation calcaire au N, plus terrigène au S et au SE. Sur le plan morphologique, ils correspondent à des zones déprimées dans le paysage.

1.1.2. LE Jurassique moyen (Dogger)

La sédimentation calcaire qui s'est installée à la fin de l'Aalénien sur l'ensemble du Jura va se poursuivre pendant la plus grande partie du Dogger (Jura brun des anciens auteurs) pour atteindre son apogée au Bajocien puis décroître ensuite. Contrairement au Lias, le Dogger est largement réparti (cartes géologiques au 1/80000 Nantua, S^t Claude)

1) Le Bajocien (150-200m d'épaisseur) présente des faciès trop variables pour être décrits en détail (Ab. Bourgeat. 1885; A. Riche. 1893, M. Pelletier 1951, 1954, 1960, R. Enay et S. Elmi. 1962, M. Clin et J. Perriaux 1964). Après une sédimentation réduite (marnes, calcaires argileux, calcaires cryptocristallins détritiques) à la base de l'étage, une masse calcaire épaisse se dépose à partir de la limite supérieure du Bajocien inférieur et pendant le Bajocien moyen: calcaires à rognons siliceux (chailles), calcaires bioclastiques (à entroques), oolithiques (à poly-piers) et lithographiques marneux gris (Nantua, Sonthonnax). Le Bajocien supérieur présente des marnes et des marno-calcaires (Zone à *Garantia garanti*) ou des calcaires spathiques et ferrugineux, puis des calcaires oolithiques (Zone à *Parkinsonia parkinsoni*). Ce faciès est très répandu aussi bien dans le vignoble que dans la Haute-chaîne et couvre également toute la partie E du bassin parisien. La présence fréquente de hard-ground (surface durcie) dans plusieurs niveaux, fait penser à des eaux très

peu profondes, sans émergence. (Klupfel 1917, Ellenberger. F. 1947, Duff. P et al 1967). Cet étage se caractérise par la répétition de niveaux biodétritiques à entroques et lumachelles, par des hard-grounds (véritables surfaces d'émergence), par les passages rapides d'un faciès à l'autre, aspect d'une sédimentation peu profonde dans un environnement épicontinental avec des hauts-fonds sous un climat sans doute tropical. Elle présente une grande ressemblance avec le Bajocien alsacien.

2) Le Bathonien correspond aussi à des faciès variables. Le niveau inférieur est constitué par des marnes, des marno-calcaires et des calcaires marneux (Nantua, Le Poizat, Lalleyriat); les marno-calcaires sont limités à la haute chaîne (au Bathonien inférieur). Vers le S et le NW, ils passent aux faciès à oncolithes: au S de Nantua, des calcaires à tâches et ammonites (Zigzagiceras, Morphoceras) (Lang. J 1963, Pelletier. M 1954), dans la Franche-Comté, des calcaires compacts puis oolithiques et des lacunes à l'île Crémieu, Revermont, Vignoble... Le Bathonien moyen débute par un niveau de calcaire marneux à chailles. La sédimentation devient générale et calcaire avec des séries lithologiques biodétritiques ou spathiques variées.

Le Bathonien supérieur voit se répartir les calcaires oolithiques avec des passées marneuses. (Zone à Oppelia aspidoides de M. Pelletier (1952)) et des calcaires argileux finement biodétritiques puis, par endroit, des calcaires à silex.

Au total, le Bathonien est composé de faciès de basse énergie de type mudstone. Morphologiquement, il constitue des petites combes entre des niveaux calcaires massifs.

3) Le Callovien (10-30m).

Comme l'Aalénien, le Callovien est une période de transition. Sur le Jura interne et une partie du Jura externe à l'E du faisceau salinois et la chaîne de l'Euthe, se dessine une sédimentation réduite avec lacunes, d'abord en calcaires biodétritiques (Dalle à Bryozoaires, Dalle nacrée) puis en calcaires marneux à oolithe ferrugineuse renfermant des fossiles phosphatés et des marno-calcaires riches en Ammonites, Lamellibranches, Brachiopodes et des Oursins (Callovien moyen et supérieur). (P. Choffat. 1878, A. Riche. 1893).

La dalle nacrée s'étend au N d'une ligne Bourg-Nantua et à

l'W d'une ligne Nantua-S^t Claude et manque partout ailleurs (H.Tintant 1946). Elle est moins fréquente dans la Haute chaîne (contrairement au Vignoble) où prédominent les faciès marneux ou à oolithe ferrugineuse. Ce faciès évoque une sédimentation sous une tranche d'eau mince qui devait atteindre 20-25m, rarement plus. (M.Dreyfuss, 1954) et parcourue par les courants car des galets s'y rencontrent indiquant la grande agitation de l'eau.

En résumé, le Callovien est remarquable par un passage très rapide d'un faciès à l'autre (encore plus que le Bajocien, Bathonien). L'agitation du milieu s'est fortement accentuée. Il s'agit donc d'une sédimentation dans un milieu peu profond parsemé de creux et de hauts-fonds.

I.1.3. Le Jurassique supérieur (Jura blanc des anciens auteurs). (Fig. 13 et 14).

1) L'Oxfordien inférieur (10-80m d'épaisseur).

En général, l'Oxfordien inférieur se présente sous le faciès de marnes bleues, riches en Ammonites pyritisées et le plus souvent de petite taille. Ainsi cette association d'Ammonites, aux dimensions réduites, semble indiquer que des conditions paléobiologiques spéciales ont généré le développement morphologique de ces espèces. Clin. M et Perriaux. J (1964) pensent surtout à une ponte de Céphalopodes dans les algues côtières, suivie de mortalité infantile importante, une saturation en fer de l'eau ambiante ayant entraîné le nanisme de la faune.

En plus de ces Ammonites, furent trouvés des petits gastéropodes et lamellibranches. La puissance de ce niveau est plus grande dans le Vignoble que dans la Haute chaîne (à l'W et à l'E d'une ligne passant par la Chaud-de-Fonds, Pontarlier, Morez, Yonnax), et au N qu'au S.

Sur le plan morphologique, cet étage occupe des petites dépressions topographiques.

2) L'Oxfordien supérieur.

2.1. L'Argovien (40-165m d'épaisseur) est remarquable par des alternances de calcaires marneux et de marnes. L'assise de Birmensdorf (Argovien inférieur), d'une puissance de 30m et riche en fossiles (cf Lang. J. 1963, Enay. R. 1958, 1959) présente une barre de calcaires micritiques, tandis que l'assise d'Effingen (Argovien moyen) voit se généraliser des marnes gris-bleuté, mais parfois cette série devient, par endroit, plus calcaire (Arbent, Apremont). Enfin l'assise de Geisberg (Argovien supérieur)

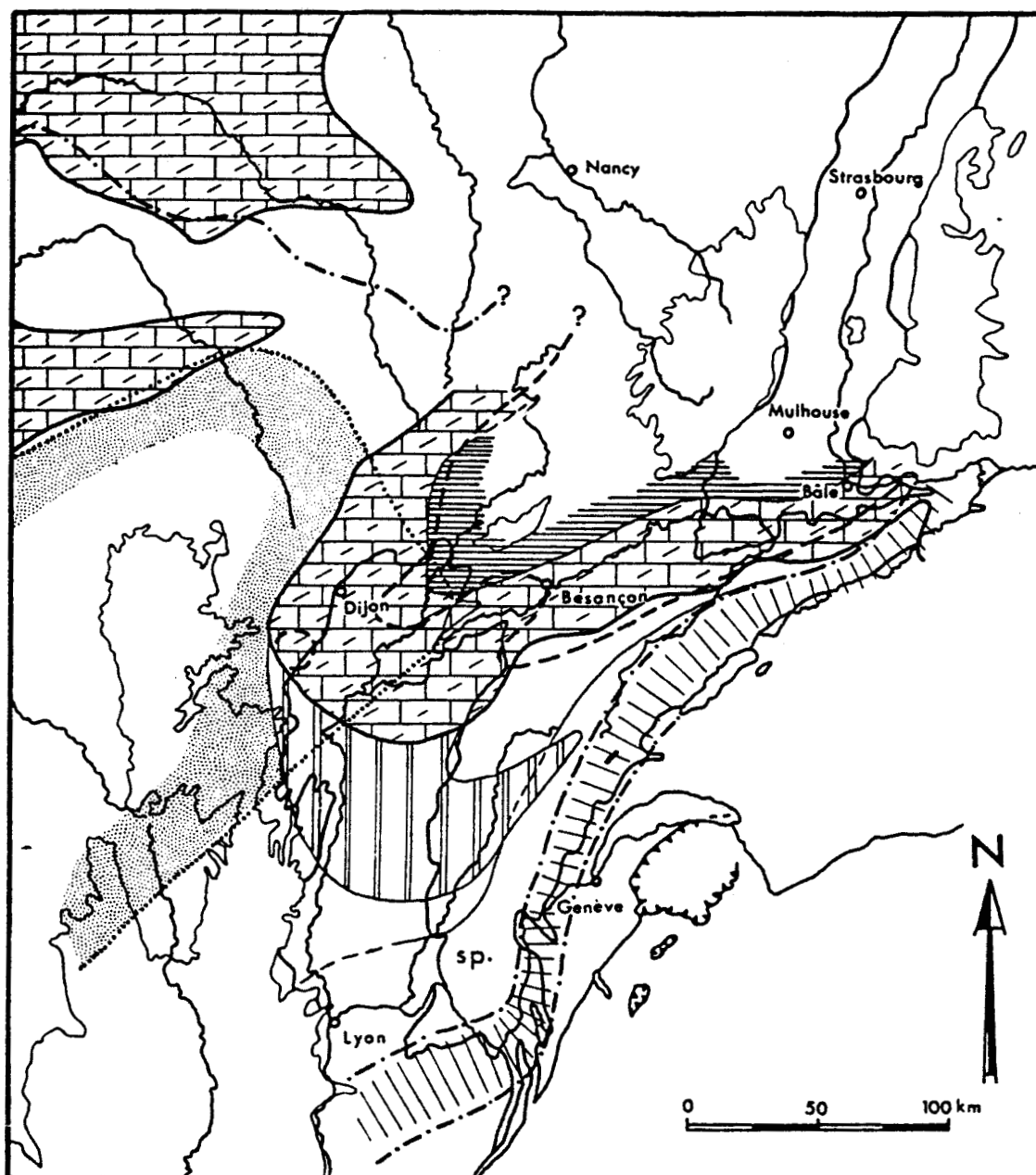


Fig. 13 — Paléogéographie de l'Est de la France à l'Oxfordien (R. Enay, 1979).

1 : Domaine bourguignon = lacunes de l'Oxfordien inférieur et oolithe ferrugineuse de l'Oxfordien moyen basal;
 2 : Seuil de la Haute-Chaîne = lacunes de l'Oxfordien inférieur et moyen basal, faciès ondulés et sans biohermes des couches de Birmensdorf de l'Oxfordien moyen; 3 : Limite des plates-formes carbonatées de l'Oxfordien moyen;
 4 : Limite des plates-formes carbonatées de l'Oxfordien supérieur; 5 : Faciès protégé (plate-forme interne) de l'Oxfordien supérieur = calcaires fins; 6 : Avancée des biostromes oncolithiques (= boules épineuses) au sein des Calcaires lités de l'Oxfordien supérieur; 7 : Faciès marneux et marno-calcaire de l'Oxfordien moyen (Marnes à spongiaires, Calcaires hydrauliques) et de l'Oxfordien supérieur (Couches d'Effingen, Calcaires lités); 8 : Faciès à biohermes (= Spongiolites) des Couches de Birmensdorf de l'Oxfordien moyen.

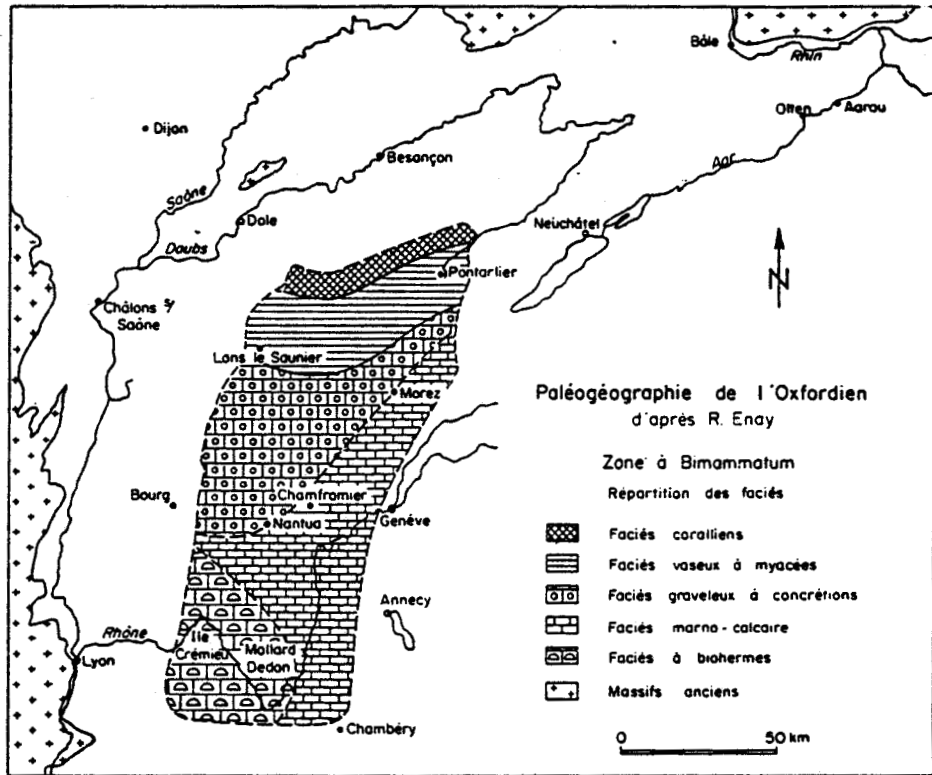


FIG. 14. — Paléogéographie de l'Oxfordien du Jura central (zone à *bimammatum*), d'après R. ENAY (1966). Exemple d'une succession de faciès de plate-forme formant une transition des récifs aux fonds marno-calcaires. Légende des classes lithologiques des cyclothèmes.

est formée de calcaires marneux.

Pendant l'Argovien, le développement des faciès calcaires s'accompagne d'une reprise de sédimentation. Les séries lithologiques sont plus ou moins constantes, dans une mer relativement profonde.

2.2 Le Rauracien (45-140m d'épaisseur).

2.2.1. Le Rauracien inférieur.

Avec ce niveau débute la série calcaire épaisse (faciès corallien) du Jurassique supérieur (Bourgeat, E. 1881). Il est formé par des calcaires, des marno-calcaires et marnes puis du calcaire pseudolithographique (faciès "petit mur") et se caractérise par des variations de faciès. (Arfontaine, S^t Germain-de-Joux, Echallon, Bellignat...)

2.2.2. Le Rauracien supérieur.

Dans ce niveau, les calcaires oolithiques en bancs massifs occupent une grande place (faciès de l'oolithe), parfois localement, avec des passées des calcaires lithographiques (Mont-réal).

Le Rauracien inférieur présente une zone de passage entre une mer profonde (Argovien) et une autre peu profonde et troublée (Rauracien supérieur). Donc nous avons une mer qui s'est installée au cours de l'Argovien, puis une régression passant des marnes de l'assise d'Effingen au faciès biodétritique du Rauracien supérieur.

Dans le paysage, ce faciès arme la morphologie régionale, en donnant toute une série d'escarpements, qui à leur tour alimentent les dépôts de pente et favorisent une dynamique des versants.

3) Le Séquanien. (40-110m d'épaisseur).

Il se présente sous la forme de calcaire pisolithique ou oolithique d'origine algale (Lang, J. 1963), de calcaire marneux à Térébratules (Arbent, Oyonnax...), de calcaire oolithique blanc crayeux à Dicerias et polypiers (Charix, Echallon, S^t Germain-de-Joux: toute la partie E de la feuille de Nantua, Pelletier, M. 1952, 1953), et enfin de calcaire dur lithographique en bancs massifs (Samognat).

En résumé, cet étage présente surtout des niveaux oosparitiques et se caractérise par des variations de faciès, indice d'une sédimentation dans une mer peu profonde.

4) Le Kimméridgien (60-135m d'épaisseur).

Le Ptérocérien (Kim.inf.) commence cet étage avec des calcaires marneux à Ptérocera (10m) et des calcaires lithographiques compacts à Diceras parfois dolomitiques (10m). Un calcaire oolithique blanc crayeux (20m) a été signalé à Oyonnax par P.Choffat (1885) et dans la région de Charix, Echallon, Lalleyriat, Le Poizat par M.Pelletier (1953). Au dessus, le Kimmeridgien supérieur (Virgulien) est constitué par des faciès bréchique, dolomitique et coralligène (M.Pelletier. 1952 a et b, 1953, Y.Gubler et M.Louis. 1956). Des calcaires et des marnes laguno-marines sont répandus aussi bien dans le Vignoble que dans la Haute-chaîne alors que des faciès récifaux coralligènes affleurent dans la région de Charix, S^t. Germain-de-Joux, Lalleyriat (E.Bourgeat. 1887, M.Pelletier. 1952). Ces calcaires en plaquettes (Fig.15) correspondent à un "channel" isolé en arrière d'un obstacle de récif (E.Bourgeat. 1887, P.de.Saint-Seine. 1950, 1950 a, R.Emay. 1965, R.Enay et H.Hess. 1970).

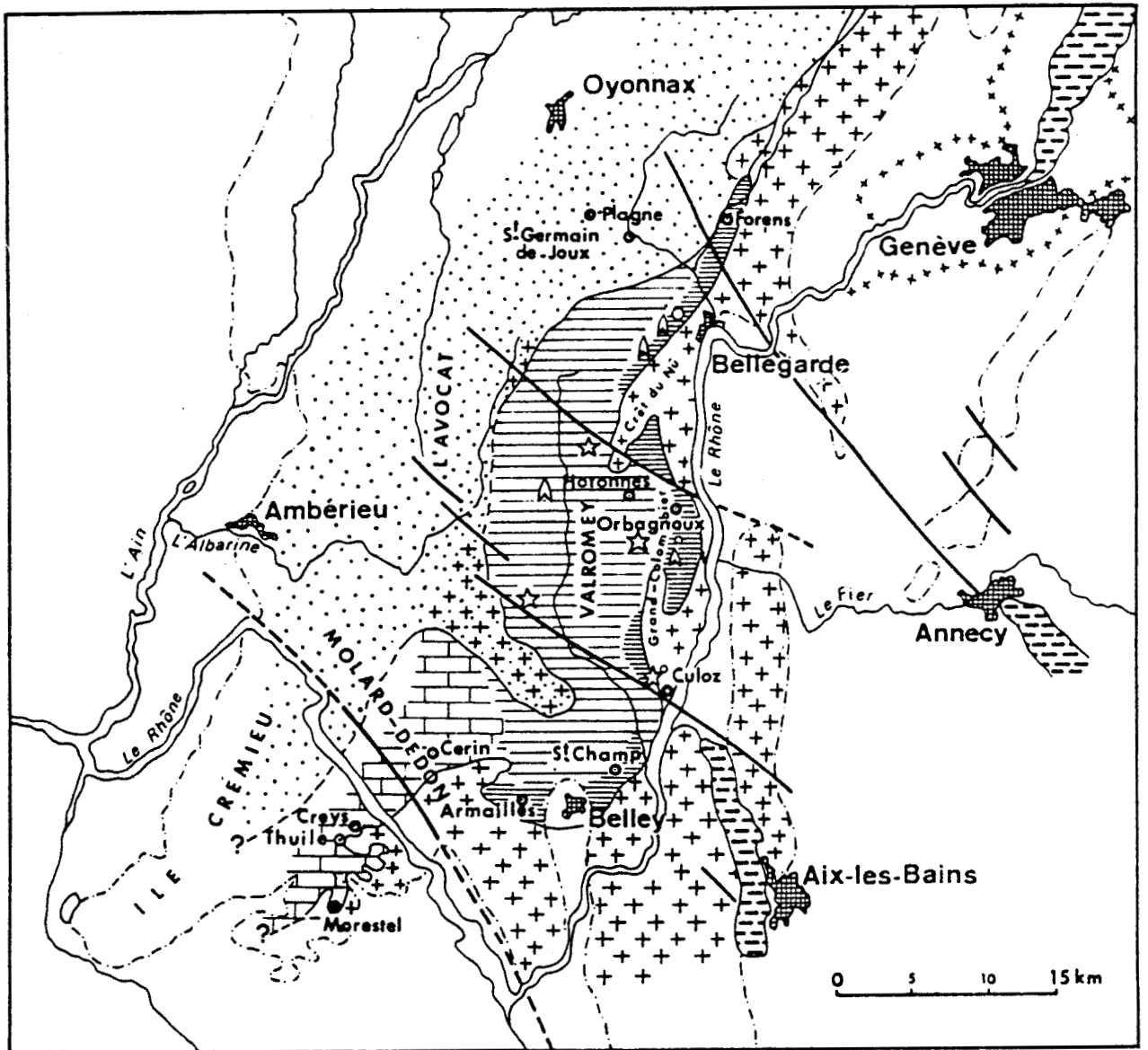
La palynologie de quelques sédiments du Kimméridgien en France (C.Sittler. 1954) montre une association où dominent les Gymnospermes par rapport aux Ptéridophytes. Il n'y a pas de forme typique du Crétacé inférieur qui s'annonce à cette époque, contrairement, en Allemagne et en Autriche où le faciès Wealdien (Sporites dorogensis: spore de type Mohria ou Anemia) commence beaucoup plus tôt.

5) Le Portlandien (80-200m).

Cet étage est remarquable par sa puissance (200m à peu près dans la région d'Oyonnax-Dortan, Chancia, 50m à Charix...) et par la diversité des faciès présentant parfois des figures de bioturbation et des niveaux dolomitiques. Il comporte dans sa partie inférieure des faciès à tubulures (calcaire lithographiques à Nérinées et Dasycladacées (P.Donze 1958), calcaire oolithique (semblable à celui du Rauracien)), avec des niveaux dolomités (Adam.J.E. et Rhodes.M.L. 1960, Bernier.P. et Enay.R. 1972), caractère d'un confinement en milieu lagunaire qui se marque nettement par le développement d'un faciès bréchique.

Bernier.P et Enay.R (1972), en étudiant la série carbonatée du Portlandien et Kimmeridgien supérieur du Grand-Colombier-de-Culoz, signalent la présence d'indices de sédimentation à très faible profondeur même dans l'ancien domaine d'arrière récif (Fig.15).

Cette série montre une succession de niveaux marins organogènes et de niveaux plus littoraux (mudstone), caractérisés













-  calcaires massifs à polypiers
-  faciès lithographique (Creys, Cerin, Morestel)
-  faciès en plaquettes
-  faciès bitumineux (Armailles, St Champ, Orbagnoux)
-  formations d'arrière-récif autres que les calcaires en plaquettes, localement à "colonnes construites" (St Germain-de-Joux) ou calcaires massifs à polypiers
-  fentes de dessiccation
-  cristaux de gypse ou de sel
-  limite des affleurements jurassiques
-  gisements à ophiures
-  " à lamellibranches étalés

Fig. 15: Schéma palinspatique des formations du Kimméridgien supérieur suivant une transversale passant par Saint-Germain de Joux.

(D'après Bernier P. et Enay R. 1972)



par des figures sédimentaires. Une telle situation traduit l'existence de mouvements marins, dont l'importance croîtra jusqu'à l'emersion purbeckienne. Les faciès d'arrière-récif (nettement marins), malgré un environnement sédimentaire "anormal" et les emersions périodiques (birdeyes*, laminite*, fente de dessiccation) font place à une plate-forme soumise au va-et-vient d'une tranche d'eau peu épaisse. (P. Bernier et R. Enay 1972).

Enfin, sur le plan morphologique, le Portlandien (et aussi le Kimmeridgien) offre des formes variées. Les faciès durs (calcaires lithographiques, oolithique dur, cargneules) donnent naissance à des escarpements, des versants ou dalles structurales, des phénomènes karstiques.... Tandis que les niveaux tendres (marneux, oolithique tendre, dolomitique) constituent des petites combes ou des creux de versants à profil plus ou moins régularisé.

6) Le Purbeckien.

Les faciès "d'emersion" du Purbeckien (limite Jurassique/ Crétacé) présentent un entremêlement de "dépôts marins, lagunaires et lacustres" (M. Girardot. 1885, J. Révil. 1911, P. Donze 1958). De nombreux auteurs ont bien montré la complexité du faciès purbeckien dans le Jura méridional (E. Joukowsky et J. Favre 1913, J. Favre et A. Richard 1927, L. Moret. 1927, V. Stastny. 1930).

Ce niveau est constitué essentiellement de calcaires dolomitiques, dépôts lagunaires (calcaires sublithographiques, marnes grises et calcaires marneux bréchiqes) et lacustres (marnes, marno-calcaires, calcaires sublithographiques, bréchiqes...). Tous ces faciès renferment presque constamment des galets noirs (M. Clin et J. Perriaux 1964). Ces galets témoignent de la possibilité de vie terrestre toute proche, sans toutefois refléter avec certitude une quelconque zone littorale.

* Birdeyes: C'est un terme anglo-saxon créé par W.E. Ham (1952), il désigne les cristallisations non-tectoniques, ponctuelles ou tubulaires, de calcite grenue, dans les calcaires et certaines dolomies. Ces cristallisations sont généralement l'expression de vides originels qui, au moment de la diagénèse du sédiment, ont permis la croissance de grands cristaux de calcite.

* Laminites: Succession de feuilletés de l'ordre du millimètre d'épaisseur; elles affectent aussi bien des calcaires que des dolomies; elles montrent des microondulations dues à des rides de très faible amplitude.

De tels galets sont observés dans la baie du Mont-S^t-Michel (R.Mathieu.1966). P.Donze (1953) a attiré l'attention ^{sur le nanisme} des Miliolidés. Ceux-ci vécurent sans doute à une profondeur faible (lacs, marécages). Ces conditions paléoécologiques ne favorisaient pas l'accroissement de la taille des coquilles (H.De Vargny.1894, R.Legendre 1907). Les mêmes causes ont été invoquées pour expliquer la réduction de taille des invertébrés rupéliens du chenal Rhéna (S.Gilet.1954) et la petitesse des mollusques de l'Oligocène du Jura méridional et de la Haute Savoie (P.Jodot.1942, 1945, 1948, 1949, 1954). Les caractéristiques (microfaune, microflore, dessiccation suivies de dissolution et de bioturbation) et l'évolution séquentielle des microfaciès du Puberckien (R.Ainardi.1975, 1976, 1977, R.Ainardi et Y.Champetier.1976) attestent d'un environnement de boues calcaires proche des marais maritimes actuels: "schorre" et "Slikke" (M.Derruau.1965, H.Nonn 1972). Il s'agit d'un paysage de côtes basses, estuariennes, où milieux marins et lacustre s'interpénètrent (paysage margino-littoral de R.Ainardi).

Géographie de faciès du Puberckien. En 1848, Ch.Lory (1857) signale pour la première fois, au moulin de Charix des fossiles d'eau douce à la base du Néocomien. D'autres affleurements peuvent être observés au N du village d'en Haut de Charix, et le long de la route du Poizat aux Neyrolles. (P.Donze et N.Grekoff. 1953, P.Donze.1958). Dans cette région, le Puberckien présente beaucoup d'analogies avec celui de Champfromier-Giron (P.Veyretout.1952). Sa puissance est réduite dans la zone du Vignoble (15m au maximum), et se présente par quelques niveaux de calcaires lacustres à galets noirs, Chara et Ostracodes. Il en est de même dans la zone de plateaux et le faisceau d'Orgelet-Poncin, mais des marnes également lacustres sont associées aux calcaires lacustres. Tandis que dans la Haute chaîne on voit apparaître les faciès dolomitiques intercalés entre les faciès lacustres.

Sur le plan géomorphologique, le Puberckien plus ou moins tendre, offre des combes étroites.

Conclusion

Essai de reconstitution paléogéographique (Jurassique).

La mer du Lias envahit le domaine Jurassien. Des sillons se dessinent et s'approfondissent (Lias, Dogger inférieur) dans lesquels se déposent des marnes et des calcaires. Cet étage présente une sédimentation dans un environnement de plate-forme ou de bassin peu profond. Dès l'Aalénien, apparaissent des faciès biodétritiques à polypiers, lumachelles... Ce fait traduit une sédimentation calcaire, surtout biodétritique, à caractère transgressif, qui atteint son apogée au Bajocien, puis se produit une légère régression au Bajocien supérieur et au Bathonien inférieur. La sédimentation s'étend à nouveau et devient générale au Bathonien moyen restaurant un régime moyen franc au Bathonien supérieur. Le Callovien constitue une phase de transition. Il correspond à un environnement de sédimentation réduite (avec lacunes) et agitée et témoigne d'une "tendance régressive". Cette situation se poursuit au cours de l'Oxfordien inférieur. Au Malm, la base oxfordienne débute par un dépôt d'argiles. A mesure que l'on monte dans cette série, les dépôts calcaires apparaissent fréquemment. A l'Argovien, persiste un régime marin relativement profond, puis, une tendance à la régression se manifeste. Comme le Callovien, le Rauracien inférieur est une période de transition (mer profonde de l'Argovien et mer peu profonde et agitée du Rauracien supérieur). Cette tendance à la régression se marque aussi au Séquanien. L'avancée vers le Sud de la plate-forme carbonatée progresse pour atteindre un maximum au Kimméridgien supérieur. Au Portlandien, la sédimentation reste à très faible profondeur (milieu confiné) avec des émergences temporaires puis passe à un environnement margino-littoral (émersion purbeckienne). Du Rauracien au Portlandien, les récifs s'allongent parallèlement à l'axe de la chaîne en bandes qui sont d'autant plus internes que l'époque considérée est plus récente (Fig. 16)

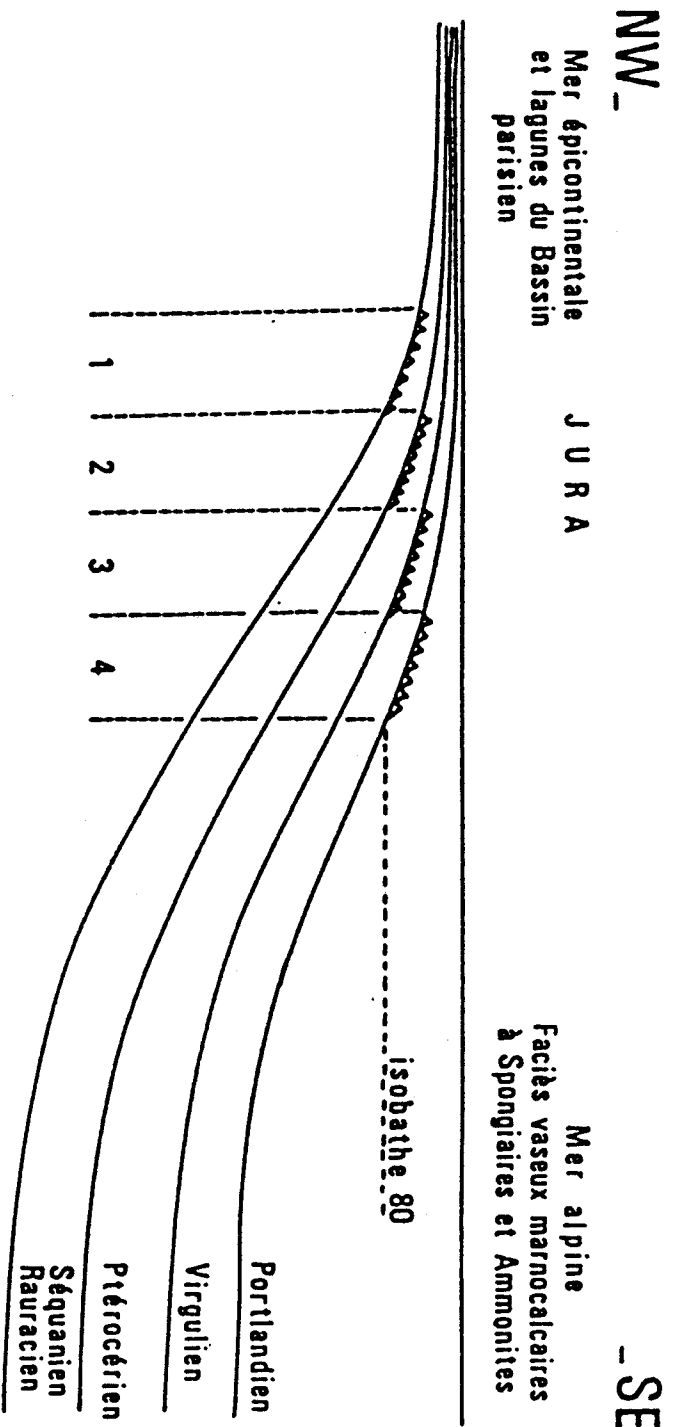


Fig. 16 - Répartition des faciès coralliens dans le Jurassique supérieur du Jura français.

1. Zone des récifs rauraciens (Oxfordien supérieur) et séquanien (Kimméridgien inférieur) : Jura externe.
2. Zone des récifs ptérocériens (Kimméridgien moyen) : partie externe du Jura plissé (Oyonnax, Saint-Claude).
3. Zone des récifs virguliens (Kimméridgien supérieur) : partie interne du Jura plissé (col de la Faucille).
4. Zone des récifs portlandiens ; chaînons internes (Salève, l'Échallon)

(in. J. Debelmas. 1974)



I.1.4. Le Crétacé est caractérisé par le retour de la mer dans le Jura et par des dépôts de calcaires jaunes, d'où l'appellation du Jura "jaune" des anciens auteurs. Comme pour le Jurassique, les maximums d'épaisseur s'observent dans la Haute-Chaîne.

On observe de nouveau une sédimentation calcaire et sableuse (Aptien, Albien) puis crayeuse (Cénomaniens). Le caractère de l'Orogénèse s'accroît. Dès l'Albien et le Cénomaniens, le schéma précédent se modifie, annonçant les mouvements alpins.

* a) Le Valanginien (25-80 m d'épaisseur) est remarquable par la dominance des faciès calcaires. Il débute par une dizaine de mètres de marnes à Toxaster granosus, généralement très répandues, et se poursuit par des calcaires oolithiques roses jaunâtres, compacts et durs dits choin d'Hauteville ou "marbre batard", puis des calcaires roux ferrugineux, à faunes condensées ou remaniées. L'épaisseur diminue vers le NW; et les niveaux inférieurs manquent dans cette partie, de même les niveaux supérieurs, plus marneux sont limités à la Haute Chaîne entre Hauteville et Neuchâtel. Ces éléments indiquent une transgression qui venait du SE (P. Donze 1958). Cet étage est représenté par des faciès peu profonds, bien qu'assez constants, avec quelques variations locales. Sa partie inférieure est très réduite, or, dans les domaines du Jura Neuchâtelois et du Subalpin, le Valanginien inférieur constitue la part essentielle de la série valanginienne (N. Steinhauser, 1970, N. Steinhauser et J. Charollais 1971) alors que la partie supérieure est extrêmement réduite et condensée (Baumberger, E et Moulin, H 1899, Guillaume, S. 1966) sans remaniement apparent, comme le prouve la succession normale des faunes (P. Donze, J. P. Thieuloy 1975). Par la variété de ses faciès et son évolution sédimentaire, le Valanginien est bien comparable à celui du domaine subalpin septentrional, et, surtout à celui des séries néritiques de l'arc de Castellane (J. P. Thieuloy 1973).

* b) L'Hautérvien. Au cours de cet étage, la sédimentation s'étend à nouveau sur toute la plateforme jurassienne. A la base, il comporte les faciès classiques des marnes à Exogyra coultoni (marnes d'Hauteville) et au sommet des calcaires spatiques roux ou jaune moutarde de Neuchâtel. La faune y est abondante: Bryozoaires, Brachiopodes, lamellibranches, Echinodermes entroques...

Ce niveau présente quelques rares variations de faciès: à Arbent et au SW d'Oyonnax, le calcaire roux renferme des chailles tandis qu'à Charix il est marqué par une intercalation de marnes et calcaires (40 m).

* c) Le Barrémien (Urgonien). Son épaisseur est généralement d'une vingtaine de mètres mais peut atteindre 60 m. Il apparaît très rarement dans le Vignoble (bassin de Lains), et se présente très répandu dans le Haut Jura où il occupe le fond des synclinaux: Viry-Charix-Les Neyrolles, Jeurre-Dortan-Mons, Oyonnax-Montréal..., cela traduit soit une régression à cette époque, soit des érosions ayant fait disparaître ces termes localement. Cet affleurement de faciès urgonien présente des calcaires d'aspects très variables: oolithiques, lithographiques, bréchiques... (M.A. Conrad. 1969).

* d) L'Aptien et l'Albien. Ces deux niveaux apparaissent dans le synclinal de Lains (J. Fourmentaux. 1946, M. Dreyfuss 1932, 1933, S. Guillaume. 1959), la charnière du synclinal de Charix au lac Génin (M. Clin et J. Perriaux 1964), à Solomiat (carte géol. au 1/80000: feuille de Nantua) et marquent le début d'une autre période inaugurée par la transgression "Albienne". Ils se présentent à la base sous la forme classique de grès et de sables verts glauconieux. L'hétérogénéité de leur composition (quartz, muscovite, tourmaline) suggère des remaniements (au moins la reprise de l'Albien). Rappelons qu'au Vraconien, dans tout le Jura, se déposent des sables et des grès glauconieux. Les sables d'Albiens ont une composition minéralogique qualitative très homogène, par contre il peut y avoir des différences quantitatives importantes (E; Vatan 1949, S. Duplais et S. Guillaume. 1962). Deux hypothèses pour expliquer cette parfaite répartition de l'Albien:

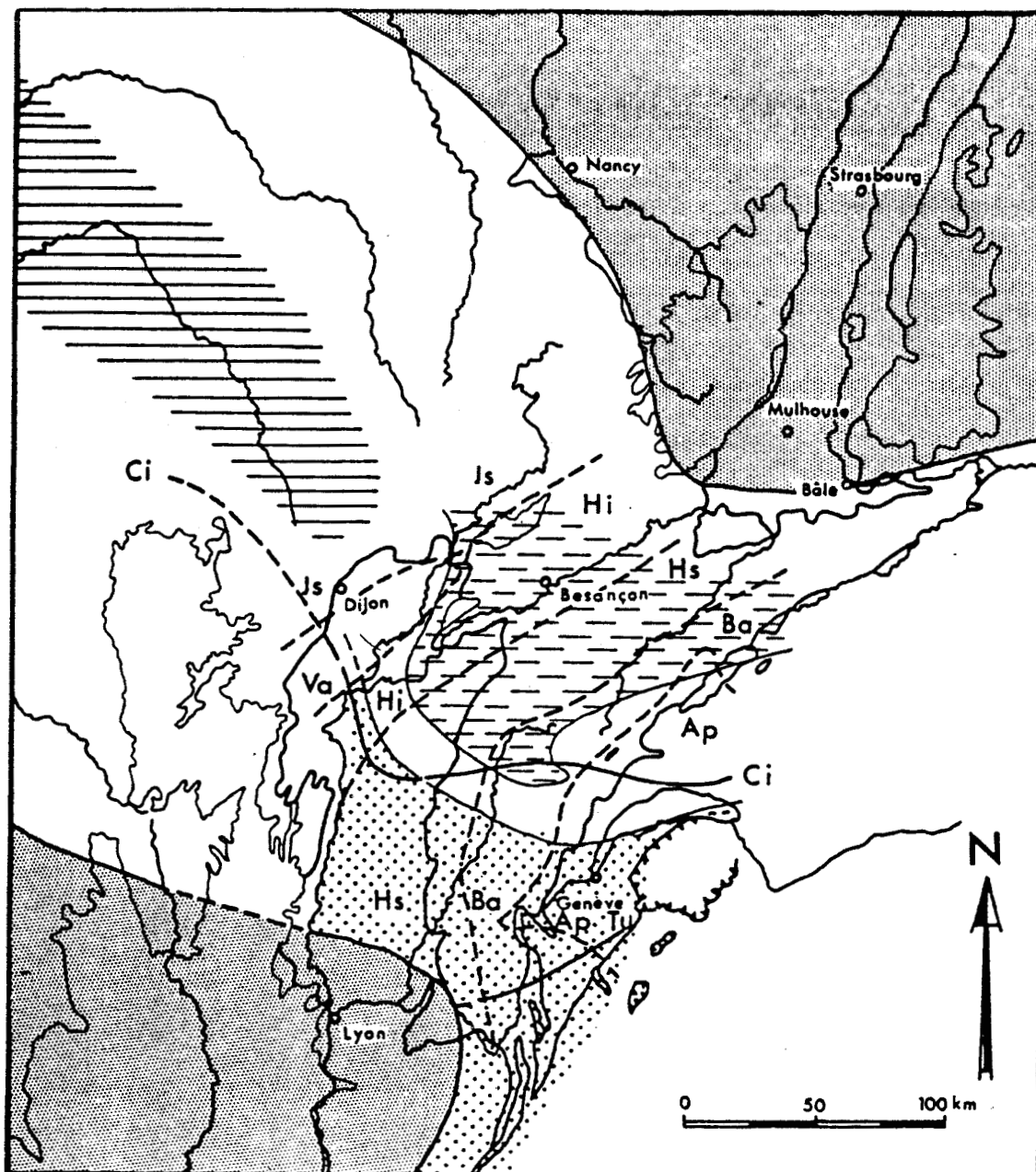
- 1) Soit la région d'alimentation (massifs émergés, Massif central et Vosges, Forêt noire) était susceptible de fournir les mêmes minéraux (cas difficile à admettre).
- 2) Soit que le brassage était tel que les divers éléments se répartissent d'une façon homogène. C'est plutôt cette hypothèse qui explique la constance de la composition minéralogique de l'Albien (S. Guillaume. 1966). Cette avancée s'établit sur un bâti hétérogène du Crétacé inférieur ou même du Malm terminal en Bresse et en Haute-Saône (P. Chauve et al 1980).

* e) Le Crétacé supérieur.

Il ne figure sur les feuilles de Nantua et de Moirans qu'à Leyssard (Coniacien), dans le bassin de Lains et dans la région de S^t Claude: Turonien (Hors du secteur étudié) sous la forme classique de Craie à Silex (Ab. Bourgeat. 1909, M. Dreyfuss. 1932, S. Guillaume. 1966). Sur notre terrain, un affleurement figure sur la carte géologique au 1/80000 de Nantua au SE de Solomiat (chaîne des Berthiants), et des restes de silex et d'Oursins silicifiés (Micraster, Holaster) ont été signalés par M. Clin et J. Perriaux (1964) au fond des synclinaux (Bellignat, lac Génin) et dans le bois de Samognat.

Au cours de cette période, le Jura se trouve en bordure de la mer boréale qui occupe le bassin de Paris et avance vers le SE. Au Cénomaniens, s'instaure le régime de la craie dans le Jura Septentrional, tandis que les faciès détritiques sont repoussés progressivement vers le S (Jura méridional). Ce faciès crayeux s'avance jusqu'à Nantua et Bellegarde au Turonien inférieur ou même vers le SW sur la vallée de l'Ain au Turonien supérieur. (Fig. 17)

A la fin de l'Albien ou même pendant le Cénomaniens inférieur, des modifications tectoniques ont pu séparer le Jura du domaine méditerranéen et le rattacher au domaine boréal (S. Guillaume 1966 a et b). Ces mouvements aboutissent à une émergence qui s'est généralisée avant la fin du Crétacé.



Mur de la transgression albienne

- Ap 1
- Ba 2
- Hs 3
- Hi 4
- Va 5
- Js 6



Faciès de l'Albien et extension du faciès "Craie"

- 7
- 8
- 9
- Ci 10
- Tu 11
- 12
- 13

Fig. 17 — Paléogéographie de l'Est de la France au Crétacé supérieur (R. Enay, 1979).

Mur de la transgression albienne.

1 : Aptien; 2 : Barrémien (localement de l'Aptien conservé en poches ou dans les fissures du Barrémien); 3 : Hauterivien supérieur calcaire; 4. Hauterivien inférieur; 5 : Valanginien; 6 : Jurassique supérieur.

Faciès de l'Albien et extension du faciès « Craie ».

7 : Albien marneux, directement recouvert par la Craie cénonienne; 8 : Albien et Cénomanien inférieur détritiques; 9 : Domaine mixte : grès au sommet de l'Albien (= Vraconien). Craie, parfois glauconieuse du Cénomanien ou du Turonien; 10 : Limite sud de la Craie au Cénomanien inférieur, 11 : Limite sud de la Craie au Turonien; 12 : Faciès marneux du Cénomanien inférieur; 13 : Terres émergées probables.

Conclusion

Essai de reconstitution paléogéographique (Crétacé).

La paléogéographie du Crétacé inférieur présente des analogies avec celle du Jurassique (diversité de faciès (calcaires, marnes), puissances des séries toujours sur le Haut Jura, avancées et reculs des mers...). C'est au Valanginien que la mer revient après "l'émersion" purbeckienne puis on passe aux calcaires oolithiques et aux faciès marneux de l'Hauterivien. Il apparaît qu'il y avait eu une avancée marine au cours du Valanginien moyen suivie d'un recul au Valanginien supérieur puis à nouveau une réavancée à l'Hauterivien. Au Barrémien s'amorce un épisode régressif. A l'Albien, un régime marin général persiste d'où une répartition homogène des sédiments. Au Cénomaniens, s'instaure le régime de la craie qui progresse vers le SE (phase transgressive); puis une émersion qui se généralise avant la fin du Crétacé. Elle est sans doute due à une montée des fonds.

Au Crétacé inférieur s'établit une sédimentation dans un milieu peu profond. Les sédiments ont un aspect néritique et nous pouvons penser à une mer souvent agitée. Au Crétacé supérieur l'extension du faciès crayeux indique une extension générale de la mer. Ces dépôts ont été détruits au cours de la phase d'émersion. Ces changements dans la sédimentation ont enregistré les effets de plusieurs phases tectoniques alpines principales. Ce sont la phase autrichienne. s. 1 (Anté-Albienne, puis Vraconienne) et la phase anté-Sénonienne (méditerranéenne) (S. Duplais, S. Guillaume. 1962). La paléogéographie du Jura est donc directement influencée par l'évolution tectonique des Alpes (Trumpy. R. 1960).

I.2. La sédimentation tertiaire dans la région d'Oyonnax.

A la fin du Crétacé, le Jura émerge d'une façon quasi définitive et va être soumis à une évolution continentale puisque la mer ne le recouvrira que partiellement au Miocène

1) L'Eocène.

Ce niveau existe, très réduit, dans le synclinal de Charix. Quelques dépôts lacustres éocènes affleurent dans les zones déprimées près de Gray (Talmay), au N de Montbéliard (Grand-Charmont), à Bellegarde, le long de Vuache (Douxami. M.H. 1897-1898), dans la partie S du fossé Rhéna (Bâle)...

Sur les plateaux, à cette époque, se formait un faciès sidérolithique, actuellement connu sur la surface des plateaux et dans des poches karstiques. Ce sont des sables argileux ocre rouge à jaune, constitués de quartz, de glauconie (très altérée et remaniée du Crétacé moyen), des silex et des Micraster calcédonieux provenant du Crétacé supérieur. Ceci dénote un dépôt à caractère détritique.

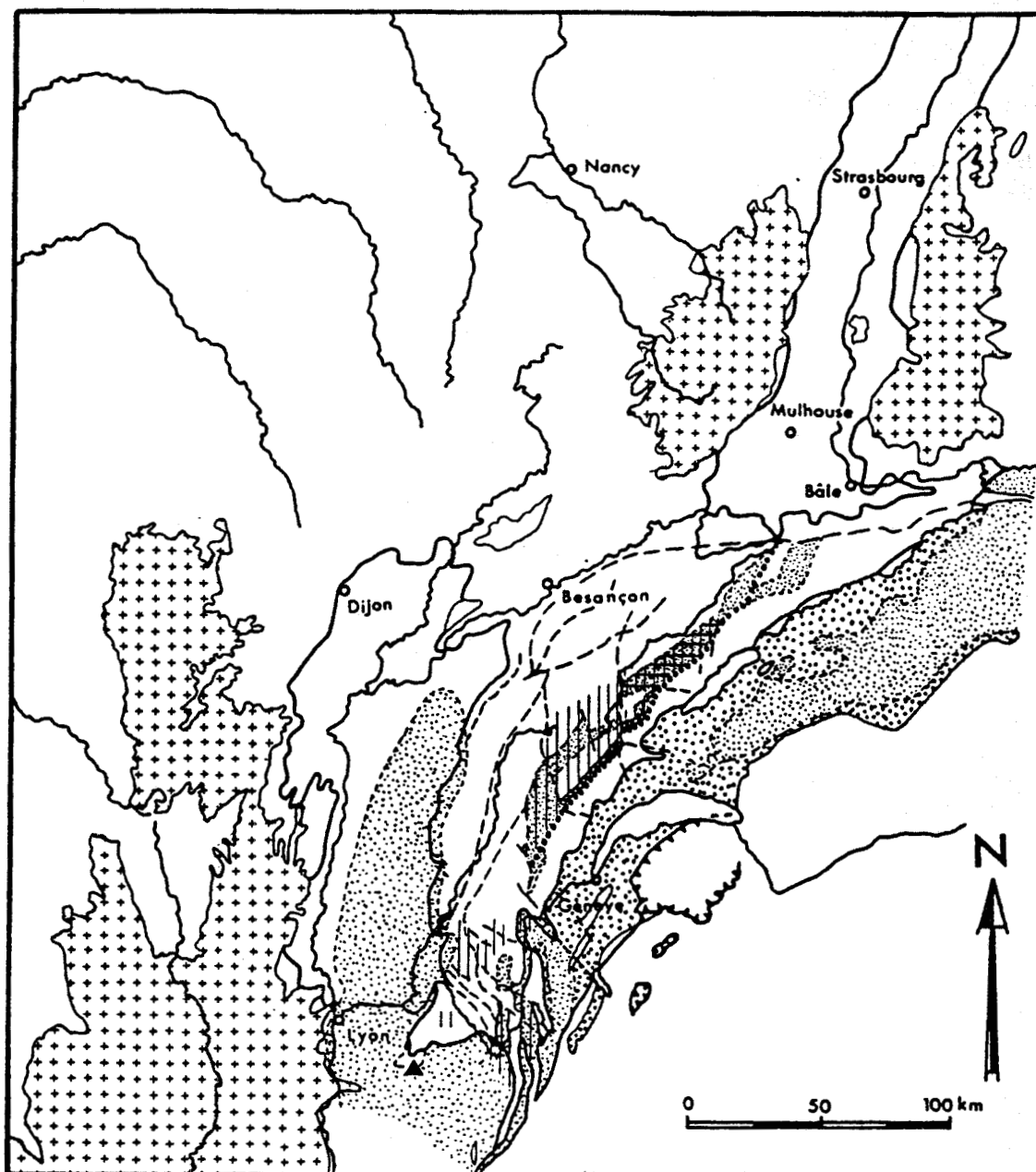
C'est vraisemblablement à la fin de cet étage que les premiers mouvements tectoniques se seraient fait sentir dans l'E du Jura méridional (Vinciennes. H. 1954).

2) Oligocène et Miocène.

Ils ne sont représentés qu'au lac Génin où ils forment le coeur du synclinal pincé (M. Clin et J. Perriaux). On peut distinguer deux niveaux:

- L'Oligocène supérieur (Chattien) à faciès de calcaire lacustre d'une épaisseur faible (2m) renfermant plusieurs Planorbis, Limnées et Unio.
- Un niveau de molasse du Miocène inférieur (Aquitainien, Burdigalien).

Au cours du Miocène, le Jura devait former une sorte de cap séparant la mer Suisse du golfe bressan (Fig. 18). Cantonné dans les synclinaux, le Miocène est donc caractérisé par des molasses, d'abord lacustres (Aquitainien) puis marines (Burdigalien) à glauconie, huîtres et pectens. Au Miocène supérieur, la mer se retire et, dans la haute chaîne des lacs s'installent



- | | |
|----------------------|---------------------------|
| 1 ▲ | 5 (dotted line) |
| 2 [grid pattern] | 6 [diagonal line pattern] |
| 3 [stippled pattern] | 7 [vertical line pattern] |
| 4 [dotted pattern] | 8 [dashed line] |



Fig. 18 — La transgression miocène (R. Enay, 1979; en partie d'après D. Aubert, G. Demarcq, R. Lefavrais-Raymond).

1 : Sidérolithique à faune de Vertébrés miocènes; 2 : Miocène supérieur lacustre intrajurassien; marnes à lignite de Soblay à faune de Vertébrés du Vallésien terminal (= base du Tortonien); molasse d'eau douce supérieure du « lac oehningien »; ces formations ne sont pas séparées dans le domaine liasique de sillon périalpin, du Bas-Dauphiné et de la Bresse; 3 : Extension de la molasse marine dite « burdigalo-helvétique », 4 : Molasses oligocène, helvétique, du sillon périalpin : molasse rouge, marnes grises à gypse (= molasse d'eau douce inférieure) et formations continentales aquitaines; 5 : Limite d'extension de la molasse oligocène helvétique dans les premiers synclinaux jurassiens (= zone interne de D. Aubert; en deçà de cette limite la molasse marine miocène repose sur la molasse oligocène helvétique (synclinal de La Valserine, bassin de Délémont); 6 : Ride oligocène de D. Aubert (= zone médiane) à Gompholite discordante; 7 : Oligocène lacustre et conglomératique (= zone externe de D. Aubert; 8 : Failles et décrochements principaux.

aux fonds desquels se sédimente une molasse d'eau douce. Ailleurs les parties émergées sont soumises à une érosion active.

Au Pliocène, l'érosion continue à se poursuivre. Sur notre territoire, on ne connaît pas de dépôts du Miocène supérieur non plus que du Pliocène.

I.3. Aperçu sur l'évolution paléogéographique mésozoïque.

Le trait principal de la stratigraphie de la région d'Oyonnax réside dans les variations importantes de faciès et d'épaisseur des séries (variations verticales et latérales). Les milieux restent de basse énergie dans un environnement de plate-forme ou de bassin peu profond, ou même, à la limite de l'émersion, tout au long du Jurassique et pendant le Crétacé inférieur. L'examen des différents types de faciès conduit à envisager une paléogéographie gouvernée par des processus variés et répétitifs, comme l'indique la présence de structures internes (organisation de la faune, lithofaciès...). Cependant, la nature du matériel n'est pas uniforme: détritique, épicontinental, pélagique... Plusieurs faciès sont limités à la Haute-Chaine qui présente toujours les séries les plus épaisses (1500 m ou même plus).

Cette situation traduit une subsidence différentielle. A différentes époques du Mésozoïque, la sédimentation a enregistré les effets du rejeu d'accidents du socle, probablement hercyniens et repris lors de la tectogénèse alpine.

La limite paléogéographique la plus nette se trouve au bord interne du Jura. La plate-forme jurassienne plus ou moins stable est séparée du domaine alpin externe (très épais) par une zone mobile et souple marquée, au moins épisodiquement, par les lacunes ou les séries réduites du "seuil" du Haut-Jura qui jalonnent une zone de talus ou des pentes mises en place lors des jeux subsidents différentiels.

L'émersion puberckienne est peut-être la première réponse à la tectonique qui s'est annoncée à l'époque. Avant la fin du Crétacé (à partir du Turonien final) l'émersion devient générale et enregistre l'accélération des mouvements alpins. (cf aussi p. 44). Enfin, cette évolution paléogéographique se faisait parallèlement à l'histoire tectonique des Alpes ou

même de la marge cratonique européenne.

Il faut cependant revenir sur certains points:

1) Nature des dépôts.

La plupart des dépôts détritiques renferment des éléments calcaires. Les organismes pélagiques y sont nombreux (Radio-laires, Saccamidés, Calpionelles essentiellement). Ces dépôts calcaires sont parfois associés à un matériel terrigène important (Eocène). Par ailleurs, le caractère détritique ne s'exprime pas seulement sous la forme de lithoclastes.

2) Microfaune.

Les éléments calcaires et dans une moindre mesure, la matrice des dépôts détritiques contiennent des organismes à caractère pélagique, ensuite, de façon générale des organismes à caractère benthique peu profonds (Textularidés, Miliolidés, débris de polypiers, Algues...) tandis que les dépôts non détritiques en sont dépourvus.

De ces faits, il ressort une interférence de sédimentation détritique avec la sédimentation carbonatée, relativement stable et à caractère pélagique.

Enfin, il faut signaler les problèmes d'épaisseur et de profondeur des différents dépôts, mais il est difficile de leur assigner une grande importance. En effet des niveaux sont épais, et d'autres sont réduits. Le critère de puissance n'est pas déterminant; il indique surtout la répétition d'un même phénomène, marqué par l'extension verticale d'un faciès. Certains niveaux ont un caractère "réduit" comportant des lacunes et des diminutions d'épaisseur. Ces réductions s'expliquent par des mouvements tectoniques qui interrompent pour un moment le jeu des dépôts sédimentaires (Heim. Arn. 1934, Auboin. J. 1964, 1965, Enay. R. 1966).

La profondeur, quand elle est faible, contrôle les actions physiques et chimiques de la sédimentation puisqu'elle règle plus ou moins l'activité solaire sur le fond et sur l'eau elle-même et aussi sur le bios. Elle constitue un facteur important de la sédimentation dynamique (Plumley. W. J et al 1964, Mc Gro-ne. A. W. 1964). Sans vouloir approfondir les querelles à propos de ces deux caractères, nous renvoyons le lecteur à des publications de détail (Gagny. C. 1962, Mangin. 1962, Roaf. De. 1964, Lan-

teume.M et al 1964,Beaudoin.B.1969,1970,Beaudoin.B et Gigot. P.1970,Beaudoin.B et Chaccard.D.1970).

I.4. Analyse des séquences lithologiques.

L'étude stratigraphique et paléogéographique montre que les séries carbonatées décrites présentent une sédimentation séquentielle. Cette suite débute par un matériel détritique, puis, va s'affinant, pour passer aux silts, argiles, argiles associées aux calcaires, calcaires, dolomies et évaporites (Lombard.A.1956,1972).

Ces séries mésozoïques présentent des mégaséquences avec des interruptions dans la sédimentation. Nous pouvons distinguer quatre grandes unités:

- La 1^{ère} est présentée par le Lias supérieur, Bajocien, Bathonien et Callovien. Cet ensemble présente un léger recul de la mer et une tendance à l'émersion à la limite du Bajocien-Bathonien.

- La 2^{ème} est formée du Malm (de l'Oxfordien au Puberckien). L'Oxfordien présente des séquences qui se répètent (marne, marno-calcaire, calcaire) et s'étendent très loin (Enay.1966 p.293) C'est la phase marneuse et marno-calcaire de la grande séquence du Jurassique supérieur. Enfin, il se marque par une régularité des épaisseurs. Cette séquence du Malm s'étend sur plus de 550 m d'épaisseur avec des arrêts de sédimentation. Elle correspond mieux à la mégaséquence de Lombard.

- La 3^{ème} unité débute avec les calcaires zoogènes du Valanginien moyen jusqu'à l'Albien et offre quelques discontinuités dans la sédimentation (Valanginien supérieur, Barrémien) et des faciès très changeants.

- La 4^{ème} unité commence avec le faciès de la Craie (Céno-manien).

On peut tirer les points suivants de la sédimentation; de bas en haut:

- diminution de la profondeur.
- morphologie des fonds de plus en plus fragmentée.
- augmentation du degré d'énergie.
- dolomitisation de quelques niveaux.

De ces faits, on déduit une sédimentation changeante liée à une mobilité de la bathymétrie des fonds. Cette sédimentation s'étend du Lias au Cénomaniens avec des interruptions de dépôt. La transgression du Jurassique au Crétacé moyen, puis l'emersion de vastes aires tertiaires traduisent des oscillations tecto-eustatiques (Dott. jr 1974. p.9). Les successions de transgression, régression traduisent des processus tectoniques (déplacements relatifs du fond). On ne peut s'empêcher d'assigner à ces phénomènes une origine tectonique quand on prend cette province sédimentaire dans le cadre de l'orogénèse alpine.

Enfin, un dernier point est que ces séquences sont imparfaites et noyées dans du calcaire, contrairement à l'Helvétique (Fichter. H. J. 1934, Rod: E. 1937, Anderegg. H. 1940, Brückner. W. 1943).

B. La tectonique et le cadre morphostructural.

1. Généralités

1.1. Historique

L'histoire des études tectoniques avait commencé dès le siècle dernier ou même antérieurement (Saussure.H.B.de 1796). Depuis J. Thurmann(1836, 1856), A.Gressly(1836, 1841), J.Pidancet(1848) sont apparus plusieurs auteurs s'intéressant à la chaîne jurassienne et ses problèmes: M.Bertrand(1881, 1883), Pernot(1883, 1885), W.Kilian(1883, 1895, 1898), G.F.Dolfus(1887), M.E.Jacquemin(1891), H.Schardt(1891, 1894, 1906, 1908a), M.E.Fournier(1898a et b, 1901, 1904, 1919, 1922b, 1928), A.Buxtorf(1907, 1909, 1916), A.Buxtorf et R.Koch(1920) E.Jourdy(1911), Parejas.E et H.Lagotala(1923)...

Les auteurs pensaient, pendant plus d'un siècle, que la structure et la morphologie du Jura résultent d'un "acte unique et homogène". Cette période se termine avec l'oeuvre de E.de Margerie (1909, 1922, 1936).

Dans les années 40, la tectonique jurassienne a pris un nouvel essor et l'image de la chaîne a été bouleversée: L.Glangeaud(1943, 1944b, 1947a, 1949b, 1959), H.Vincienne(1944, 1951), D.Aubert(1945, 1947, 1949, 1959), P.Fallot et M.Nicklès(1948), M.Dreyfuss et L.Glangeaud(1948, 1950), M.Dreyfuss(1951b), N.Théobald(1952), A.Caire(1955d et c, 1958a, 1959g, 1960-63), P.Chauve(1955), P.Chauve et S.François(1956, 1958)...

Ce sont M.Clin et J.Perriaux(1964), M.Clin et al.(1964) et M.Clin(1966) qui cernèrent avec le plus de précision la tectonique et la cinématique de la région qui nous intéresse. Enfin les recherches actuelles: P.Bienfaif(1981), Lepenneck(1982), rapports de stage des étudiants de l'E.N.S.G.A.P.M de Nancy, de Besançon, Lyon... permettent aussi d'esquisser une tectonique plus précise.

1.2. Problèmes du rapport socle-couverture.

Les diverses études tectoniques(cf.historique) mettent en évidence deux aspects:

-Le plissement du Jura.

-Le comportement et les mécanismes du socle et de la couverture (deux étages tectoniques).

Ces deux points ont donné lieu à plusieurs interprétations et hypothèses différentes. En 1916, la notion de Décollement de la chaîne du Jura au niveau du Trias moyen a été admise par R.Buxtorf (1916). La mise en place de cette "nappe" serait due à la poussée alpine transmise à travers la plaine Suisse(cf.aussi A.Bersier 1938, P.Michel et al 1951, 1953). En 1941, l'hypothèse de Lugeon:

glissement par pesanteur pure attira de nouveau l'attention des géologues (M. Lugeon 1940, 1941, M. Lugeon et D. Schneegans 1940, M. Lugeon et E. Gagnebin 1941).

Le Jura est "une gigantesque nappe de glissement plissée" (L. Favre 1934). Cette phrase lapidaire résume la notion de Buxtorf et dans une moindre mesure celle de Lugeon. Cette conception (couverture active sous l'influence de la "poussée alpine") se voit de plus en plus accorder un rôle passif, tandis que le socle devient la partie agissante (D. Aubert. 1959).

L'interprétation monogène classique, si utile pour l'analyse, fut remplacée par une thèse polygène (L. Glangeaud et ses élèves). Ses travaux l'amènent à définir deux phases orogéniques principales: une phase de distention oligocène, une phase de compression pontienne et une surrection pliocène avec des érosion intercalaires. L'auteur était le premier à mettre l'accent sur l'importance des grandes failles (L. Glangeaud 1944, 1947, 1948, 1950).

"L'énergie orogénique alpine fut transmise par au moins trois, et peut-être par cinq enveloppes": L'enveloppe sédimentaire souple post-liasique, les niveaux plastiques triasico-liasiques, la croûte supérieure rigide (Primaire et granite), la croûte inférieure, et même le Sima sous-jacent (L. Glangeaud. 1947a, 1949b).

Deux hypothèses ont été envisagées pour interpréter les rapports entre le socle et la couverture:

- Extension de la couverture
- Rétrécissement du socle

L'augmentation de la surface de la couverture se fait par dilatation. (L. Glangeaud 1947a). Cette conception est plausible pour les niveaux plastiques seulement. Aussi a-t-il fait appel à un apport de couverture sur le socle (L. Glangeaud 1949b) s'il n'y a pas eu réduction de la largeur du socle (M. Buxtorf 1916). Une telle explication paraît difficile à admettre, car cette couverture est connue, par sondages, sous la molasse du bassin Suisse. Si la couverture secondaire située sous ce bassin avait été déplacée vers l'w, à la fin du Miocène, le bassin aurait dû être entraîné lui aussi vers l'w, ce qui n'est pas le cas.

Il reste donc la deuxième hypothèse: le rétrécissement du socle par:
-1. Contraction. Plusieurs auteurs (R. Staub. 1924, J. Cadisch. 1934, E. Gagnebin 1942, D. Aubert 1945, 1949b, 1959, L. Glangeaud. 1949b, 1951, 1953, H. SUTER 1956, E. Wegmann 1956, 1957, 1961...) admettent, avec certaines variantes le glissement de la couverture et le morcellement du socle par des failles. La réduction du socle peut s'expliquer par faillage, écaillage, écrasement...

On peut aussi penser à des mouvements horizontaux le long des failles de socle sur lesquelles la couverture s'est adaptée (E. Wegmann 1960-63).

Glangeaud admet une compression modérée de la croûte et des ondes de déformations crustales (Glangeaud, L 1948b, 1953).

-2. Subduction ou sous-charriage du socle vers les Alpes (J.H.F. Umbgrove 1948, 1950). Cet auteur attribue le plissement de la couverture à la dislocation du socle, elle-même due à la traction exercée sur les bords de la chaîne alpine à la suite de l'enfoncement de la croûte granitique (Sial) dans l'écorce basaltique (Si-ma).

Enfin il est nécessaire de signaler l'analogie du socle haut-jurassien et des massifs cristallins du domaine alpin externe (H. Schardt 1891, E. Paréjas et H. Lagotala 1923), tandis que les mécanismes du décollement dans le Jura ont pu être comparés à ceux des nappes d'Afrique du Nord, de Toscane et même de diverses chaînes méditerranéennes (L. Glangeaud 1951, 1952, 1953; A. Caire 1951; G. Merla, 1951, G. Fallot, 1952; G. Fallot et al., 1952; S.N. Repal, 1952; M. Matauer 1953).

1.3 Les étapes de l'orogénèse.

Les phases tectoniques qu'a connues l'ensemble du Jura et à priori la région d'Oyonnax n'ont pas joué de la même façon un rôle notable dans l'évolution du relief. Il est donc nécessaire de fixer l'âge de la tectonique des différentes phases.

Quoique appartenant à l'orogène alpin tertiaire, et par conséquent de genèse récente, le Jura a une histoire tectonique plus ancienne, antérieure à la mise en place des volumes montagneux.

- A la fin du Permien, le socle du soubassement du Jura fut rapidement érodé et pénéplané.

- Au cours du Mésozoïque, les mouvements tectoniques ont imprimé un style sédimentaire en fonction des provinces structurales (E. Wegmann 1948). Les effets de ces accidents précurseurs sont marqués dans la sédimentation jurassique et crétacée par les variations rapides de faciès, des remaniements et des lacunes. Le creusement de sillons, les émergences, les changements de faunes... sont autant de critères additionnels. La subsidence différentielle est plus active à l'E qu'à l'W (M. Dreyfuss 1954). Au Crétacé final, se généralise une émergence indice, d'une tectonique prouvée et accentuée à cette époque.

- A l'Eocène, débutent les premiers effondrements et l'individualisation du Jura (phase pyrénéenne). Dans le Jura externe, les phases antéstampiennes ont imprimé les grandes lignes de la structure. Elles sont à l'origine des grands faisceaux (L.Glangeaud 1949).

- l'Oligocène est une période instable marquée par un champ de failles méridiennes qui accentuent la subsidence des dépressions périphériques: (Bresse, bassin Suisse et fossé Rhéna) Effondrement de 600 à 700 m (L.Glangeaud 1948). Les failles bordières de subsidence "ont joué pendant tout l'Oligocène, occasionnant en Bresse l'accumulation et l'enfouissement d'énormes épaisseurs de conglomérats de piedmont". (R.Lefavrais. 1962, J.Choignard. 1964, G.Magliione. 1965). Dans le Jura, des failles verticales, vraisemblablement oligocènes ont un rôle important dans la structure (A.Bonte et J.Goguel 1951).

Des grands décrochements s'ébauchent. Quelques indices de cette phase apparaissent localement sous forme de plis précoces dûs à des contractions du socle: faisceau de plis oligocènes du haut-Jura. (D.Aubert 1959).

- A l'Aquitanién, ou infra-Burdigalien, l'instabilité tectonique continue, les accidents méridiens s'accroissent, engendrant un jeu vertical des Voussoirs oligocènes (L.Glangeaud 1950).

- Au Burdigalien supérieur et à l'Helvétien (transgression miocène), la mer occupe la partie E de la haute chaîne sous forme d'un détroit reliant Bellegarde à la Bièvre (Aubert. D 1975) suivant la direction des plis (E.Paréjas 1938). Une période de calme tectonique a engendré une surface d'érosion dite "supérieure".

- A la fin du Miocène-début Pliocène (Pontien), la tectonique tangentielle donne son cachet à la chaîne jurassienne en mettant en place le plissement paroxysmal qui s'accompagne du glissement de la couverture vers l'extérieur. Elle est plus accentuée dans la haute chaîne et parfois même guidée par les manifestations du socle (L.Glangeaud 1949). D'autres failles, héritées de l'Oligocène et de l'Eocène, ne sont pas adaptées aux accidents du socle mais plutôt décalées vers l'W (P.Chauve et al 1980). La morphologie des plis du Jura est due à cette phase de compression pontienne, mais aussi à des déformation plio-quatérnaires. Au cours de cette période ponto-pliocène ou même quaternaire se sont mis en place les différents phénomènes tectoniques, accompagnés ou suivis par la surrection isostatique de la haute chaîne tandis qu'une surface d'érosion nouvelle s'élaborait.

Ainsi a commencé l'orogénèse du Jura avec deux paroxysmes nummulitiques (antéoligocène, Oligocène-Aquitaniens) et deux paroxysmes mio-pliocènes (Tortonien, Pontien, pliocène). Le plissement de la chaîne atteste du flux énergétique transmis des Alpes (plis de couverture typique). Enfin ces tectoniques superposées vont avoir des répercussions sur les caractères de la structure et de la morphologie.

2. L'organisation du relief dans ses rapports avec la structure.

Dans la région d'Oyonnax, une complexité et une diversité d'unités s'offrent à l'analyse morphostructurale (Fig. 6). Grossièrement, il s'agit d'un train de plis d'une altitude plus ou moins modeste (Fig. 3, 4). Cette succession de vaux et de monts reflète une architecture structurale faillée et plissée; le découpage en compartiments structuraux imprime à la morphologie un cachet typique.

On peut distinguer quatre ensembles structuraux ayant des styles de relief différents:

- chaîne des Berthians
- chaîne des Joux blanches
- chaîne d'Arfontaine-Martigna
- haute chaîne

2.1. L'organisation morphostructurale de la chaîne des Berthians.

Cette chaîne fait partie du faisceau d'Orgelet-Poncin (suite de la déchirure de l'Euthe: E. Fournier. 1904, A. Riche. 1919, 1920). A l'W, elle est limitée par la vallée de l'Ain et à l'E par la vallée de l'Oignin.

- Aperçu physiographique.

Elle forme un plateau ondulé à bordures dissymétriques; le bord W étant le plus abrupt. On distingue au sein de cet ensemble morphologique sept unités physiographiques. Ce sont autant de "lanières", séparées longitudinalement par des failles.

- Grands traits de la stratigraphie. (Fig. 19).

Cette chaîne est constituée essentiellement du Dogger, du Malm et du Crétacé inférieur. Un affleurement du Lias apparaît juste à Bolozon où il forme le coeur d'un anticlinal. En général, les anticlinaux sont à coeur du Dogger. Le Crétacé inférieur occupe les plis synclinaux (synclinal de Napt). La lithologie joue un rôle important dans la structure. Les séries du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sont plus karstiques que le Jurassique moyen car elles offrent souvent des pincées (Napt par exemple), ou des plis en genoux (Mornay, Combe à l'Ours...) tandis que le Jurassique moyen a souvent des courbures régulières. Les séries lithologiques tendres (Lias, Oxfordien-Argovien, Puberckien) ont servi de niveau de décollement de la couverture. Cette chaîne est masquée localement par des dépôts quaternaires (combes, le long des rivières) ou des dépôts de pente (versants à pente raide).

- Principaux traits de la structure. (Fig. 19 et 20).

L'orientation générale des structures est NNE-SSW (N18° à N20°). Dans son ensemble, cette chaîne correspond à une antiforme dissymétrique. Le flanc W est plus raide que le flanc E. Cette raideur ne correspond pas obligatoirement à des pendages W très élevés (Fig. 20 et 21). Il s'agit de compartiments indépendants de la courbure générale et dissymétrique de cette antiforme. La structure s.s est bien exprimée dans le paysage. C'est sur un critère tectonique que la chaîne a été divisée en sept ceintures morphostructurales limitées par des failles longitudinales. (Fig. 22).

FIG. 19 . CARTE GEOLOGIQUE DE LA CHAÎNE DES BERTHIANTS.

- D'après: - les cartes géologiques au 80000^{ème} feuilles
de Nantua et de Saint Claude.
- la carte géologique au 50000^{ème}, feuille
de Moirans-en-M^{gne}.
- Lefargue et al 1981.
- Boichot.G et al 1978

(voir légende Fig 25. P68)

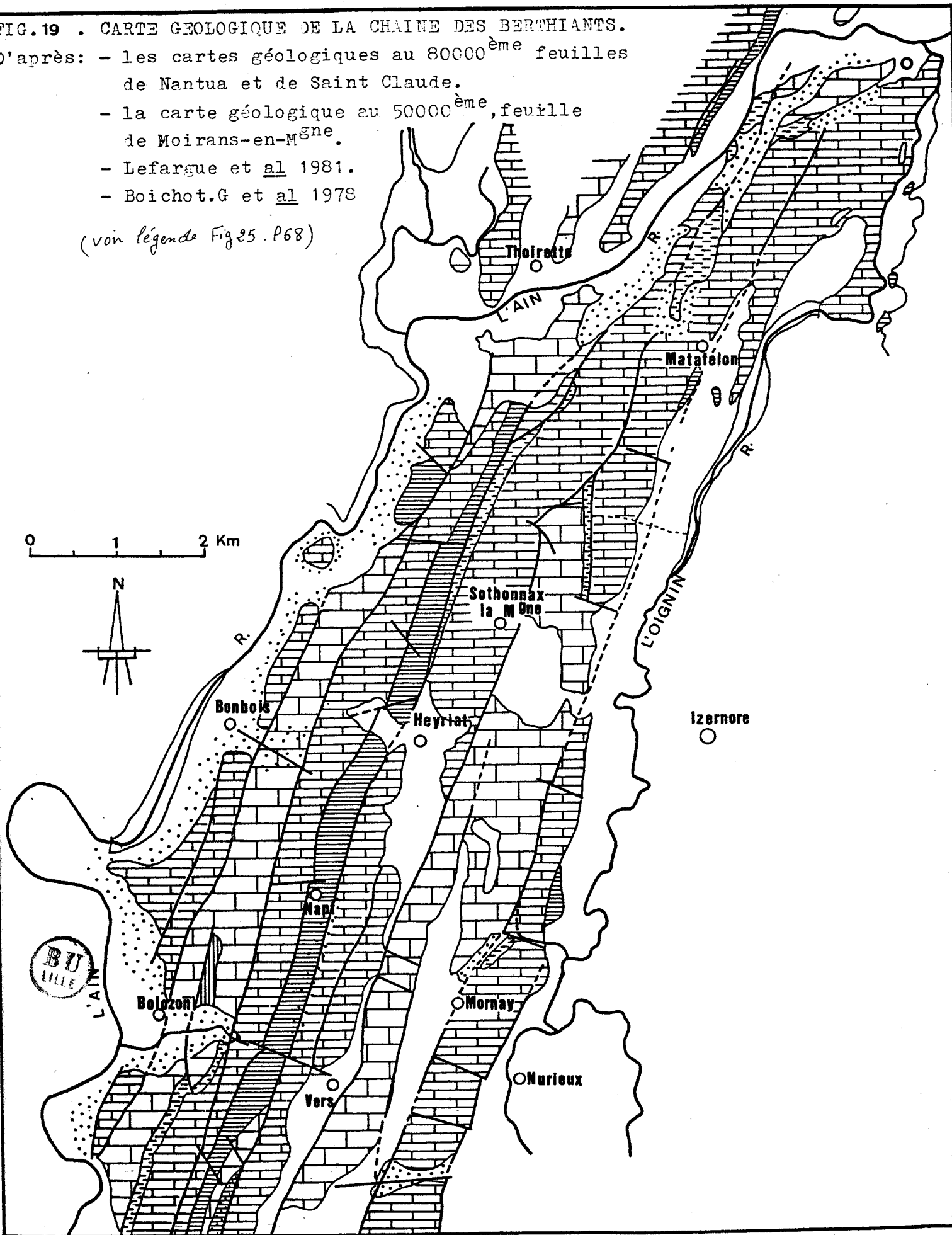


FIG. 20 . CARTE TECTONIQUE DE LA CHAÎNE
DES BERTHIANTS AU 1/50000.

- ++ Axe anticlinal
- ↔ Axe synclinal
- Faille
- - - Faille supposée
- ∟ Pendage avec sa valeur
- || Couche verticale
- + Couche horizontale
- ↗↘ Chevauchement

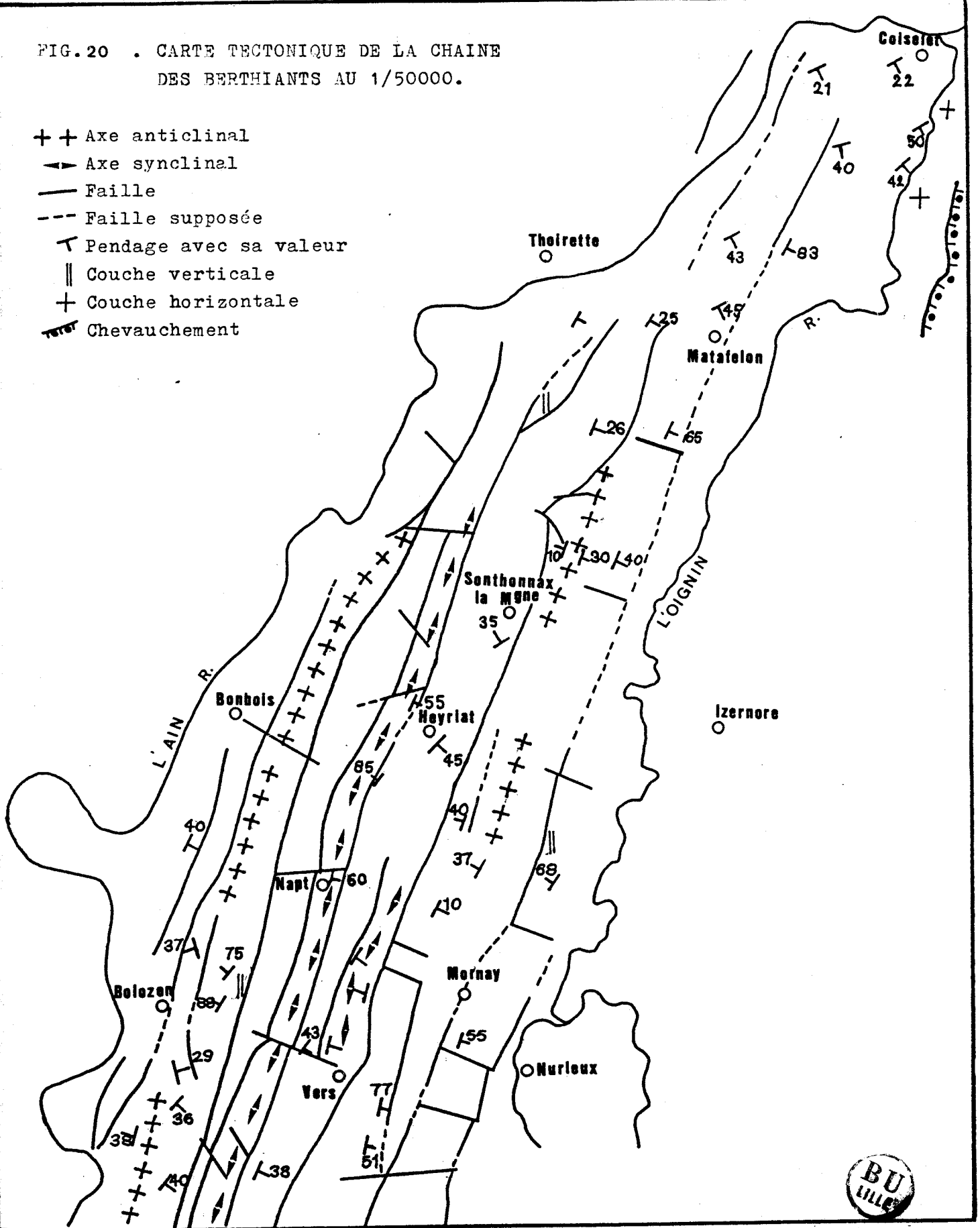


FIG. 21 .CARTE MORPHOSTRUCTURALE DE LA CHAINE DES BERTHIANTS.

(CF.LEGENDE P.90)

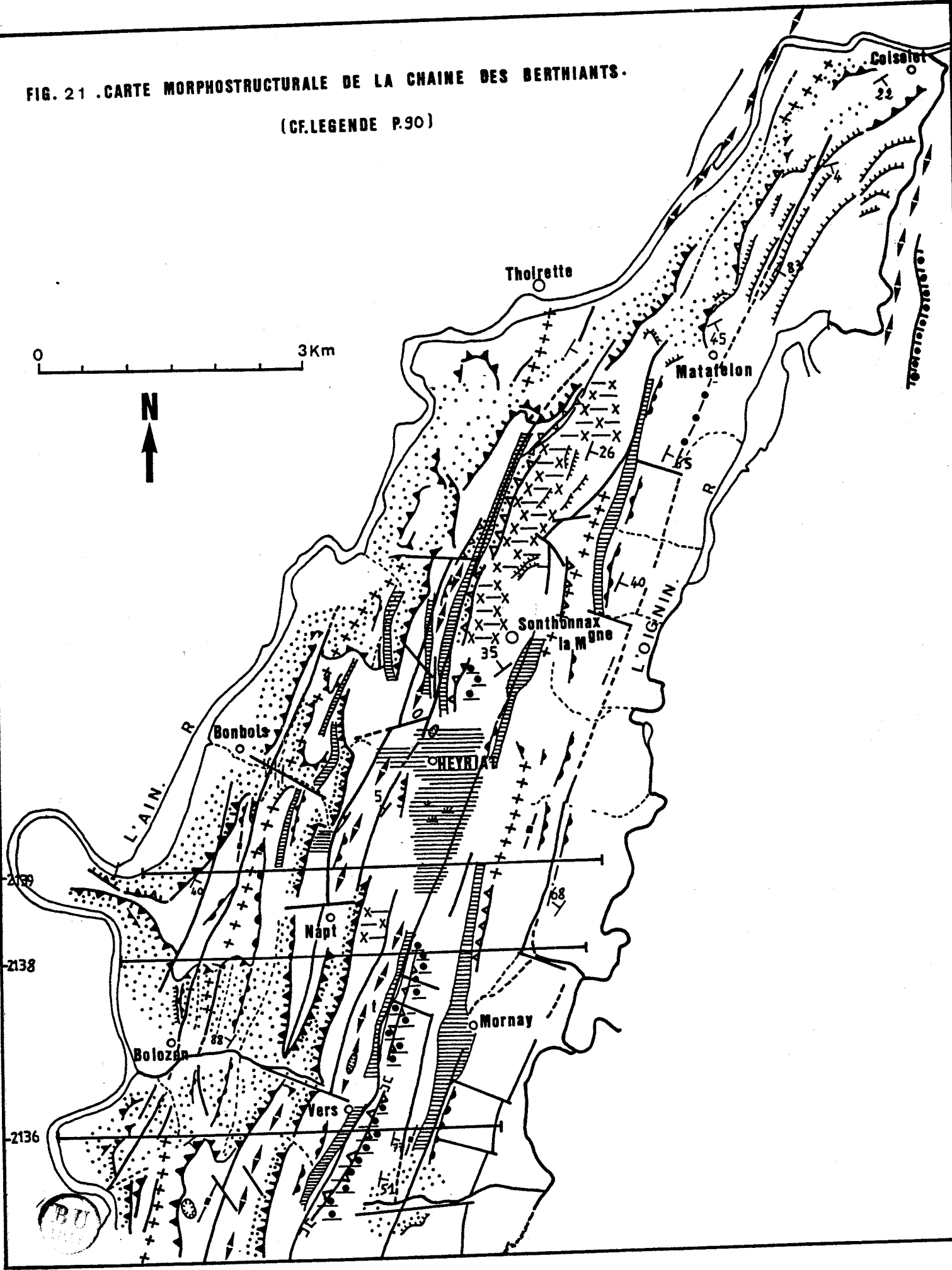
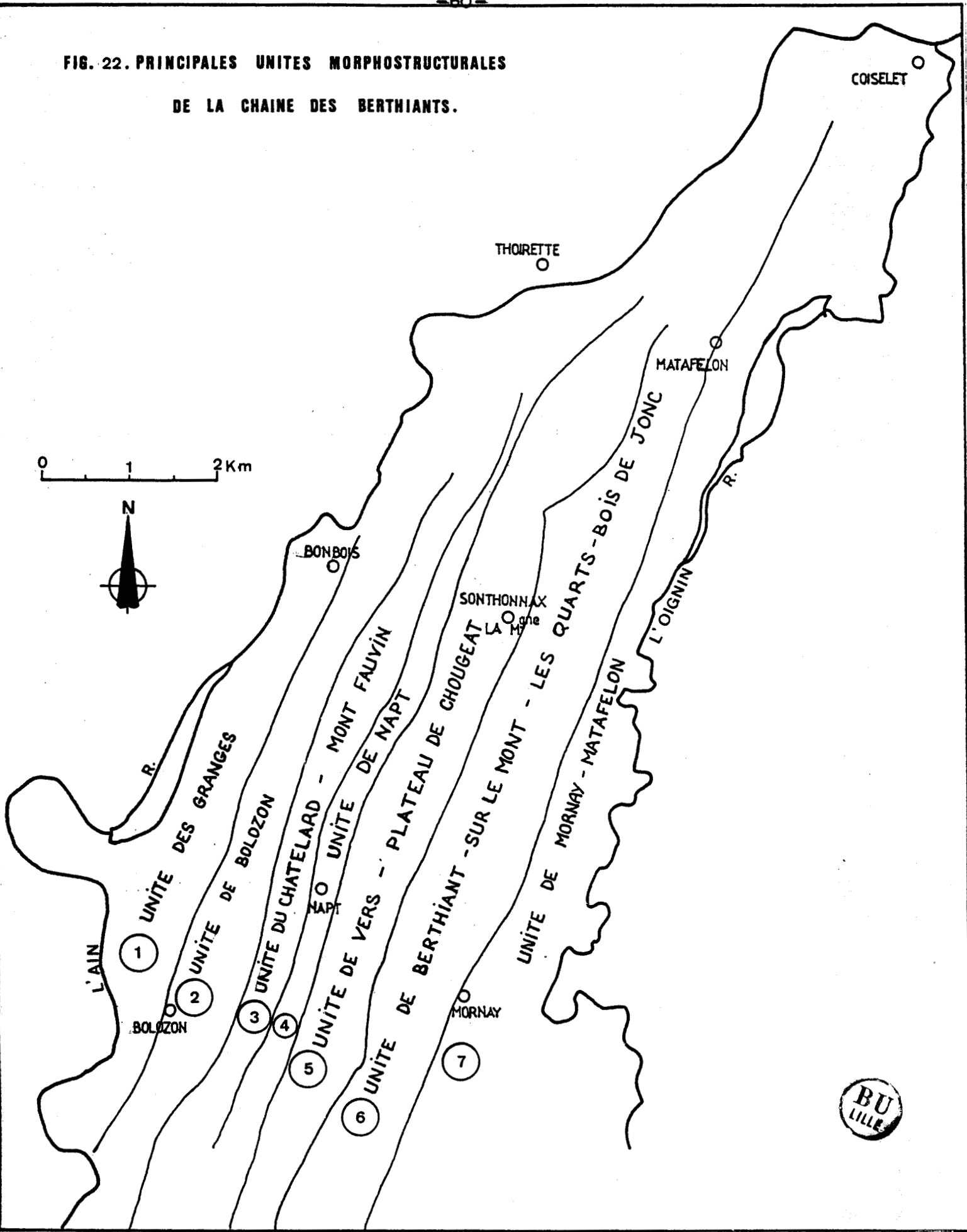


FIG. 22. PRINCIPALES UNITES MORPHOSTRUCTURALES DE LA CHAINE DES BERTHIANTS.



BU LILLE

1) L'unité de Granges.

Elle forme le bord W de l'antiforme des Berthiants. Morphologiquement, il s'agit d'une bande (Le Truchet-Le GR^d Mont Cruison) parallèle à la direction de la structure générale (cf. Fig. 19 et 22). Un peu au N, nous avons la butte de Chatillon qui est formée des mêmes terrains (Jurassique supérieur) que la bande décrite ci dessus. C'est donc une butte résiduelle. Les pendages sont vers l'E (20°-40°E). Nous sommes peut être en présence du flanc E d'un anticlinal. Des accidents longitudinaux et transversaux l'affectent; ils ont parfois permis l'installation des cours d'eau.

2) L'unité de Bolozon.

Située à l'E de l'unité précédente, avec une faille longitudinale comme limite, cette unité correspond à un pli anticlinal à coeur du Dogger d'une direction de N15° N20°E. Au niveau de Bolozon, il est penté vers l'W, avec un flanc W légèrement incliné. Il s'agit d'un anticlinal déjeté vers l'E et faillé dans son flanc W. Vers le N, à partir de Sur Chaux (au niveau de Napt), les terrains prennent des pendages E plus ou moins faibles (N20°-10°E) et même subhorizontaux aux Rochers des trois colonnes (N10°-05°E). Plus au N, au niveau de Granges, cette série se biseaute contre une faille majeure.

L'érosion y est très active et favorisée par une tectonique cassante. Elle a pu dégager le Jurassique moyen et même le Lias (à Bolozon) qui n'apparaît que rarement. Les bords de cette combe correspondent aux faciès bajociens redressés à la verticale (flanc E) et son coeur aux marnes micacées de la base du Bajocien et aux marnes du Lias supérieur. Le Bathonien ne figure bien que sur le flanc E et ne paraît à l'W que sous forme d'un placage. Vers le N, plusieurs autres combes sont ouvertes dans cette unité: combes de Montant, de Valière...

3) Unité du Chatelard-M^t Fauvin. Elle présente une série monoclinale du Jurassique supérieur inclinée vers l'E. Au niveau du Chatelard, ce plateau se termine au N, par un abrupt (la Fiolette) dominant la vallée de l'Ain de plus de 250m. Cet abrupt alimente des éboulis qui masquent le contact du Bajocien avec le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.

Au delà de Thoirette, le Bajocien apparaît nettement en une bande parallèle à la structure (carte géol. de Moirans) et vers

le S, à la Fiolette peut être il se biseaute et forme une pincée.

Vers le S, la série est toujours pentée vers l'E (N40° à 60° E) et affectée par des accidents transverses à la structure. Ces terrains sont localement éventrés: Combe Brisson, ravin de Molaval...

4) L'unité de Napt.

Sur le plan morphologique, elle correspond à une dépression longitudinale rectiligne, formée de marnes Hauteriviennes. Elle est encadrée de deux failles majeures mettant en contact des terrains différents du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur. C'est une bande plissée en synclinal et pincée (écaille). Ces flancs de Valanginien ont des pendages élevés (50 à 70° E) d'une direction de N20° E (Fig. 23a). Il s'agit d'un isoclinal pincé qui vient s'appliquer contre un monoclinale par une faille majeure.

Vers le N, les pendages deviennent encore plus forts (N15° E-85° E) et le contact avec le Bajocien est marqué par des éboulis. A côté des failles majeures figurent des failles diagonales donnant des petites dépressions.

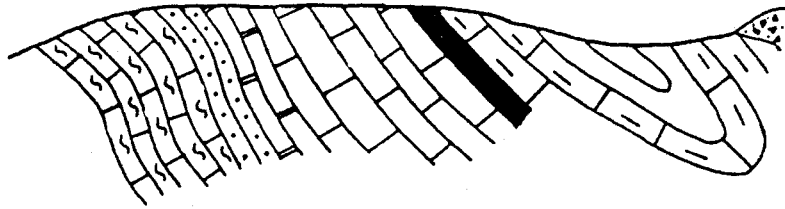
5) L'unité de Vers-Plateau de Chougeat.

Cette unité présente des morphologies différentes. Au niveau de Vers, nous avons une dépression synclinale ondulée qui se termine vers l'W par un escarpement de faille d'une dénivellation supérieure à 100 m. Cette unité est constituée de terrains allant du Rauracien au Portlandien. Son orientation est grossièrement N20°. Elle est fortement tectonisée (glissement banc sur banc, petites failles, plissements locaux...), fait dû peut-être au comportement différent des niveaux du Rauracien. Le synclinal du "Pilon" se trouve côte à côte avec celui de Napt décrit précédemment. Enfin, figurent des failles diagonales (R^{au} de Sous bief). Un autre pli en genou apparaît au M^t Griset au SE de Sonthonnax la Montagne.

Au niveau du plateau de Chougeat, les terrains sont disposés en série monoclinale faiblement inclinée vers l'E. Dans le détail, cette structure est complexe. La combe à l'Ours, ouverte dans une bande marneuse argovienne, correspond à deux plis en genoux comme l'illustre la fig. n° 23 b. Nous avons pu observer des pendages verticaux (N15° E-90°). Vers l'W, le Rocher de Chougeat a une inclinaison de N10° à 15° E-55° E (monoclinale). Les deux plis ont des rayons de courbures trop petits et leurs axes sont presque superposés. L'anticlinal est affecté par une faille. Cette complexité structurale est due à un chevauchement au niveau de l'Argovien sur la série verticale.

W

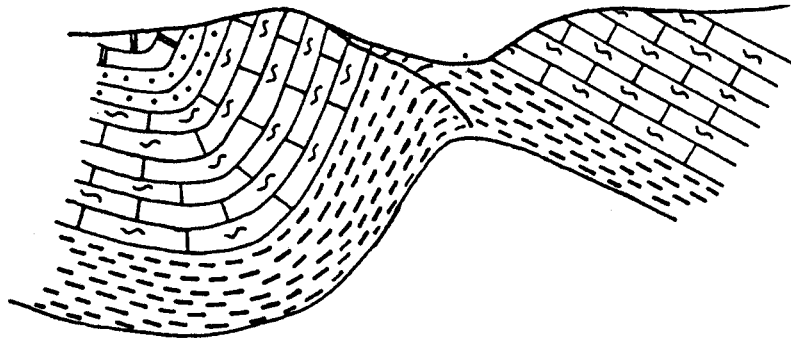
E



(a)

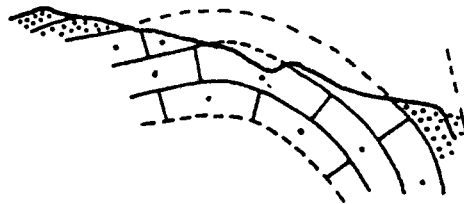
Coupe E-W du synclinal de Napt
au niveau de Napt(3/25000)

Combe à l'Ours Plateau de
 l'Ours Chougeat



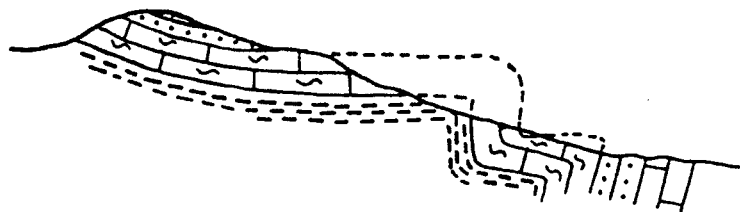
(b)

Pli en genou de la combe à l'Ours
(1/5000)



(c)

Combe anticlinale de la Beugne
(3/25000)



(d)

Pli en genou de Mornay (3/25000)



FIG. 23. COUPESGEOLOGIQUES DANS LA CHAINE DES BERTHIANTS.
 coupes a,b,d d'après Belkasmi et al (1975)
 coupe c d'après G.Boichot et al (1978).

6) L'unité de Berthiants-Sur le Mont-Les Quarts-Bois de Jonc.

C'est l'unité la plus élevée dans l'ensemble de la Chaîne des Berthiants. (835m à la Montagne des Berthiants.)

- Au S, elle présente quelques complexités morphologiques; d'W en E: M^{gne} de Berthiants-Sur le Mont, Combe de Vau puis le chaînon de la Beugne. La M^{gne} de Berthiant offre une forme dissymétrique d'axe N10°E à N20°E; le flanc W étant le plus raide. Comme l'unité précédente, cet ensemble est limité par deux failles majeures ("Oligocènes?"): faille de Vers et celle de Mornay. Les terrains qui le constituent sont essentiellement du Jurassique moyen et surtout du Bajocien. La M^{gne} de Berthiant-Sur le Mont a des pendages qui varient localement mais toujours dirigés vers l'E et presque de même direction. Il s'agit donc d'un flanc d'anticlinal ou d'un monoclinal. Sur le plan morphologique, la retombée E donne une "surface structurale". Le Bathonien de la Beugne pend vers l'W: N10°E-35°E (suivant la route de Mornay à Crépiat au lieu dit Combe de Vau). Il s'agit aussi d'un flanc d'anticlinal. La question qui se pose est de savoir s'il y a des rapports structuraux entre les deux chaînons. Nous pouvons penser qu'un monoclinal (M^{gne} de Berthiant-sur le Mont) et un anticlinal (la Beugne) sont séparés par une faille majeure N10°E qui a favorisé l'érosion: combe de Vau.

L'anticlinal de la Beugne est penté également vers le S:

N95°E-17°S. S'agit-il d'un ennoyage? Morphologiquement, il a été légèrement évidé par l'érosion d'où une petite combe à coeur du Bajocien moyen et inférieur à faciès très marneux. Cette combe est ceinturée par deux arêtes calcaires du Bajocien supérieur (Fig. 23c). Plusieurs petites failles diagonales affectent cet ensemble. Le col de Goulet de Bois résulte sans doute de ces décrochements.

- Au N, aux "Quarts", apparaît l'axe anticlinal; les pendages E et W sont dissymétriques (N10°-20°W; N7°-28°E). La charnière du pli étant au niveau du Bajocien. Au niveau de Chougeat, l'axe anticlinal plonge vers le N (ennoyage), comme le montrent les pendages. Au NE (bois de Jonc) apparaît une série monoclinale inclinée vers l'E (N10°E, 65°-90°E) et qui est le prolongement du flanc E de l'anticlinal. L'anticlinal a été érodé et couvert par des dépôts morainiques.

7) L'unité de Mornay-Matafelon.

Elle se sépare de l'unité précédente par une faille majeure (F. de Mornay) qui met en contact le Bajocien et le Rauracien. Les terrains qui la constituent appartiennent au Jurassique supérieur (Rauracien, Kimméridgin, Portlandien) et localement des moraines.

A Mornay, il s'agit d'un double pli en genou comme l'illustre la figure 23 d. Outre les accidents méridiens, apparaît toute une série de décrochements N120°E qui ont permis la mise en place des ruz (R^{au} de Volognat, bief des Evonnas, R^{au} de Nebois, bief de Lilliat... à moins qu'ils soient dus à une simple fracturation. Les failles majeures sont décalées par ces accidents décrochants. Nous trouvons aussi d'autres phénomènes tectoniques: glissement banc sur banc dans le Kimméridgien et le Rauracien, stries tectoniques...

Vers le N, à l'W de Perrignat, apparaît une série inverse (Sequanien, Kimméridgien, Portlandien) à pendage W (N08°-70W). (Fig. 24) Cette unité, contrairement à la précédente, est bien développée au S alors qu'elle se pince au N entre les failles de Mornay et de L'Oignin.

Les différentes unités décrites ont un aspect morphologique et structural (s.l) continu mais par endroits perturbé par des accidents tectoniques: plis secondaires à faible importance structurale, failles diagonales.... d'où des variations de leurs surfaces (unités larges, pincées...). Il semble que la largeur des unités ait joué un rôle important dans leurs comportements au cours de la phase de compression.

En prenant la chaîne des Berthiants dans son ensemble, on remarque que le relief y présente une certaine simplicité quoiqu'il soit complexe dans le détail. Il s'agit d'une série de lanières plus ou moins parallèles orientées NE-SW; leurs altitudes restent modestes (600-800m). Si on prend le creusement des dépressions intermédiaires qui n'est pas très profond, on en déduira la faible énergie de relief. Pourtant, certains de ces chaînons sont clairement dessinés dans le paysage (M^{gne} de Berthiant 835,8 m, La Côte 799m, M^t Griset 709m, plateau de Chougeat 785,9m...) car leurs structures contrastent avec celles des dépressions marneuses qui les entourent. Mais d'autres ne sont que des petits bourrelets convexes qui apparaissent légèrement au dessus des dépressions.

Enfin, nous retiendrons que des failles majeures hachent les terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur et déterminent un système de compartiments en touches de piano (faillage normal oligocène); ce sont ces failles qui ont préparé les compartiments pour subir ensuite la compression E-W du Miocène supérieur, et ont commandé les détails de la morphologie en guidant le travail de l'érosion (dégagement des combes).

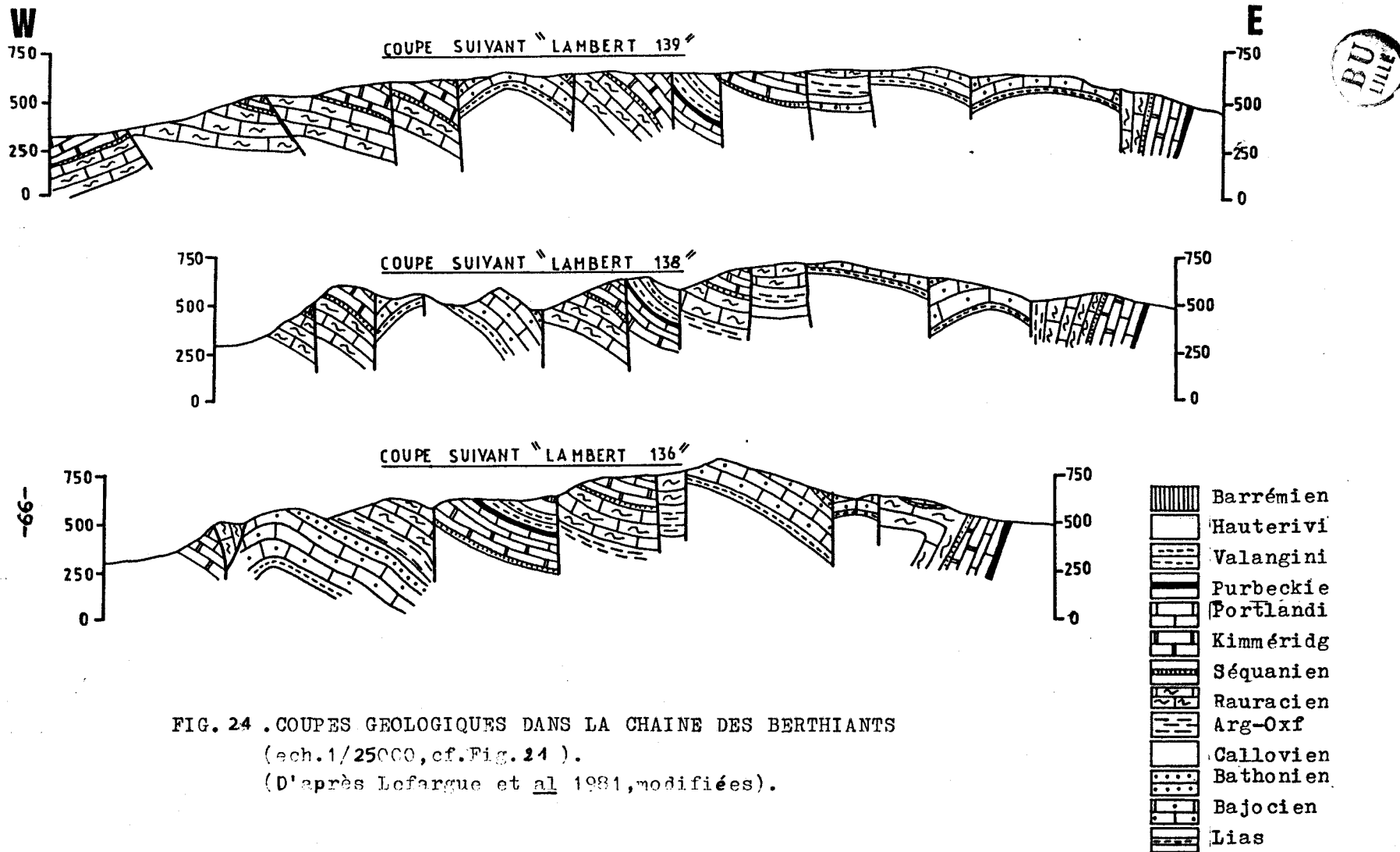


FIG. 24 .COUPES GEOLOGIQUES DANS LA CHAINE DES BERTHIANTS
 (ech.1/25000, cf. Fig. 24).
 (D'après Lefargue et al 1981,modifiées).

2.2 L'Organisation morphostructurale de la chaîne des Joux blanches.

Cet ensemble fait partie du faisceau d'Ambérieu (Fig.5) et constitue la limite W de la haute chaîne jurassienne. Il est encadré par deux synclinaux: le synclinal de l'Oignin à l'W, et celui de l'Ange à l'E.

Dans cet ensemble, les lanières et les combes sont les éléments morphostructuraux types. Grossièrement le relief est conforme aux unités structurales bien individualisées par une tectonique cassante d'une grande importance. Les failles longitudinales coupent le secteur en bandes (N.S à NE-SW) parallèles à l'axe bressan. Elles ont joué de façon normale et correspondent peut-être aux grandes failles du socle. Ces failles ont été exploitées par l'érosion en sillons (combes) et donnent parfois des escarpements très nets; les séries tendres ont été décapées par l'érosion et les faciès calcaires durs restent en relief abrupt.

Nous sommes toujours, comme dans la chaîne des Berthians, dans une zone de lanières. Ce compartimentage en unités traduit une tectonique complexe et perturbée. Les cartes (Fig. 25, 26) et les coupes géologiques (Fig. 27) montrent clairement les styles de la structure et du relief dans cet ensemble. Nous pouvons y distinguer sept unités (Fig. 28):

1) Unité de Béard-Bussy (extrême SW du chaînon).

Cette unité définit une structure plissée du Crétacé inférieur en contact normal, vers l'E, avec le Bajocien et affectée par des accidents tectoniques. Au niveau de la Côte, il s'agit d'un synclinal du Valanginien déversé qui butte contre une amorce d'anticlinal par faille et ensuite à nouveau une structure de synclinal à coeur d'Hauterivien (Fig. 29). "L'anticlinal" forme un linéament morphologique **dominant**, d'une vingtaine de mètres, la dépression centrale couverte de moraines (vers l'E). On observe (Fig. 25) une combe intrahauterivienne ayant exploité les niveaux marneux, puis les niveaux calcaires de l'Hauterivien et du Valanginien en relief. Cette allure nous fait plutôt penser à un "mont dérivé". Au Nord, l'unité de Bussy présente une butte du Rauracien faillée dans sa partie sud (décrochement).

2) Unité de Ban-Molard aux Biches.

Morphologiquement, elle se marque par un antiforme discontinu: Bois de Ban-Mollard de Bretonne-M^t de Bussy. (Fig. 30). Vers le NE

Fig. 25. Carte géologique de l'unité des joux blanches.

D'après :

- cartes géol. au 1/80000 de Nantua et de S^t Claude.
- carte géol. au 50000 de Moirans en M^{gne}
- Barreau et al (1975)

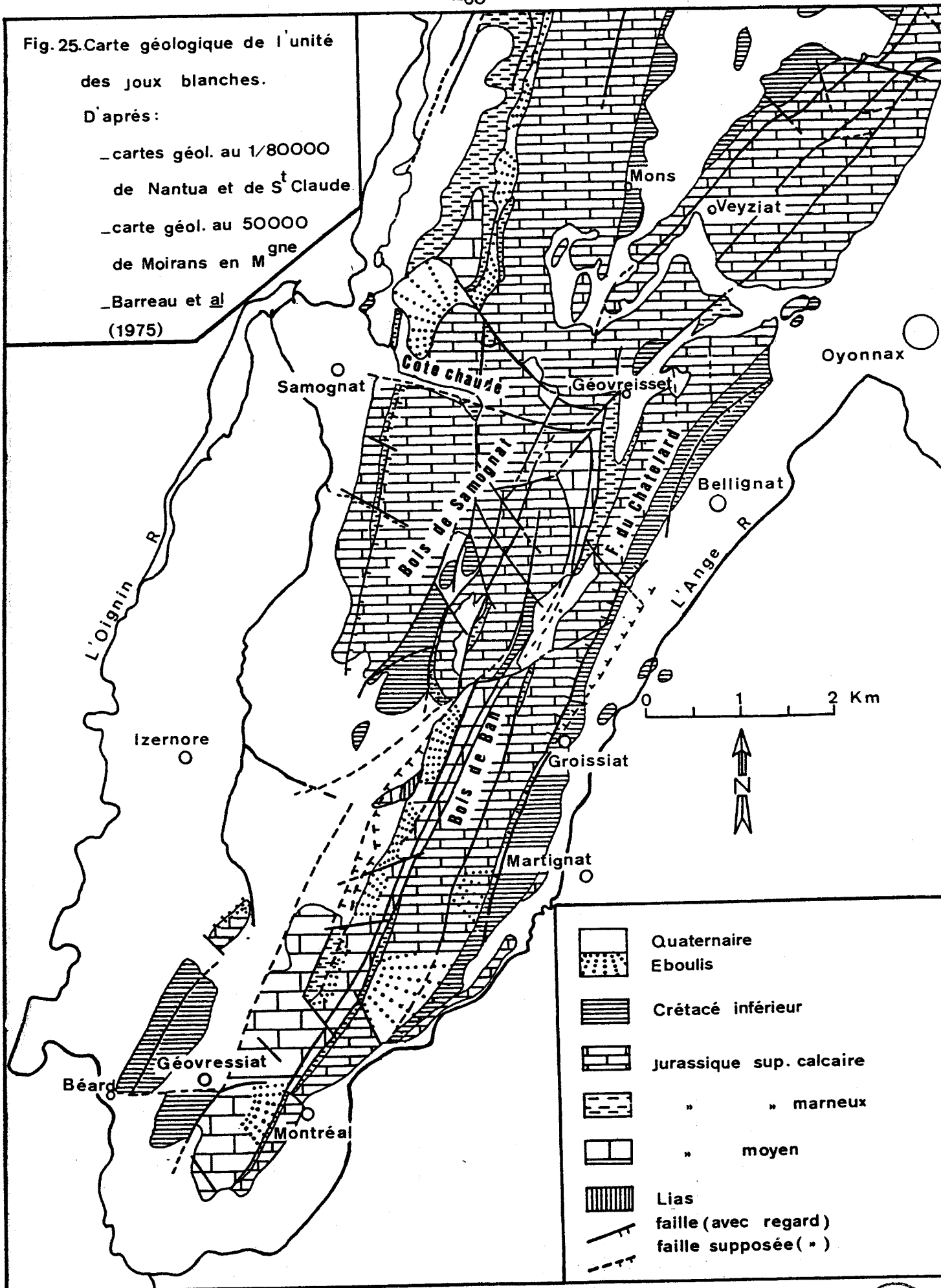
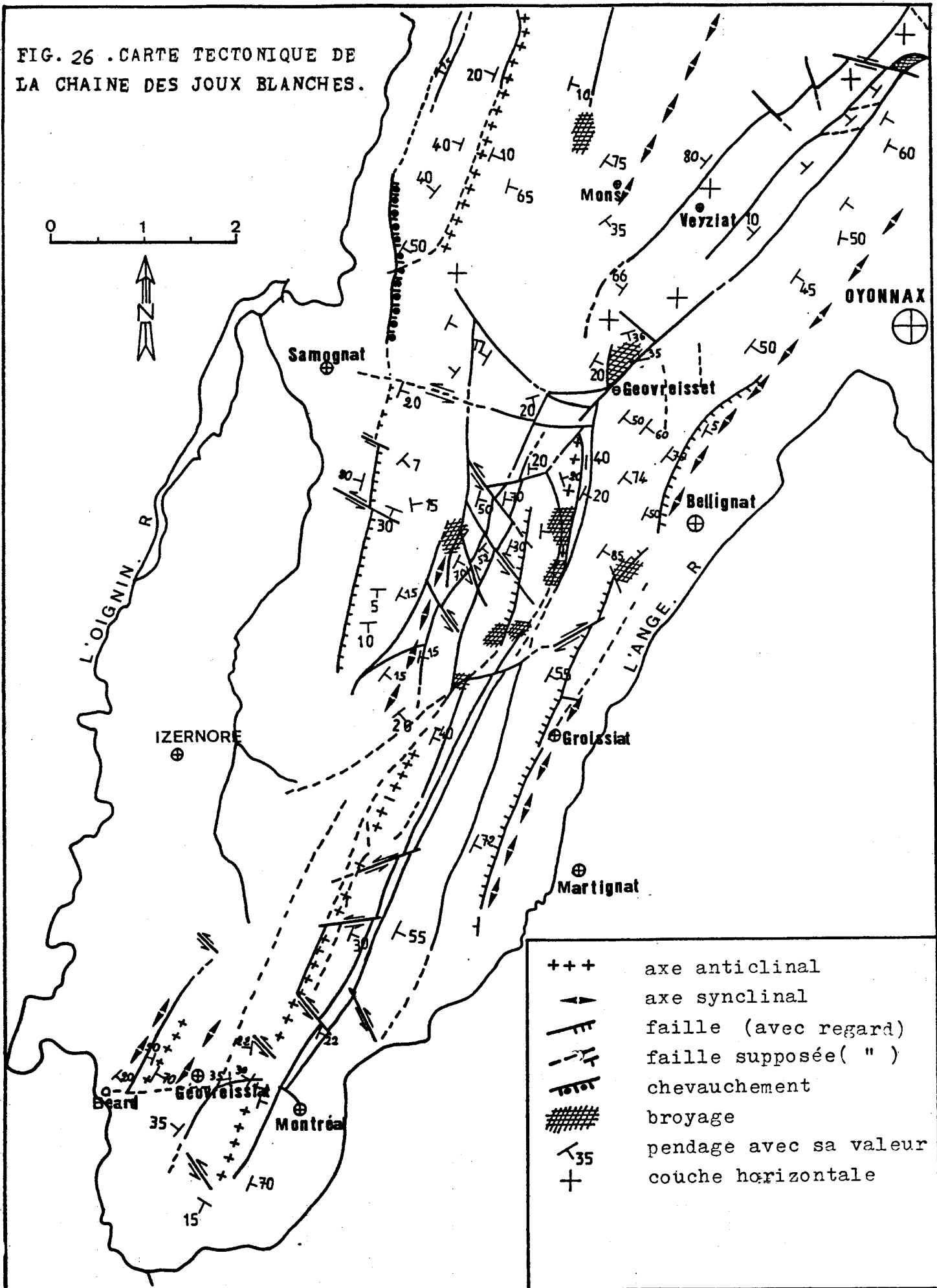


FIG. 26 . CARTE TECTONIQUE DE LA CHAÎNE DES JOUX BLANCHES.



- | | |
|--------------|------------------------|
| +++ | axe anticlinal |
| — — | axe synclinal |
| — — — | faute (avec regard) |
| - - - - - - | faute supposée (") |
| — — — — | chevauchement |
| | broyage |
| — — | pendage avec sa valeur |
| + | couche horizontale |

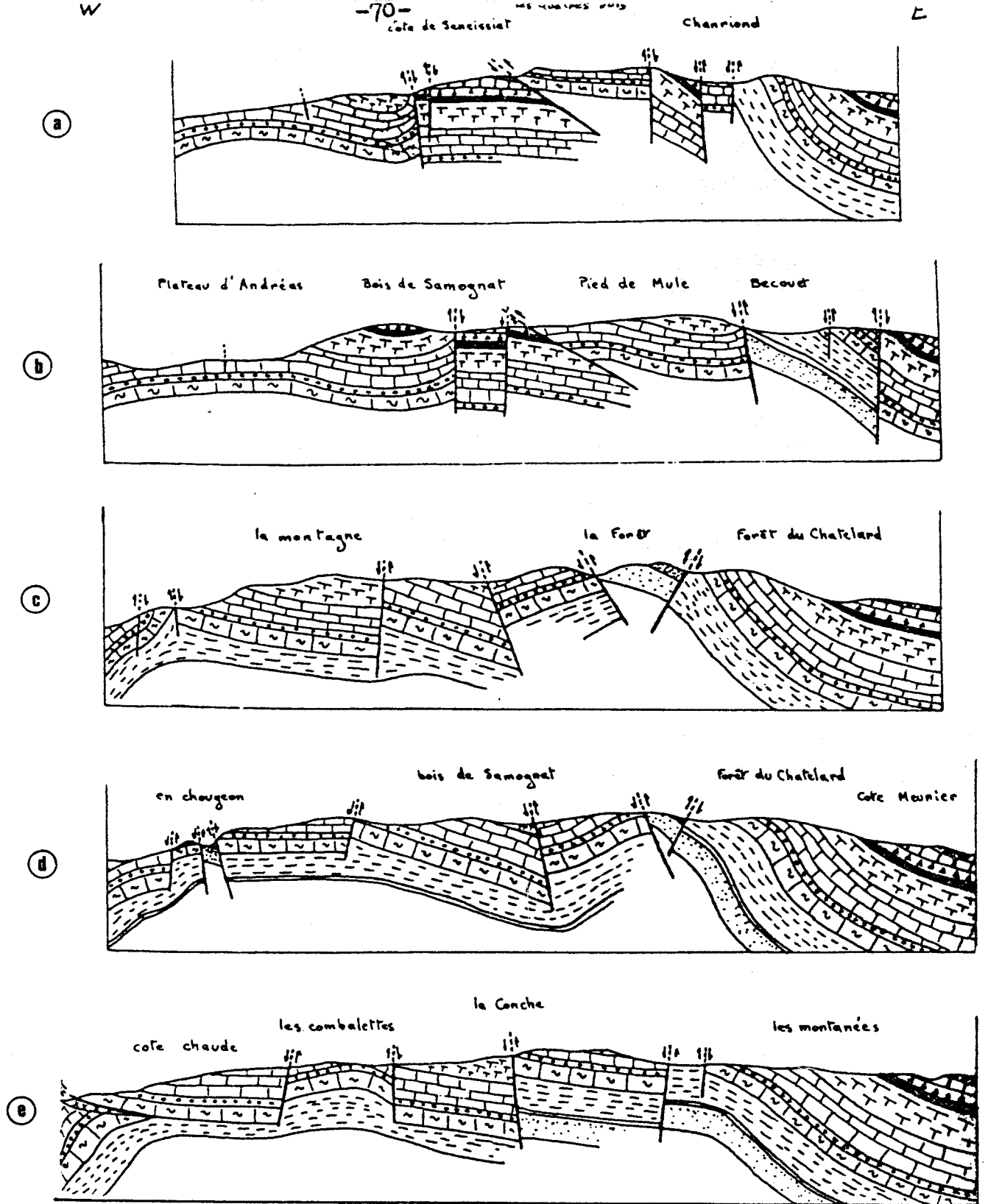
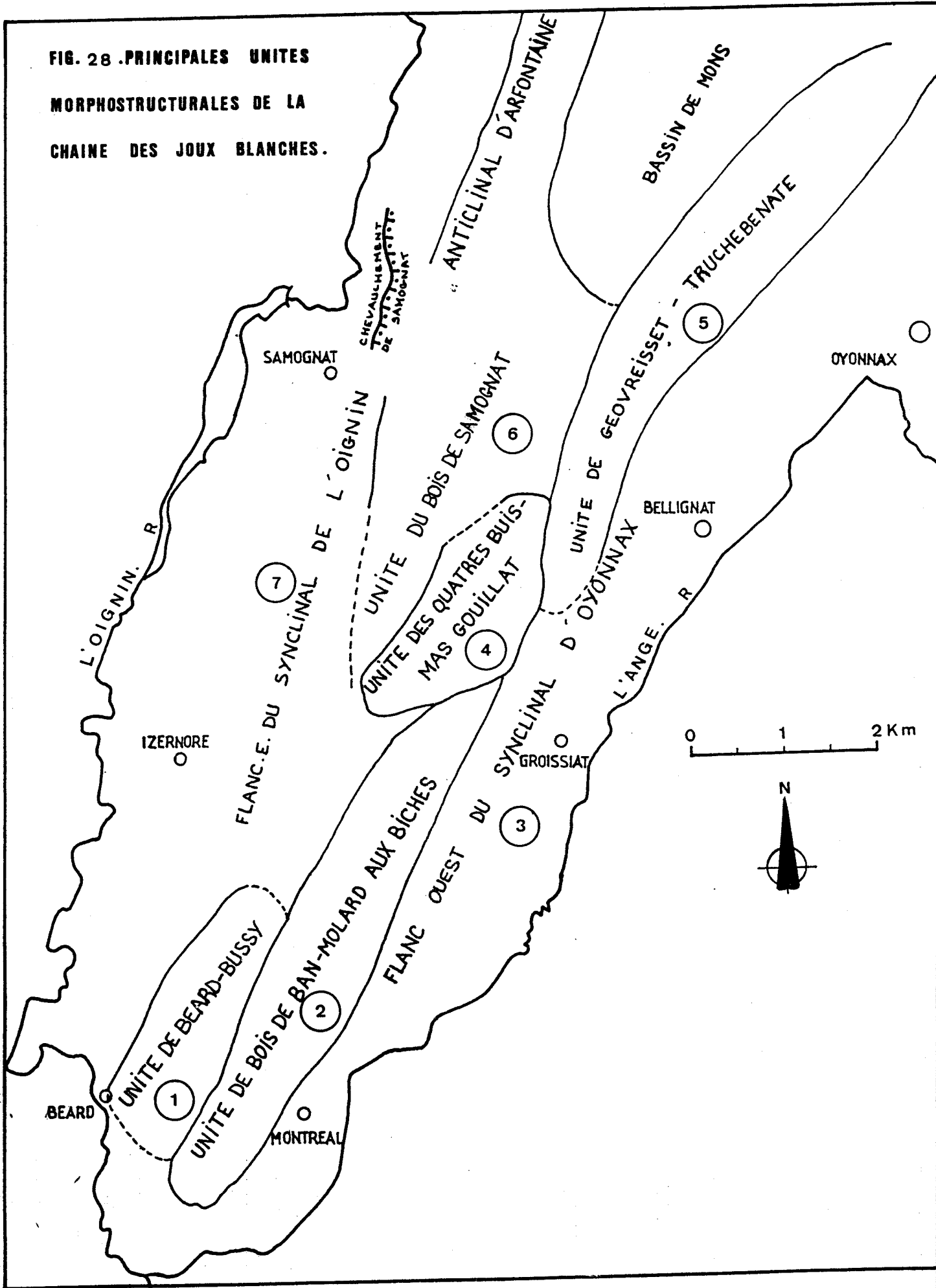


Fig. 27. Coupes géologiques dans la chaîne des Joux blanches (d'après Barreau et al. 1975).

(ech: 1/25000)

	Barrémien		Portlandien		Oxf-Arg.
	Hauterivien		Kimméridgien		Callovien
	Valanginien		Séquanien		Bathonien

FIG. 28 .PRINCIPALES UNITES MORPHOSTRUCTURALES DE LA CHAINE DES JOUX BLANCHES.



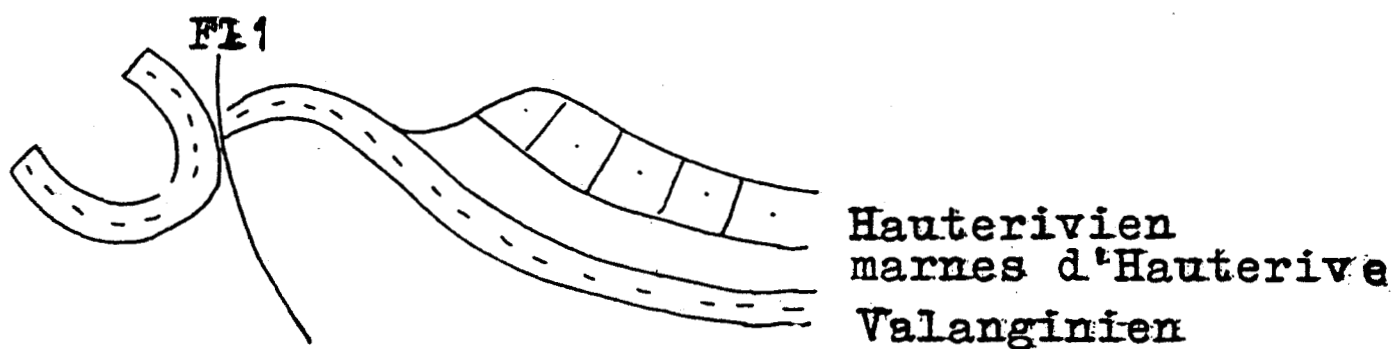


Fig. 29 .Schéma explicatif au niveau de la Côte(d'après Beal et al.1981)

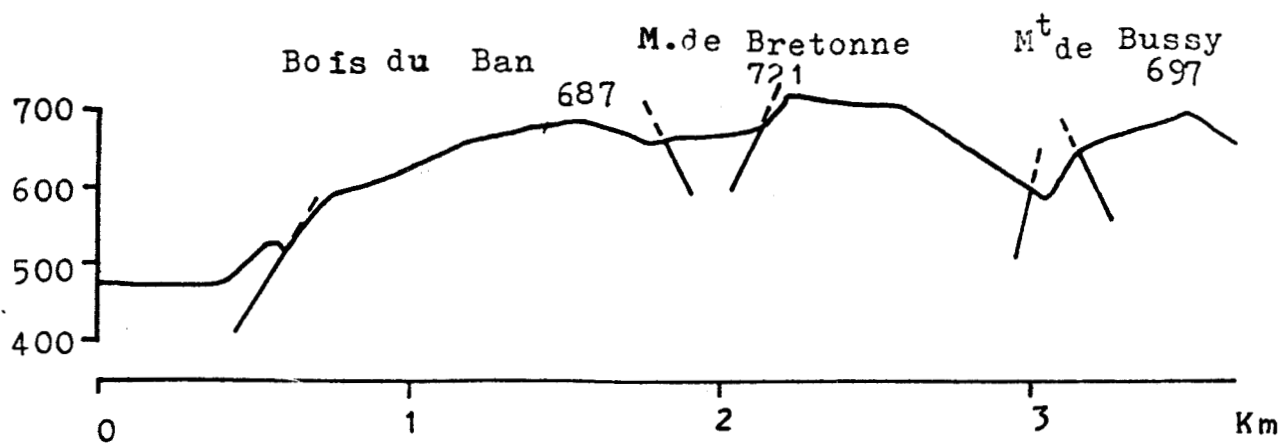


Fig.30 .Ligne de crêtes de Bois du Ban-M^t de Bussy
L'alignement morphologique présente des discontinuités dues à des failles diagonales.
Ces zones de faiblesse correspondent à des cours d'eau, des cols, des escarpements...



apparaît un relief complexe et très accidenté (grand escarpement du Molard aux Biches). De même ces terrains présentent une forte tectonisation. Le flanc W du Bois de Ban est penté de $N25^{\circ}E, 35^{\circ}W$, (flanc E couvert d'éboulis), un peu au Nord, le flanc E du Mollard de Bretonne a un pendage de $N30^{\circ}E, 20^{\circ}E$. On peut penser - par extrapolation - à un anticlinal (?). Le problème est que le flanc W du Mollard de Bretonne est penté vers l'Est; il s'agit donc d'un monoclinial faiblement penté vers l'Est. La même structure se trouve au M^t de Bussy. A l'extrémité sud, une carrière fait apparaître un pendage de $N90^{\circ}E$ à $143^{\circ}E - 20^{\circ}$ à $30^{\circ}W$.

Ce plongement vers le sud correspond à un ennoyage de l'axe anticlinal ou à une terminaison périclinale. Plusieurs failles longitudinales ou décrochantes affectent cette unité anticlinale essentiellement à coeur du Dogger. Un petit affleurement du Lias apparaît à l'E de Cessiat et constitue la suite de l'axe anticlinal du Bois de Ban.

Au NE, la structure du Molard aux Biches est perturbée par un chevauchement (variation de pendage, redoublement de la série). Ce fait résulte de la remontée des terrains anciens par faillage inverse, puis une contrainte E-W provoque le chevauchement et le redoublement de la série (Fig. 31a).

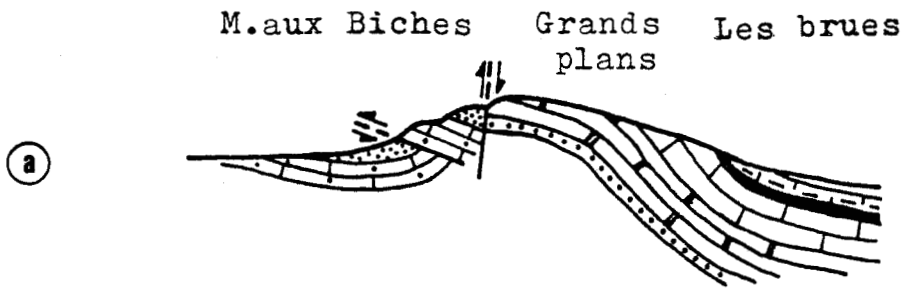
La structure est grossièrement orientée vers $N25^{\circ}E$.

3) Unité du synclinal d'Oyonnax (flanc W).

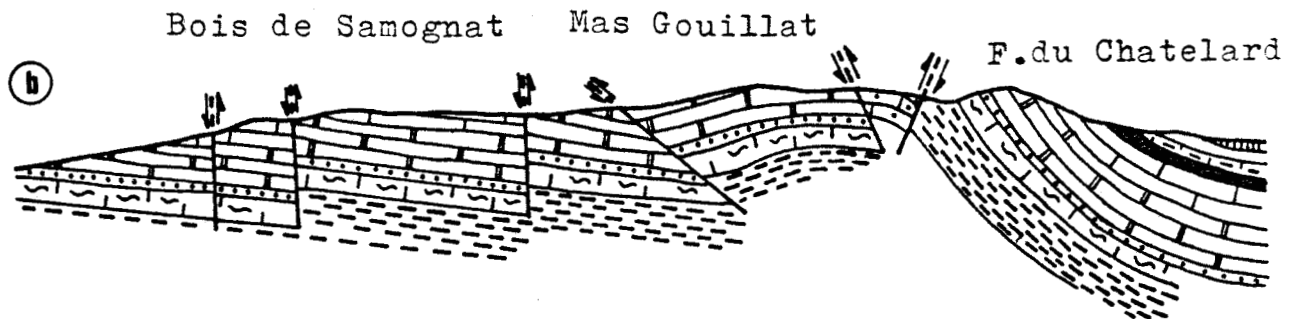
C'est le dernier synclinal situé à l'W de la Haute Chaîne. Il est limité à l'W par une grande faille mettant en contact le Bajocien avec les séries du Malm. Son flanc W offre les altitudes les plus élevées du chaînon des Joux blanches (817m au Bois de Ban, à l'W de Martignat, 725m à la forêt du Chatelard.) Il est constitué d'une série allant de l'Oxfordien au Barrémien. Grossièrement, il s'agit du flanc d'un synclinal d'une orientation NE-SW. ($N30^{\circ}E$ à $N45^{\circ}E$). Dans le détail, cette structure se complique du N au S.

- Au niveau d'Oyonnax (Fig. 31b), les pendages varient de $20^{\circ}-30^{\circ}$ près d'Oyonnax à $50-60^{\circ}$ à " M^t Rond" pour diminuer aux alentours de "Pisse Loup"; leur direction est presque toujours la même ($N40^{\circ}$). Ces données définissent un synclinal en baquet qui se rattache vers l'W au top anticlinal au S de Géovreisset.

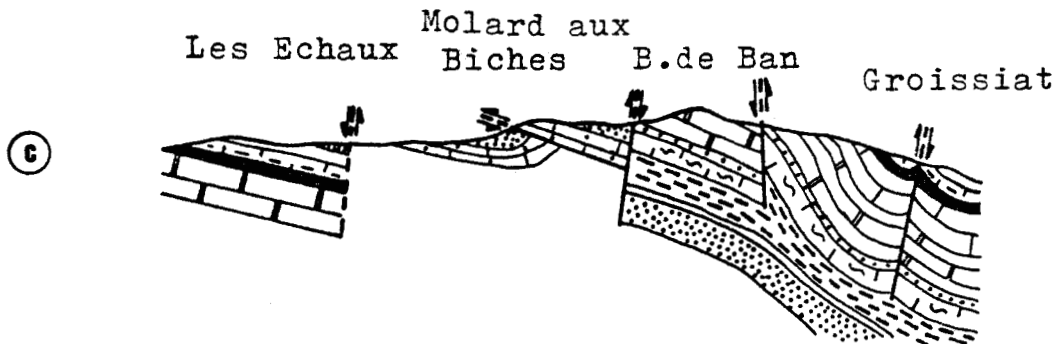
- Au niveau de Groissiat, nous pouvons observer un dédoublement du synclinal dû à une affectant le Crétacé, puis vers l'W un redressement des couches et enfin, à nouveau, une diminution vers



Coupe du Molard aux Biches. (1/25000)



Coupe de la Forêt du Chatelard -
Bois de Samognat (1/25000)



Coupe au niveau de Groissiat. (1/25000)

FIG.31. COUPES GEOLOGIQUES DANS LA CHAÎNE DES JOUX
BLANCHES (d'après Barreau et al (1975)).

Chanriod qui correspond à l'amorce d'un anticlinal (Fig.31c).

- Au niveau de Jargeat, les couches sont à 30°W à l'E de Jargeat (affleurement du Jurassique supérieur), passent à un pendage horizontal (carrière de Jargeat) puis vers l'W un pendage de 30-50°E. (Fig.31a). Nous observons donc le coeur du synclinal qui passe par Groissiat-Jargeat.

- Au niveau de Montréal, les pendages sont très redressés à la "côte du château" N30°-45°E-80°-90°E. Il s'agit donc du flanc W du synclinal d'Oyonnax. Plusieurs failles affectent cette unité:

-La faille de Groissiat met en contact le Crétacé et les séries du Jurassique supérieur. Dubois (1959) l'interprète comme une flexure.

-La faille de Montréal est très bien marquée dans la morphologie; elle offre une dépression avec un escarpement de faille (Rauracien de la "côte du château").

-la faille de Bellignat.

-Plusieurs failles diagonales (cf. schéma tectonique).

4) Unité des Quatre buis-Mas Gouillat.

Elle est encadrée au N et au NW par l'unité du "Bois de Samognat", au S par l'anticlinal du Molard aux Biches et à l'E par le synclinal d'Oyonnax et l'unité de Géovreisset. Sa morphologie suit la structure; dans le détail, il s'agit de lanières et de dépressions.

-A l'E, apparaît un pli d'allure synclinale faillé et broyé (Synclinal(?) de Chabout) son coeur présente des pendages redressés ou verticaux alors que ses flancs sont légèrement pentés.

Au centre, nous avons une suite de lanières coupées par des failles longitudinales et hachées de failles diagonales. Ces accidents sont bien soulignés sur le plan morphologique (lanières et dépressions de "Pied de Mule" "Mas Gouillat"). Un petit pli au S du Pied de Mule, à valeur anticlinale mais sans grande importance structurale. Ce petit plateau se termine vers le SW par un escarpement rauracien.

-Au SW (côte de Senissiat), l'Hauterivien constitue le coeur d'un synclinal qui se biseaute au N contre une faille majeure et donne une pincée (cf. Fig. 25 et 26). L'unité est fortement faillée au niveau de la Longeon.

Entre la côte de Senissiat et les Quatre Buis s'étend un couloir creusé dans les marnes et les calcaires marneux de l'Oxfordien et du Barrémien qui apparaissent en contact anormal. Ce sillon est bordé à l'E par un escarpement de chevauchement du Rauracien.

5) Unité de Géovreisset-Truchebenate.

Située à l'W du val d'Oyonnax, cette unité a l'allure d'un anticlinal. La côte E a subi une compression lors de la remontée des terrains anciens engendrant une poussée E-W (Fig.31b). (Phénomène analogue au Molard aux Biches). Vers le N, cette unité se prolonge par le chaînon de Truchebenate constitué essentiellement du Jurassique supérieur haché de failles. Il sépare les synclinaux d'Oyonnax et de Mons.

En général, la tectonique s'exprime par des failles majeures décalées parfois par des diagonales (tectonique cassante) et des structures plissées: synclinal d'Oyonnax amorçant vers l'W un pli anticlinal (tectonique souple). Suivant la D106 entre Géovreisset et les Quatre Buis (Ijean), apparaît une combe creusée dans une bande de marnes oxfordiennes et couverte localement par des moraines; vers l'E, elle est dominée par la ligne de crêtes du Bois de Chatelard et vers l'W par celle de la forêt. Ces deux alignements sont formés de calcaires durs; le premier étant formé du Malm, le deuxième du Dogger (Fig.27c et d). (Dans la coupe 27b la combe correspond au lieudit Becouet).

6) Unité du "Bois de Samognat".

C'est un plateau accidenté, d'une altitude de 600-650m, karstifié et entaillé par des cours d'eau (Le Bief de la Touvière, le R^{au} de Samognat). Vers l'W, il se termine par de fortes dénivellations.

Stratigraphiquement, il est formé du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Du point de vue structural, ce plateau présente en général une série monoclinale légèrement inclinée vers l'E. Dans le détail, il est fortement tectonisé (chevauchement, décrochement, broyage...)

- Au N (à l'E de Samognat), apparaît un chevauchement d'E en W. Il présente une unité morphologique importante marquée par une descente brutale de la topographie. La surface de glissement se situe au niveau de l'Argovien. La coupe de M. Clin illustre bien

cet accident (Fig. n°32). On observe une zone épaisse et broyée (J^{9-6}) au dessous de la surface de décollement, et au dessus une série du Rauracien au Kimmeridgien. Les couches du Crétacé inférieur sont pincées entre les séries du Malm (J^{9-6} au dessus et J^9 au dessous). Ce chevauchement peut s'expliquer par la dégénérescence d'un pli. Pour Barreau et al (1975), au départ se seraient formés le synclinal de l'Oignin et la zone monoclinale de Samognat, puis une contrainte E-W a engendré, dans un premier temps, un pli en genou (tectonique souple) et dans un deuxième temps la cassure de ce pli (tectonique cassante) due à l'élévation de sa courbure et à la compétence des roches; ce qui a permis le glissement de la zone monoclinale de Samognat sur le synclinal de l'Oignin (Fig.33

D'importants décrochements affectent le plateau de Samognat et sont exploités par les cours d'eau (R^{au} de Samognat, bief de la Touvière). Au N de ce dernier cours d'eau, "La Montagne" présente un monoclin à pendage E faible ($15^{\circ}-30^{\circ}E$). (Fig.31b). A l'W de ce monoclin, apparaît une bande argovienne qui a pu être dégagée par l'érosion: combe de "En Chougeon" (Fig.27 d). Au SE de la reculée de la Touvière, la série est faiblement pentée vers l'E ($15^{\circ}E$, $20^{\circ}E$) au niveau des "Laverignes".

Le plateau de Samognat est découpé par de nombreuses failles longitudinales (surtout dans la partie E) décalées localement par des failles diagonales.

Cette complexité morphologique et la forte tectonisation du plateau ne sont qu'une expression du chevauchement de Samognat. (broyage, failles inverses, variations de pendages, brèches de failles...) et donnent une idée sur les tectoniques superposées et des érosions intermédiaires.

7) Flanc E du synclinal de l'Oignin.

Nous avons déjà abordé le flanc W du synclinal. Nous rappelons qu'il s'agit, le long de la D11, d'une série inverse au S de Pérignat.

Sur le flanc E, les affleurements ne sont pas nombreux.

- Au niveau de Béard (au S), les pendages sont vers l'W. On peut supposer une faille qui sépare le plateau de Béard-Bussy et le synclinal de l'Oignin(?).

- Au niveau du Plateau d'Andréas, peut-être la combe "En Chougeon" (décrite précédemment) correspond à un petit anticlinal dont le flanc W correspond au flanc E du synclinal de l'Oignin.

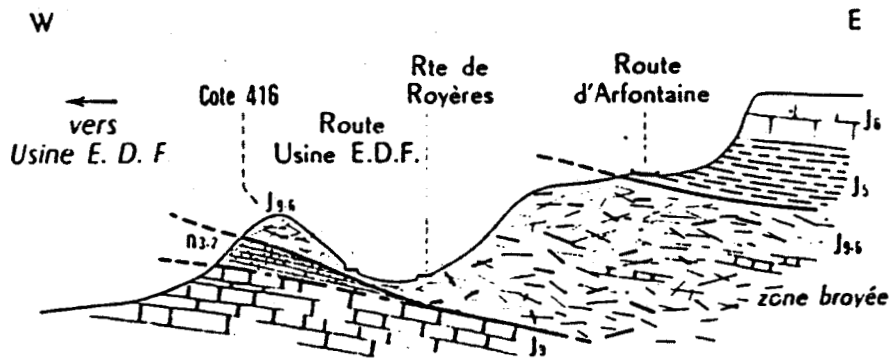


Fig.32. — Coupe schématique W-E de l'accident chevauchant de Samognat et du val d'Oignin, à la latitude de l'usine hydroélectrique du « Saut de l'Oignin ».

(d'après M. Clin et J. Perriaux. 1964).

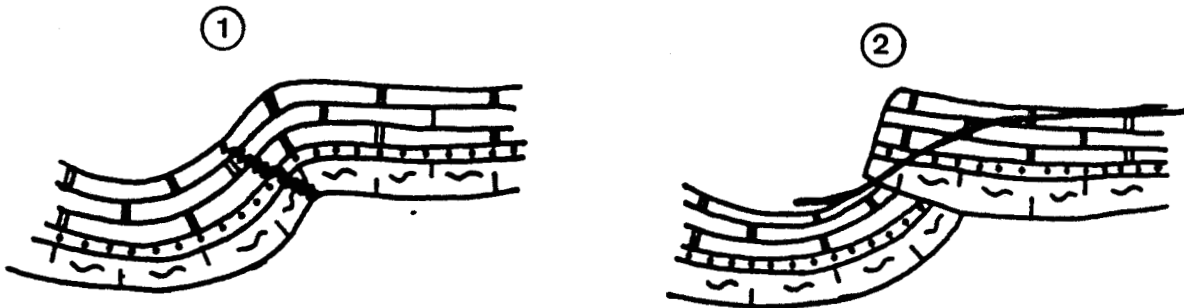


FIG.33. DECOLLEMENT DE L'UNITE DE SAMOGNAT VERS L'W.
(d'après Barreau et al. 1975).

- Au niveau de Samognat, le front du chevauchement de Samognat en se poursuivant sur la rive droite de l'Oignin, masque par endroit le flanc du synclinal.

- Au niveau d'Arfontaine, les couches sont de 40°W et horizontales au fond de la vallée.

En résumé, le synclinal de l'Oignin présente une structure abaissée entre deux antiformes: celui des Berthians à l'W et celui des Joux blanches à l'E. C'est un synclinal en baquet et en bourse.

On voit clairement l'organisation des unités du relief dans leurs rapports avec la structure (Fig. 34). Dans son ensemble, la chaîne des Joux blanches présente une unité dissymétrique; le flanc E étant plus penté que le flanc W et les pendages y sont très forts (Fig. 27). Les failles diagonales n'ont pas l'importance et l'extension des failles longitudinales. Ce sont des décrochements verticaux à mouvements dextre (N70°E) ou senestre (N120°E). Morphologiquement, ces accidents apparaissent aussi en relief; les "Reculées de la Touvière et de la côte chaude en sont les meilleurs exemples les autres décrochements n'ont qu'un rôle minime et ne font parfois qu'interrompre les grands traits morphologiques.

Les lignes de crêtes (Fig. 11, 12, 30) s'alignent grossièrement sur les accidents tectoniques (failles, axes de pli...), les principales sont celles du Bois de Ban, forêt du Chatelard, Molard aux Biches, Bois du Ban-M^t de Bussy... (Fig. 11, 30).

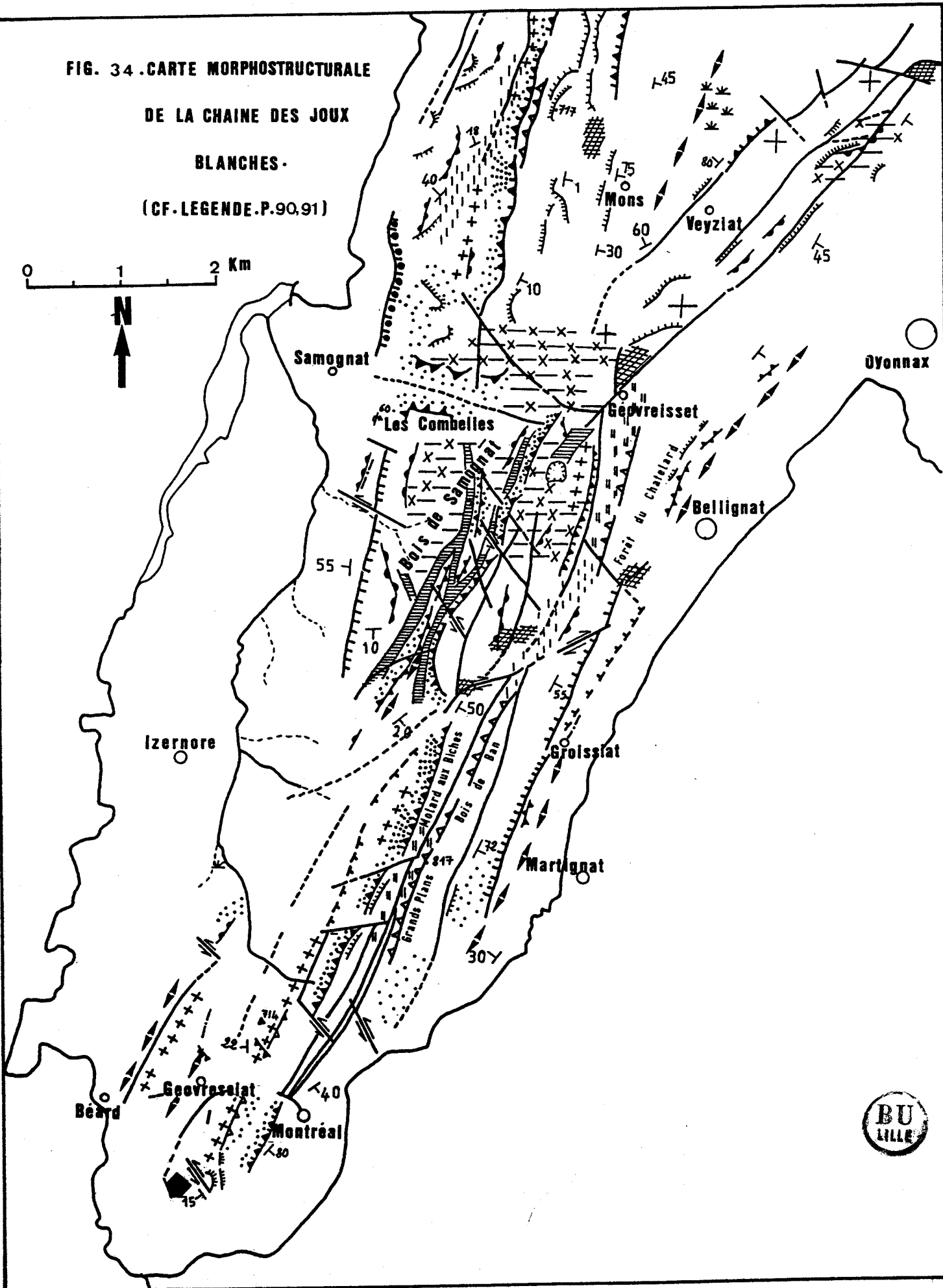
Dans l'unité du Bois de Samognat, les alignements apparaissent faiblement au dessus des petites dépressions car leurs structures restent plus ou moins homogènes.

Tout différents sont le Molard aux Biches et le top anticlinal de Géovreisset, il s'agit de terrains anciens (Dogger) soulevés et offrant actuellement des alignements très nets. Ils ont la même direction que les couches qui les forment et les failles majeures qui affectent la chaîne.

Au total, la chaîne des Joux blanches présente une certaine parenté avec celle des Berthians décrite précédemment tant par le style des formes structurales: découpage en lanières (style ultracontois) que par les détails du modelé (alignements morphologiques "combes monoclinales" escarpements, dolines...). Aussi faut-il dire qu'on est dans la zone des faisceaux (faisceau d'Orgelet-Poncin pour la chaîne des Berthians, faisceau d'Ambérieu pour la chaîne des Joux blanches).

FIG. 34 .CARTE MORPHOSTRUCTURALE
DE LA CHAINE DES JOUX
BLANCHES.
(CF. LEGENDE.P.90,91)

0 1 2 Km



BU
LILLE

2.3 L'organisation morphostructurale de la chaîne d'Arfontaine - Martigna.

Cette unité relaie vers le Nord la chaîne des Joux blanches comme d'ailleurs le bassin de Mons-Dortan relaie celui d'Oyonnax. Son orientation générale est presque NE-SW. Elle est formée de terrains essentiellement du Jurassique supérieur (Fig. 35). Sur le plan structural (Fig. 36, 37), elle correspond à un anticlinal, à coeur de Dogger ou d'Argovien, faillé, qui traverse un ensemble tabulaire: Le plateau de Lect et le val de l'Oignin à l'W et le plateau de Bouvent-Veyziat à l'E. Entre Dortan et Chancia, cet anticlinal est coupé en cluse par la Bienne. Nous pouvons prendre séparément les unités au NE et au SW de cette cluse quoiqu'il y ait une continuité structurale entre elles. Un fait important les distinguant est celui des synclinaux qui les flanquent.

- A l'E de l'anticlinal d'Arfontaine-Emondeaux (unité SW de la cluse), s'étend un large synclinal (Mons-Dortan), mais vers l'W, le synclinal de l'Oignin présente une structure complexe; il s'agit du chevauchement de Samognat (cf. ci-dessus). Le Jurassique supérieur tectonisé chevauche les terrains pentés vers l'E de Matafelon. Le synclinal, à vrai dire, ne se développe qu'à partir de Samognat.

- Au NE de la cluse de Dortan-Chancia, nous rencontrons une structure comparable mais cette fois opposée à celle décrite ci-dessus. Le synclinal W (Mont Cusel) est large, tandis que le synclinal E est pincé.

Cette structure peut s'interpréter par une cinématique, dans le sens des aiguilles d'une montre, autour d'un pivot entre Dortan et Chancia, le socle étant immobile; mécanisme évoqué par les géologues suisses (M. Buxtorf 1916, M. Lugeon 1941). Mais il est impossible d'admettre cette hypothèse en l'absence de cicatrices d'arrachement dans les versants non chevauchants et avec l'existence de part et d'autre du pli des synclinaux larges. Une hypothèse de M. Clin et J. Perriaux (1964) consiste en "un phénomène très analogue à celui qui produit le plissement en diagonale d'une feuille de papier dont on déplace les bords en sens contraire, l'un parallèlement à l'autre". Cette thèse offre une signification concrète:

" Ce sont les bords de la gouttière entre faisceau d'Orgelet-Poncin et pli d'Apremont qui, se déplaçant, ont joué comme les deux bords d'une feuille, et les plis sont très nets en diagonale autour d'un pivot situé sur la cluse de Dortan-Chancia". (cf. aussi: M. Clin, 1966).

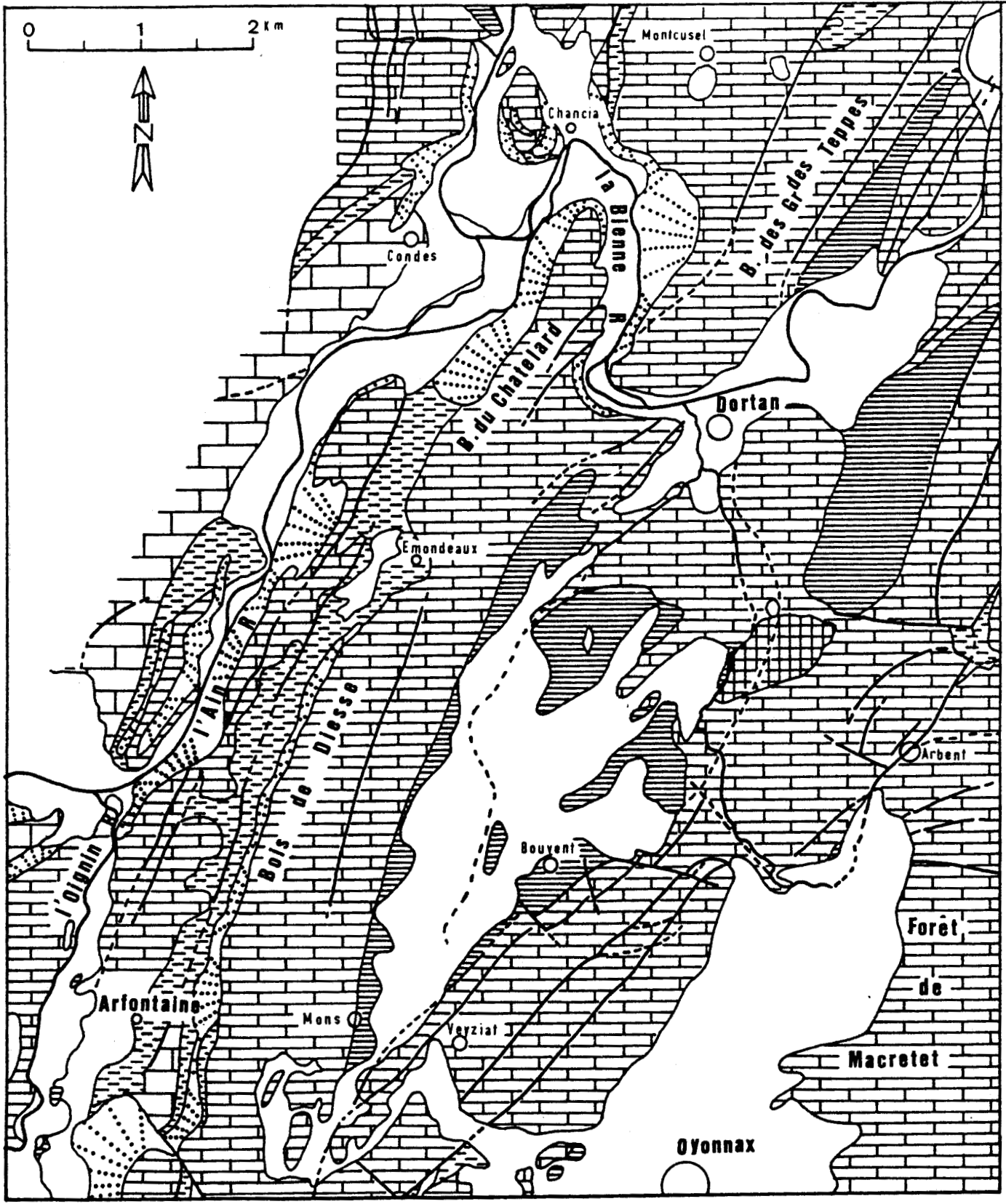

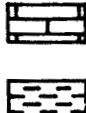










Fig.35 Carte géologique du chaînon d'Arfontaine-Emondeau-Martigna et ses abords
 (d'après la carte géol. de Moirans en M^{gne} au 1/50000)

- | | | | | | |
|---|-------------------|---|-------------------------------|--|-----------------|
|  | Quaternaire |  | Jurassique supérieur calcaire |  | faille |
|  | Eboulis |  | Jurassique supérieur marneux |  | faille supposée |
|  | Tufts |  | Dogger et Callovien |  | chevauchement |
|  | Crétacé inférieur | | | | |



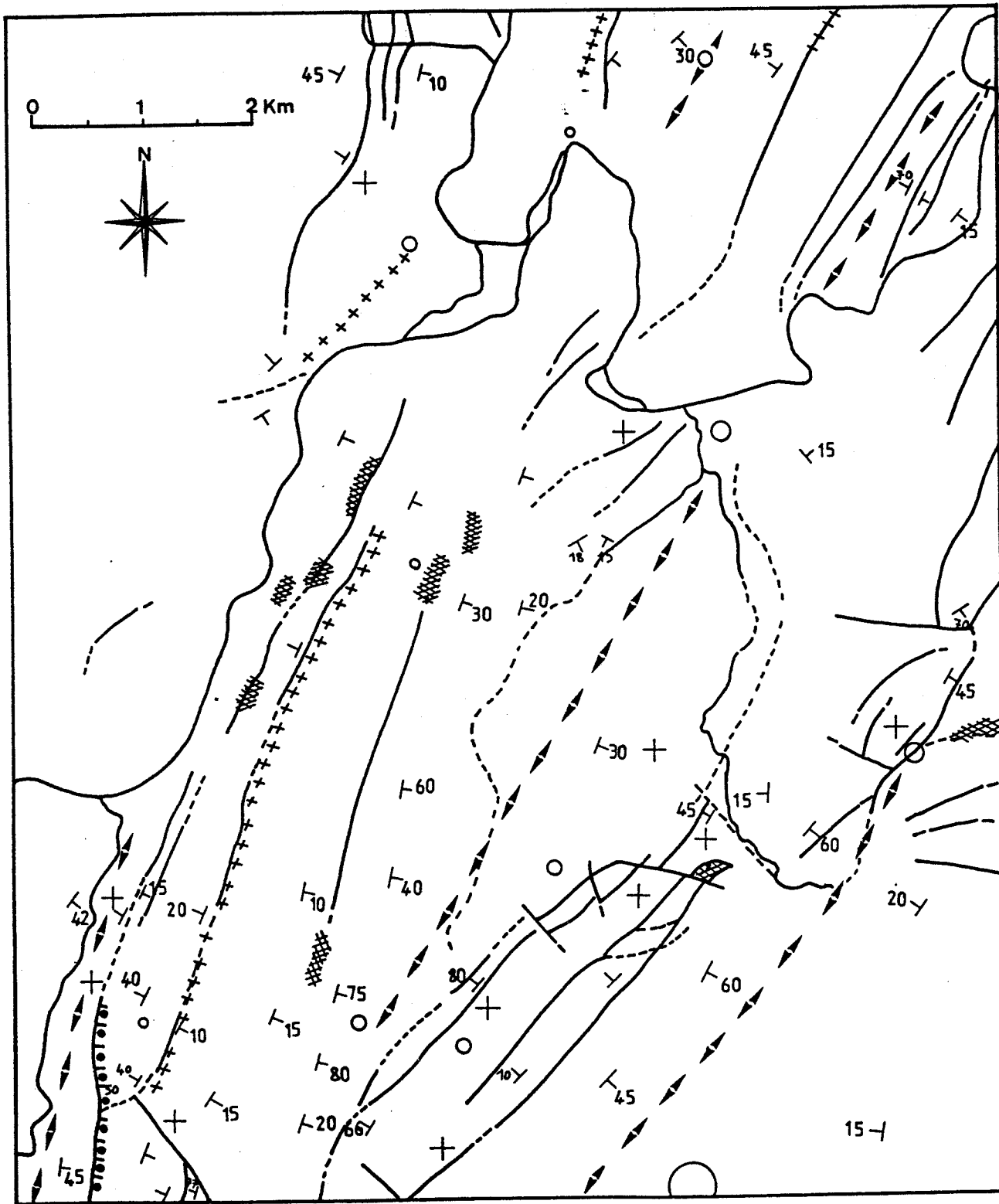





FIG. 36 . CARTE TECTONIQUE DU CHAINON D'ARFONTAINE-EMONDEAUX-MARTIGNA ET SES ABORDS. (carte géol. de Moirans-en-Montagne au 1/50000).



- +++ axe anticlinal
- axe synclinal
- faille
- - - faille supposée
-  chevauchement
-  broyage
-  pendage avec sa valeur
- + couche horizontale

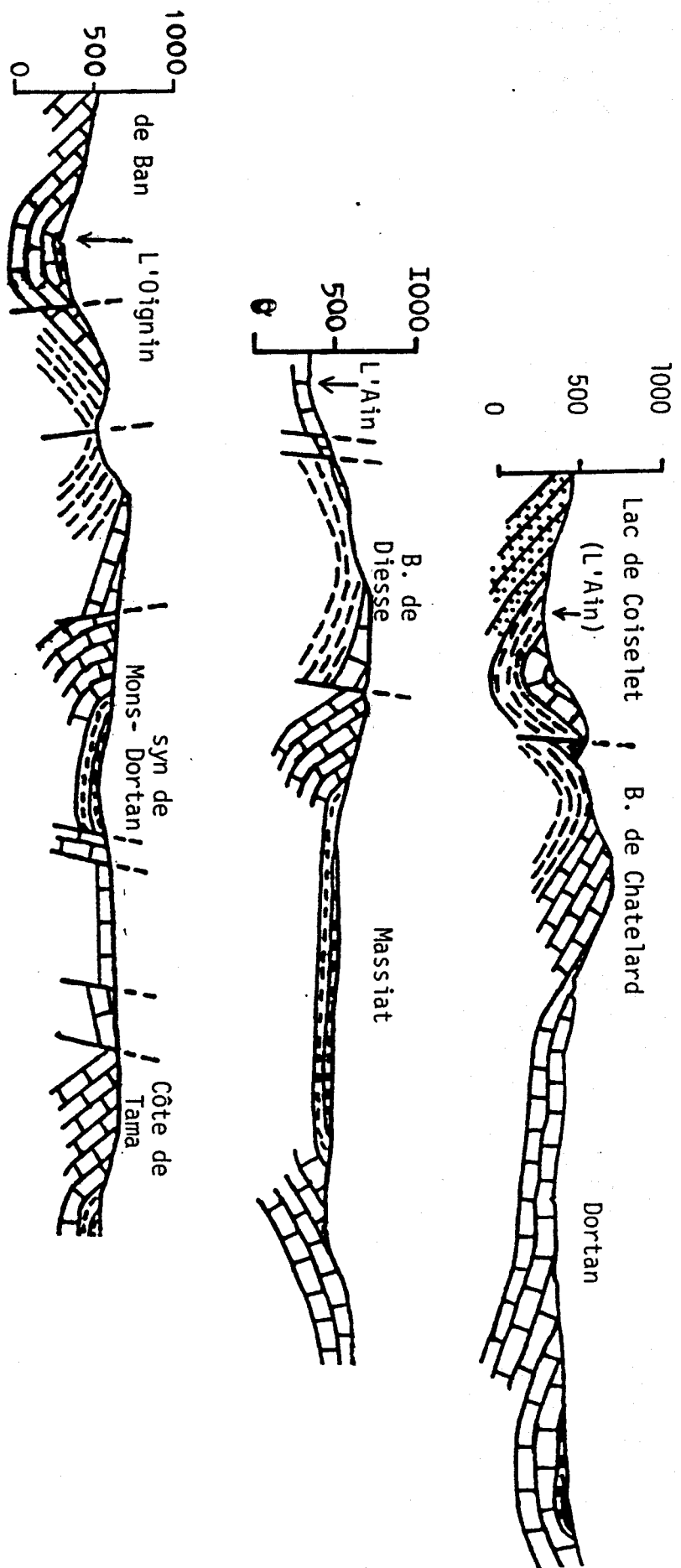


Fig. 37. Coupes géologiques dans la chaîne d'Arfontaine-Martigna (d'après la carte géologique au 1/50000 de Moirans-en-Montagne).
Pour la légende, voir la figure n° 65. P 170.

A l'E d'Arfontaine, un affleurement du Dogger a été dégagé par l'érosion; il correspond au coeur d'anticlinal; vers le N cet étage disparaît pour laisser place à l'Oxfordien et l'Argovien.

Le flanc W de cet anticlinal présente des pendages modérés (15° - 40°) en général vers l'W mais on peut aussi observer des pendages EST (Fig. 36). Ces variations de pendages sont dues à des accidents tectoniques (failles). Le flanc E, quant à lui, est légèrement penté (10° - 25° E) sur sa partie supérieure puis fortement penté: 60° juste au NW de Chatonnax ou même 75° à Mons. Devant ces relevés il ne peut s'agir que d'une flexure (ou d'un pli en genou) en l'absence de failles. La partie haute à pendage faible est rongée par une karstification importante (doline, lapiez...).

Morphologiquement, ce flanc est moins raide que le côté opposé. Aussi est-il moins affecté d'accidents tectoniques (faille, broya - ges...). Un sillon étroit s'étend à l'E du Bois de Diesse; il correspond à une faille. La présence des faciès marneux oxfordiens et calcaires marneux argoviens puis d'autres faciès purement calcaires et des accidents tectoniques fréquents sur le flanc W offrent un domaine favorable à l'érosion différentielle et le relief s'entrouve d'une vigueur d'importance et est plus disséqué que le flanc E.

A l'E de la bande argovienne qui forme le coeur de l'anticlinal le Rauracien dresse un rempart calcaire de près de 5 km.

Au S de Chancia, en suivant la rive gauche de l'Ain, on voit se dresser un autre rempart sur 2 km de long et plus de 100m de haut, puis plusieurs autres d'une importance considérable à proximité de la vallée de l'Ain alimentant des éboulis stables ou encore fonctionnels.

Vers le NE, la Bienne échancre cet ensemble en cluse (Dortan-Chancia) à flancs raides (surtout l'escarpement du Kimméridgien-Portlandien à l'E de Chancia de plus de 100m). Au NE de cette cluse les pendages permettent de localiser l'axe d'un synclinal à coeur du Malm: synclinal de MontCusel. (On peut observer nettement cet axe sur le grand escarpement à l'E de Chancia). A l'E de ce synclinal apparaît une faille majeure sinueuse mettant en contact l'Argovien et les terrains du Jurassique supérieur.

Dans cette masse, les styles du relief s'organisent suivant l'environnement géologique (accidents tectoniques, contrastes lithologiques) et le travail de l'érosion; le dégagement du Dogger à l'E d'Arfontaine et de la bande argovienne (combe) puis l'entaille de la cluse de Dortan-Chancia en sont un bon exemple. Mais il faut noter, que, cette fois, on n'est plus dans le domaine des lanières, a-t-on changé de style tectonique?

2.4. L'organisation morphostructurale de la Haute-Chaine. (Fig.38,39,40).

A l'E du synclinal d'Oyonnax, la morphologie change clairement de caractère. Il serait difficile d'en présenter les grands traits en quelques lignes.

En comparaison avec la zone des lanières, l'ensemble de la Haute Chaine (chaînon d'Apremont, plateau d'Echallon-Belleydoux) a une originalité tant structurale que géographique. Le style tectonique en est essentiellement responsable. Il s'agit du style de la Haute Chaine défini par L. Glangeaud (1949, 1951).

Cette différence des styles tectoniques, jointe à des variations bioclimatiques, engendre une grande diversité dans le paysage de cette masse morphostructurale.

Cette unité présente un volume de proportion et d'énergie fortes. (altitude de 450-1100m). La lourdeur des formes, leur intense karstification, des accidents tectoniques et morphologiques sont des traits essentiels du paysage. Ce dernier est aussi marqué par un système de plis coiffés affectés de failles. Dégagé de la série du Malm qui le couvrait, le Dogger a été excavé par l'érosion en combe (Apremont, Le Rosay). Les calcaires du Jurassique supérieur dressent d'abrupts remparts qui sont le plus souvent des escarpements d'ordre tectonique (Escarpements de faille, escarpements dus au redressement des couches à la verticale...). Les données structurales rendent compte de la diversité morphologique de ce domaine montagneux. Les formes les plus simples s'observent sur les surfaces structurales, là où le relief se moule le mieux sur son architecture, l'érosion ayant peu égratigné les calcaires jurassiques.

Cinq grands types de relief peuvent être distingués dans cet ensemble:

- l'anticlinal d'Apremont
- le synclinal pincé de Viry-Charix-Combe Ferrand et les secteurs limitrophes.
- le plateau d'Echallon-Belleydoux
- la forêt de Moment
- la cluse de Nantua-S^t Germain-de-Joux.

1) L'anticlinal d'Apremont.

Cet anticlinal fait partie de la Haute Chaine et présente une morphologie variée et même compliquée par endroits, avec des

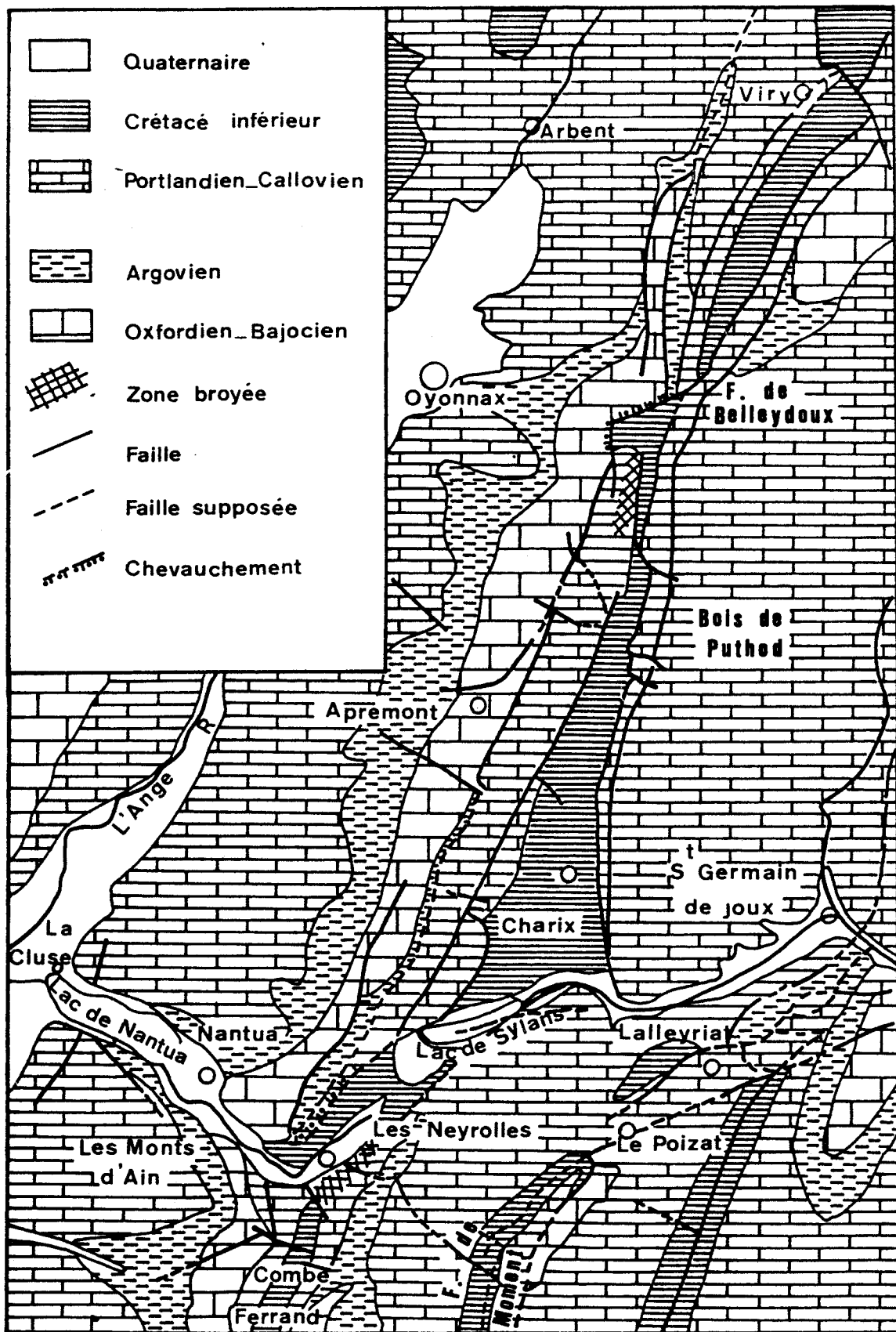


Fig.38. Carte géologique de la Haute Chaine.

(D'après M. Clin et al 1962_63)

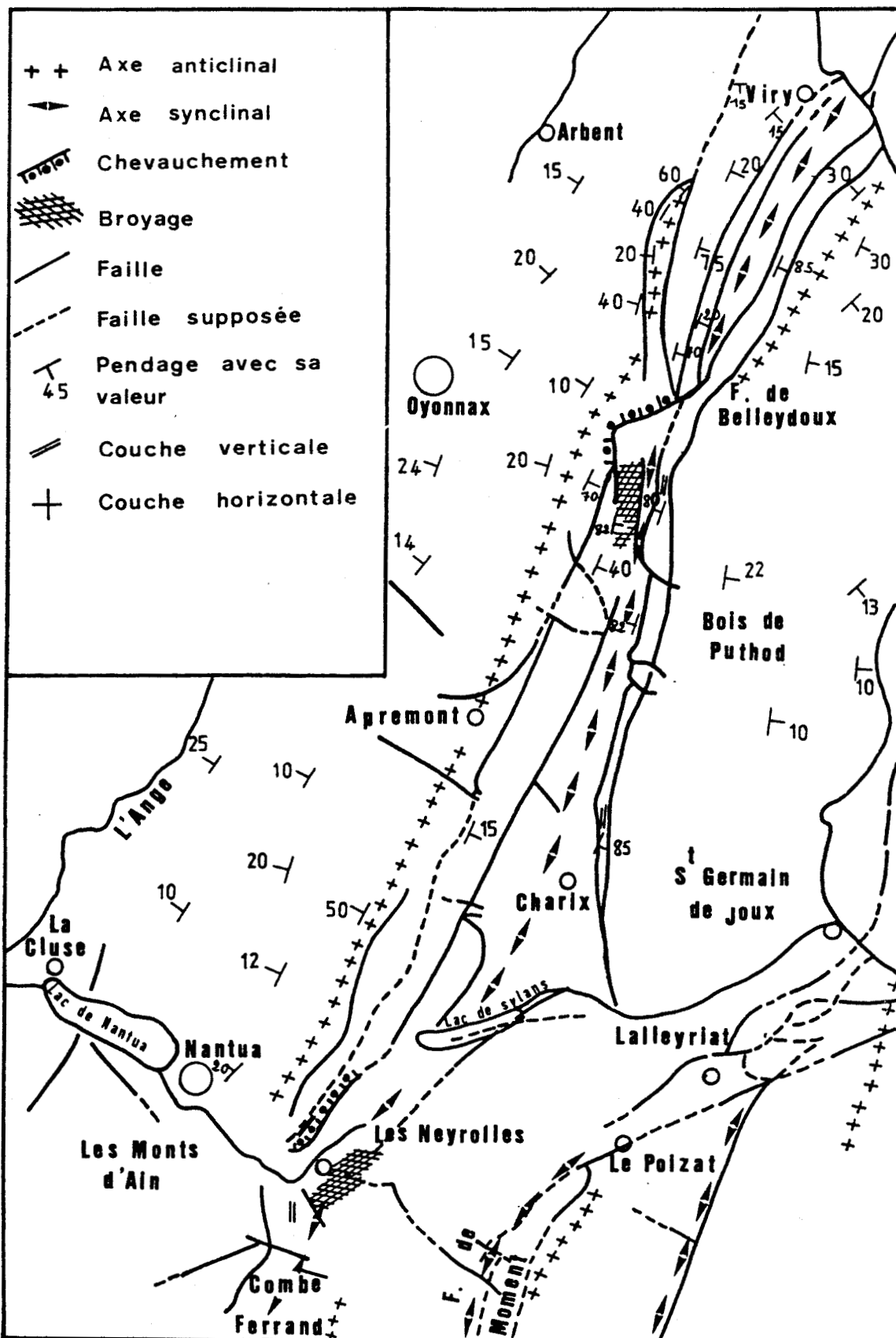
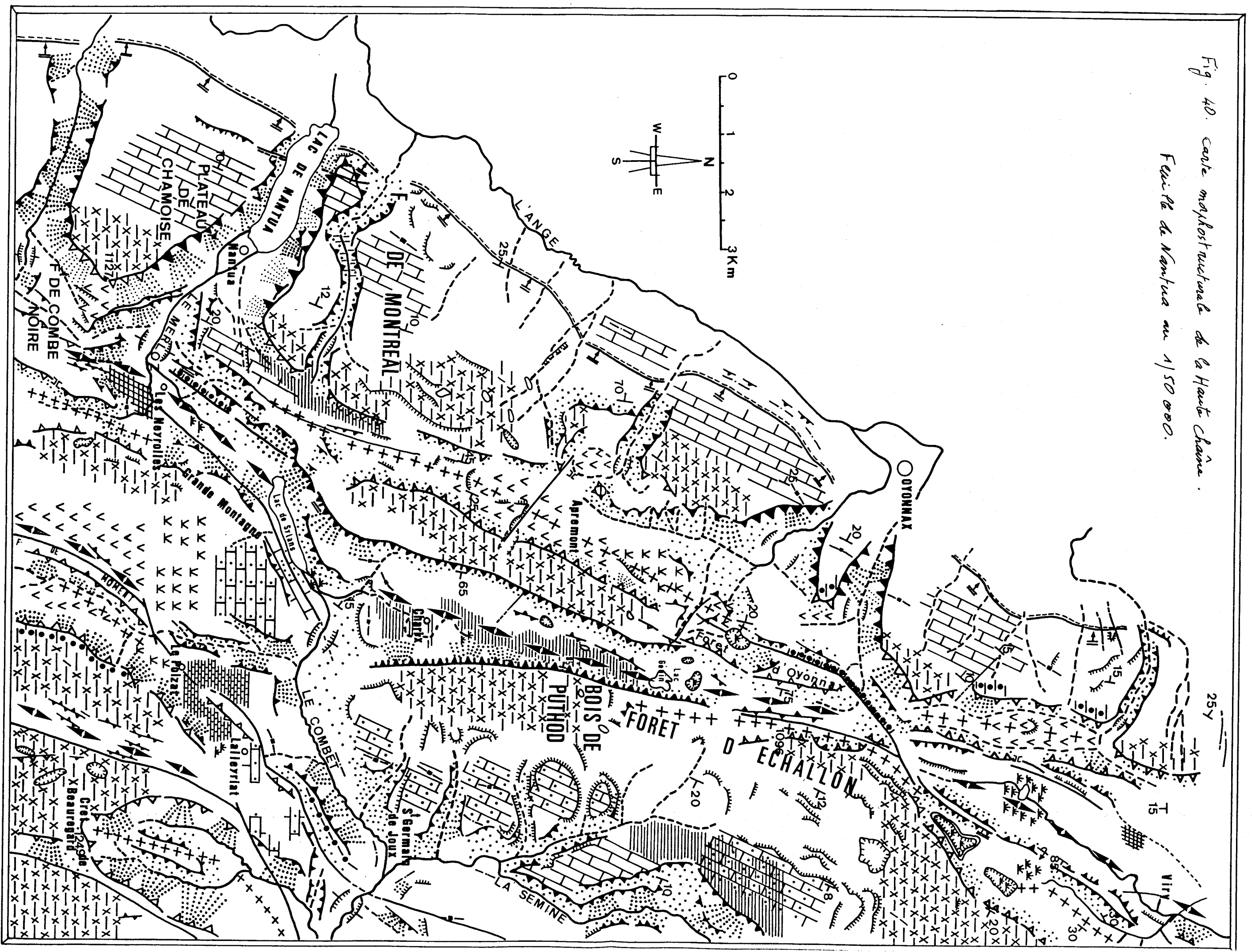


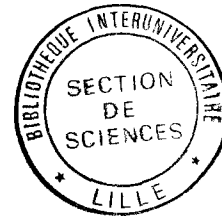
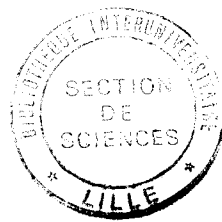
Fig.39. - Carte tectonique de la haute chaîne
(chainon d'Apremont, Val de Charix-Viry,
plateau d'Echallon-Belleydoux).





Fig. 40. carte morphostructurale de la Haute Saône.
Feuille de Nantua au 1/50 000.





A. OROGRAPHIE ET FORMATIONS
SUPERFICIELLES.






- 1249 point côté en m
- ∩ col
- ~ cours d'eau perenne
- - - cours d'eau temporaire
- lac
- éboulis/stables, fonctionnels
- *** tourbes, marécages, sols à gley

B. TECTONIQUE.

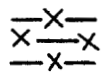
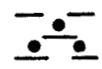


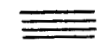

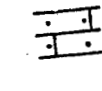
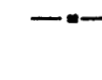
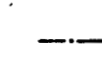




- + + axe anticlinal
- ◀▶ axe synclinal
- (m) faille (avec regard)
- - - (r-r) faille supposée (avec regard)
- ▬▬▬ chevauchement
- ▬▬▬ décrochement
- ▬▬▬ zone broyée
- ▬▬▬ ennoiement d'axe anticlinal
(chaîne des Joux-blanches)
- ∟ pendage avec sa valeur
- + couche horizontale
- || couche verticale
- ∩ couche renversée

C. FORMES STRUCTURALES OU DERIVEES
DE LA STRUCTURE.

- ▬▬▬ crêt (principal)
- ▬▬▬ ligne de crêtes secondaires
(lanières).
- ▬▬▬ abrupt rocheux
- ▬▬▬ escarpement de ligne de faille
- ▬▬▬ barre rocheuse
- ▬▬▬ ressaut structural
(stratigraphique)
- ∩ flexure
- ▬▬▬ surface structurale ou
substructurale

- rupture de pente d'ordre tectonique
(replat tectonique)
-  cluse
-  cluse suspendue (Apremont)
-  goulet
-  ruz
-  sillon appalachien (dégagement des combes
"monoclinales")

D. FORMES D'ÉROSION.

-  surface d'érosion néogène remaniée par
l'aplanissement karstique (Miocène sup.
et/ou Pliocène(?)).
-  lambeau de surface polygénique
néogène déformée mais peu remaniée.
-  surface d'érosion emboîtée dans les
surfaces néogènes (aplanissement partiel)
-  ibid karstifiée ultérieurement
-  traces d'érosion fluviatile (Pliocène inf)
-  traces d'érosion fluviatile (Pliocène inf)
ultérieurement karstifiées
-  traces d'érosion fluviatile du Pliocène
sup. (replat d'érosion "cyclique")
-  traces d'érosion karstique du Pliocène
sup. (dégagement de quelques combes)
-  replat d'érosion du Pliocène inf. coïnci-
dant avec une surface structurale
-  replat d'érosion le long des vallées
(Pliocène inférieur)
-  replat d'érosion le long des vallées
(Pliocène supérieur)
-  relief résiduel (sur le chateau, Apremont)
-  doline principale
-  doline secondaire (microdoline)
-  combe-doline

altitudes dépassant parfois les 1000m. Structuralement, il s'agit d'un anticlinal faillé à coeur de Dogger. Son tracé est rectiligne au moins pour le secteur entre la cluse de Nantua et la "reculée" de la Sarsonille.

Son flanc W correspond à la dalle des Joux Noires et de la forêt de Macretet. Il est constitué de terrains du Jurassique supérieur pentés vers l'W.

- Dans la forêt de Montréal, les pendages varient de 20° à 30° à l'W pour diminuer à 10°-20° à l'E d'une direction presque identique N25°E à N40°E. Cette diminution des pendages correspond à une flexure bien soulignée par les courbes de niveaux (cf. carte topo au 1/25000; Nantua-Oyonnax; feuille 3229 Est).

- A l'E de Martignat, les pendages passent de N35°E-10°W (route de Martignat-Evron) à N10°E-75°W à la Grande Côte pour diminuer à l'W de la Gotette (N30°E-30° à 40°W).

- Dans la forêt noire, la dalle est pentée de N30° à N40°E-15° à 30°W.

- Plus au N dans la forêt de Macretet, les pendages sont de N30°E 10° à 20°W. Ces pendages plus ou moins constants, d'une direction grossièrement NE-SW sont ceux d'une série monoclinale du Jurassique supérieur formant une dalle structurale faiblement inclinée.

Si nous prenons cette fois le flanc E de l'anticlinal d'Apremont, les pendages varient de N30° à 40°E-10° à 20°E à l'E de M^t Burdet, 20° à 40°E au crêt Peloux (W de Charvet), à 80°-90° au SW du lac Génin. Ce compartiment, comme les Joux noires, est faiblement penté vers l'E après un bombement anticlinal. L'accentuation des pendages est due à des accidents tectoniques (faille de Chaveyron-M^t Cornet et faille des Cheminées). L'orientation est presque celle des Joux noires.

La zone axiale de l'anticlinal d'Apremont a des pendages faibles. Le style du pli est déduit de la disposition des couches; c'est un anticlinal coffré: pendages au niveau de Martignat. (cf. Fig. 41.1, 2, 3). La voûte anticlinale est dissymétrique: au flanc W à pendage plus ou moins faible (surface structurale des Joux noires) s'oppose le flanc E à pendage beaucoup plus accusé et même renforcé par l'une des deux failles dans la partie W du synclinal de Charix. On observe d'après les coupes géologiques un certain chevauchement à peine esquissé. La dissymétrie résulte du type de pli lui-même. Il en est de même de son allure massive qu'explique sa lourdeur, bref une origine structurale et un aspect plus montagneux.

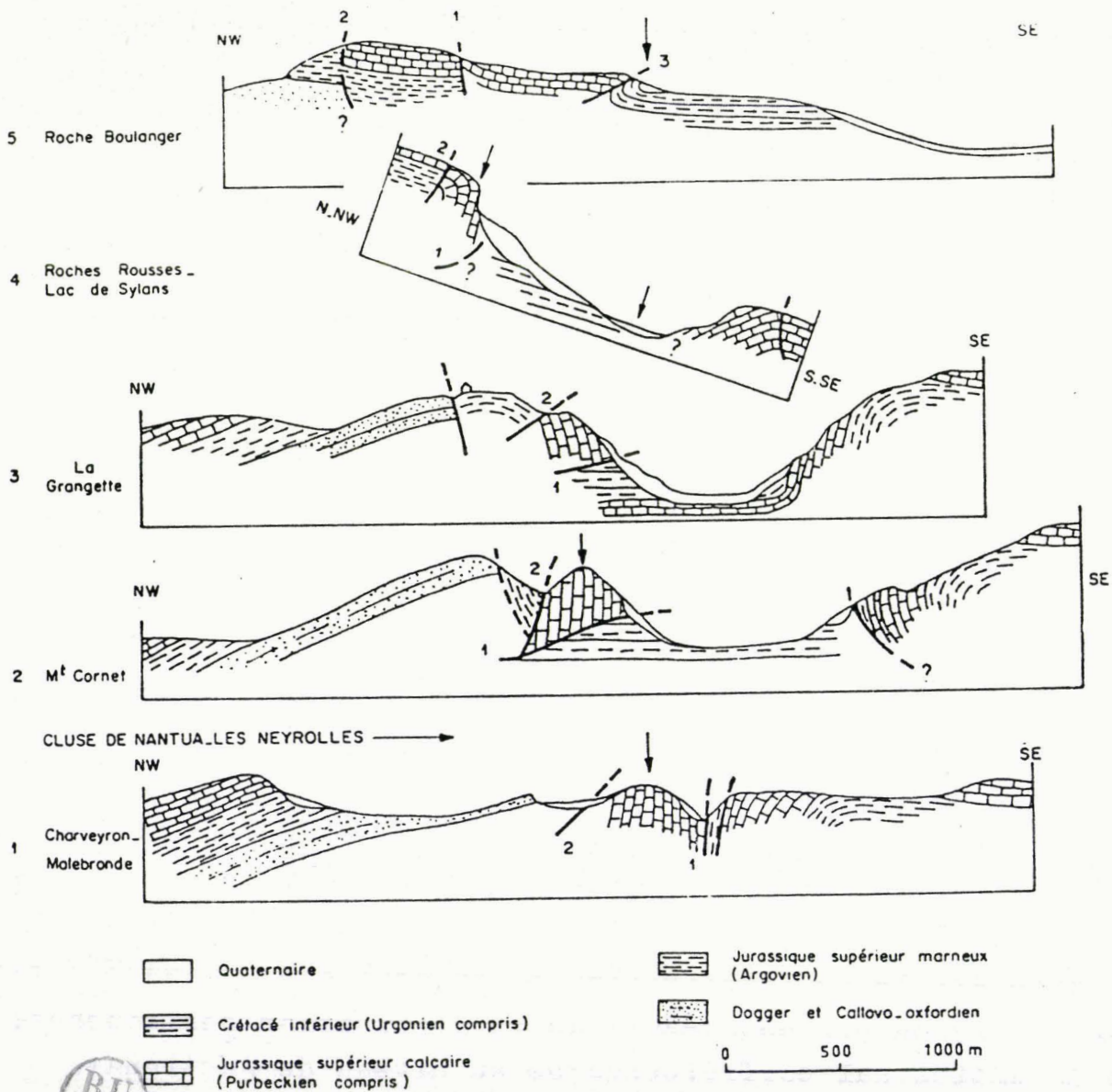


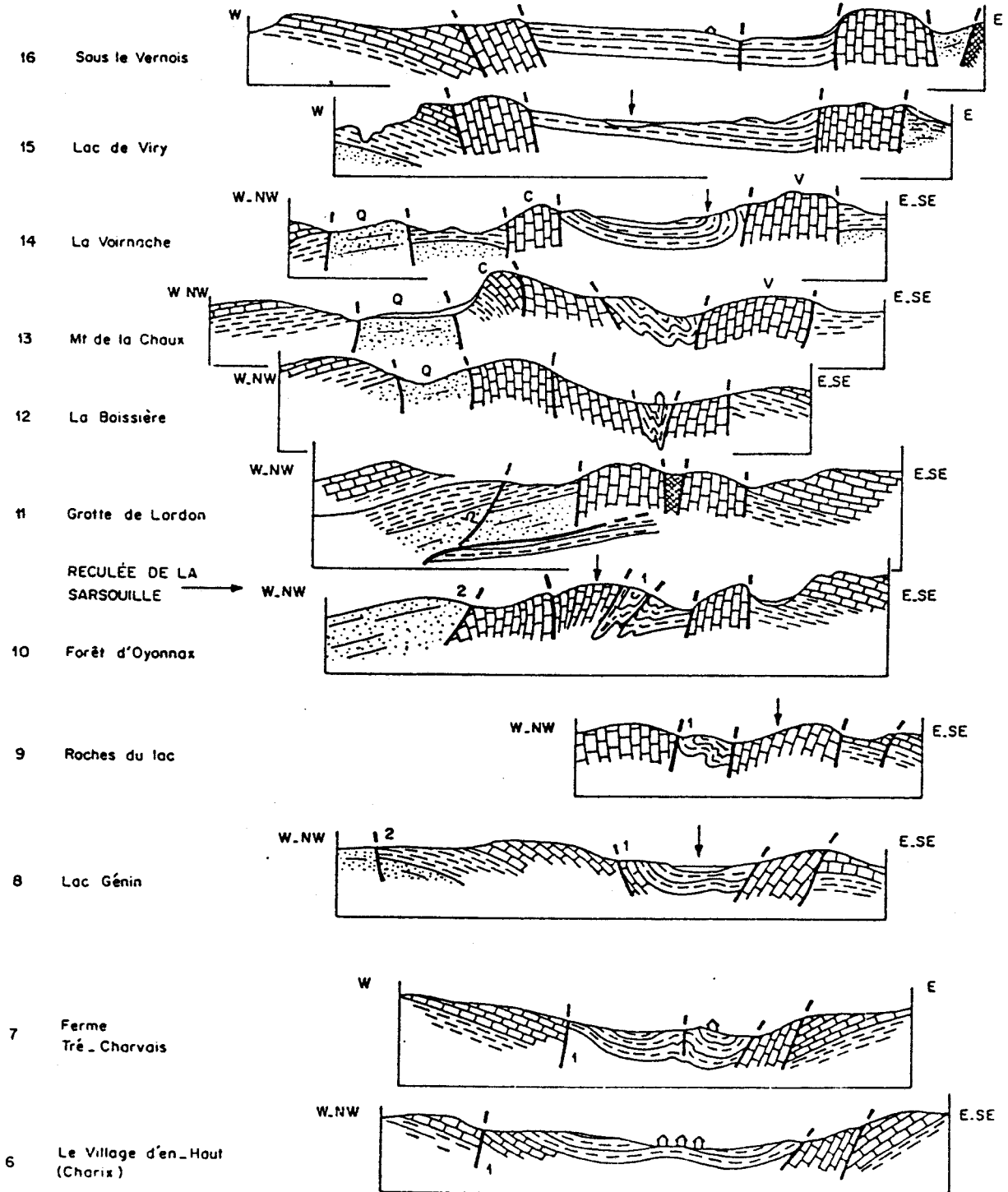
FIG.41. — Profils géologiques

Repères topographiques : figurés, selon le cas, par une flèche, un signe conventionnel ou une lettre en fonction de leur nature ; Q : Châlon de la Queille ; C : Mont de la Chaux ; V : Mont de Verlon.

Repères géologiques : 1 : Faille du Charveyron — Mont Cornet ; 2 : Faille des Cheminées ; 3 : Chevauchement de la Roche Boulanger.

Pour les profils, comme pour la planche I, la figuration d'unités bien individualisées lithologiquement a été adoptée, sans entrer dans les détails de la stratigraphie locale.

(d'après M. Clin et al. 1962-1963).



Cet anticlinal est éventré par une combe au milieu de laquelle a été dégagé un mont dérivé dont les détails du modelé sont contrôlés par la structure. Cette combe est bordée par de puissantes masses calcaires du Malm qui apparaissent très nettement surtout vers l'E. Une faille majeure sinueuse affecte ce domaine et se marque dans le relief; un escarpement de faille est alors bien dessiné. L'arête W est affectée par tout un réseau de failles décrochantes qui interrompent les alignements morphologiques.

Plusieurs ravins incisent dans les marnes et les calcaires marneux de l'Oxfordien, alors que le Dogger reste dominant et forme un relief plus ou moins mou (au N d'Apremont). Vers le N, la morphologie se complique et l'on observe une complexité structurale (chevauchement, décrochement, pincée de Viry-Charix).

A l'E d'Oyonnax, des crêts entourent cette même courbe au sein de laquelle les bancs calcaires du Bathonien restent en relief; il s'agit d'un mont dérivé de calcaire bathonien raboté par l'érosion et affecté par deux failles longitudinales (dans la même direction de l'anticlinal) à la faveur desquelles le Bathonien a été soulevé (carte géol. de Moirans-en-Montagne au 1/50000). Sa mise en valeur est liée au creusement de deux petites rivières (affluentes du Merdanson) canalisées par les marnes argoviennes.

2) Les synclinaux de Viry, Charix, la Combe Ferrand et les secteurs limitrophes.

La disposition structurale de cette unité présente dans son ensemble un fait tectonique majeur et localement des structures mineures. Les travaux de M. Clin et al (1962-1963), M. Clin et J. Perriaux (1964), M. Clin (1966) et J. Lang (1963) sont les sources de ces informations essentielles concernant la structure et la cinématique de cet accident majeur qu'est le Val de Viry-Charix-Combe-Ferrand. Nous conseillons au lecteur de s'y référer avec profit pour combler les lacunes évidentes de ce paragraphe.

La corrélation des indications géométriques et cinématiques (C.E Wegmann 1947, 1948, 1951, a et b) et l'étude des traces de déformations à l'affleurement (M. Clin et al 1962-1963) permettent de préciser le dispositif structural et l'histoire cinématique d'une telle unité. Deux types de structures peuvent être distingués

* La structure fondamentale.

Le synclinal de Viry forme la suite du synclinal des Vaux-les-Saint-Claude au delà du décrochement NW-SE de Rogna-Viry

(carte géol. au 1/50000 de Moirans en M^{gne}). Il est encadré par les dalles du Jurassique supérieur redressées des Monts de la Chaux et de Verlon (Fig.41 coupes 11 à 16) qui offrent des murailles plus ou moins réglées et faiblement incisées par les cours d'eau. Vers l'W, l'anticlinal d'Apremont présente une unité élevée (plus de 100m au dessus du synclinal) et continue; tandis qu'à l'E, l'anticlinal n'apparaît que par endroit (La Combe du Rosay). Ces deux plis présentent sur leurs périphéries des séries monoclinales du Malm faiblement inclinées (Joux noires, plateau d'Echallon-Belleydoux).

Vers le S, l'opposition décrite ci-dessus est encore plus nette dans le synclinal de Charix. La carte géologique nous montre un accident chevauchant au N et au S de ce synclinal. Au N des Neyrolles, le Dogger de l'anticlinal d'Apremont chevauche le Crétacé du synclinal de Charix (Fig.41 coupes 2,3,4). Au M^t Cornet, la dalle du Malm (coupe. 2) jalonne le synclinal et passe par les Roches Rousses: Fig.41 n° 4 (H. Schardt 1894, L. Glangeaud 1955).

Au S des Neyrolles apparaît le Crétacé inférieur subhorizontal (Fig.42 coupe 1) puis brusquement, sans contact visible, figure le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur redressés et pincés du pli synclinal de la Combe Ferrand (Fig.42 coupe 2). Ainsi "le synclinal est étranglé par le déversement et le chevauchement, sur ses bords, des deux anticlinaux qui l'encadrent". C'est le type de structure dite en "blague à tabac" (L. Glangeaud. 1951).

Ce dispositif structural a probablement enregistré les contre-coups de la réactivation de panneaux du socle, du type fossé effondré (J. Goguel. 1951 p.832).

Le synclinal de Charix est séparé de l'anticlinal d'Apremont par une faille-pli à faible rejet et de déchirure de distension: faisceau de Syam décrit par les géologues de l'école du pétrole (diplômes inédits par Cliquet, de Chevilly, Hoendel, Relin), A. Riche (1919-1920), L. Glangeaud (1947)). Ainsi cette faille sépare deux compartiments qui étaient structurés avant le plissement mio-pliocène (L. Glangeaud, 1947). Une faille profonde a guidé, dans la couverture, une série de failles majeures, préparant l'ébauche d'un fossé (phase de distension). Ces structures découpées et préparées ont été redressées ultérieurement (phase de compression).

En résumé, c'est un jeu du socle comme de la couverture qui serait à l'origine du plissement (L. Glangeaud 1951, M.A. Lombard 1951 (P.857), M. Clin et J. Perriaux 1964).

* Les structures accidentelles et la forme des bassins synclinaux.

Cette structure présente des complications tectoniques délicates coïncidant avec une constriction du pli synclinal de Viry-Combe Ferrand et des chevauchements, resserrements, broyages... selon une forme en pincée synclinale N-S. Deux éléments de ces phénomènes tectoniques peuvent être considérés:

- La constriction de la forêt d'Oyonnax

Les coupes de la Fig. 43, 41, 10 illustrent bien ce phénomène. La coupe 43.1 permet de saisir une tendance au chevauchement de la surface structurale de Macretet (N30°E 10° à 20°W) sur le Crétacé subhorizontal, alors que la coupe 43.2 montre ce Crétacé fortement pincé entre deux dalles verticales du Malm (Forêt d'Oyonnax et Crêt Marquet), correspondant à celles du Mont de la Chaux et du Mont Verlon sur la coupe 43.1

Ce phénomène est très localisé, et vers le S, se développe le synclinal de Charix. Une disposition tout à fait comparable est visible dans la cluse de Nantua-Les Neyrolles (cf aussi Fig. 44).

- Le chevauchement des Neyrolles et son cadre structural.

Nous avons vu que vers le S de l'accident de la forêt d'Oyonnax s'ouvre un synclinal puis encore vers le S un autre accident: chevauchement des Neyrolles. Le synclinal Crétacé de Charix se développe en triangle, entre deux dalles verticales du Jurassique supérieur (Fig. 41 Coupes 11 à 16). A l'E de ce synclinal, figure une architecture symétrique de celle de la dalle des Joux noires. Il s'agit du plateau d'Echallon-Belleydoux plus ou moins continu, formé d'une série monoclinale du Jurassique supérieur légèrement pentée vers l'E: N20° à 30°E - 10° à 20°E. Au S de la cluse de Nantua s.l., ce plateau est troublé par la virgation de la forêt de Moment (1162m) d'une direction de N50°-70°E. Ces changements d'orientation d'une même unité structurale, troublée localement, apparaissent cartographiquement (Fig. 38) comme assez brusques (H. Lagotala. 1920, T. Raven. 1932, D. Aubert. 1947).

Le flanc E du synclinal se présente en une dalle verticale ou à pendage W redressé, encadrée de deux failles (Fig. 41 coupes 6, 7, 8). Son orientation est N00° à N10°E. Une disposition comparable est visible dans le bord S et SW du synclinal de Charix; les dalles qui

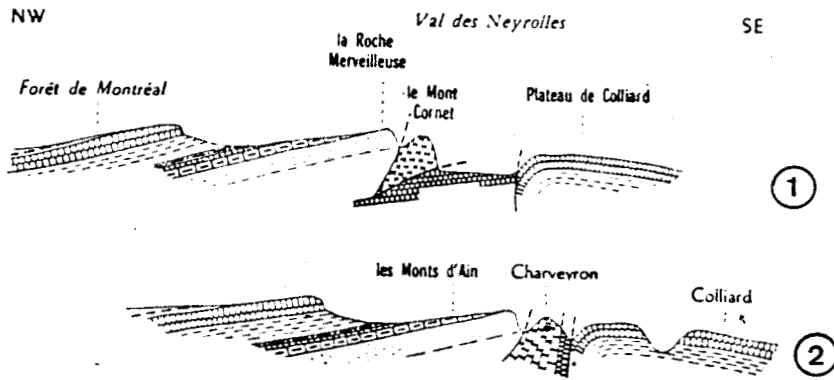


Fig.42 — Coupes schématiques au N et au S de la cluse de Nantua-Neyrolles. La structure tabulaire et chevauchée dans le Crétacé inférieur, au N (synclinal de Charix), est relayée au S par un synclinal crétacé pincé entre deux dalles verticales de Jurassique supérieur

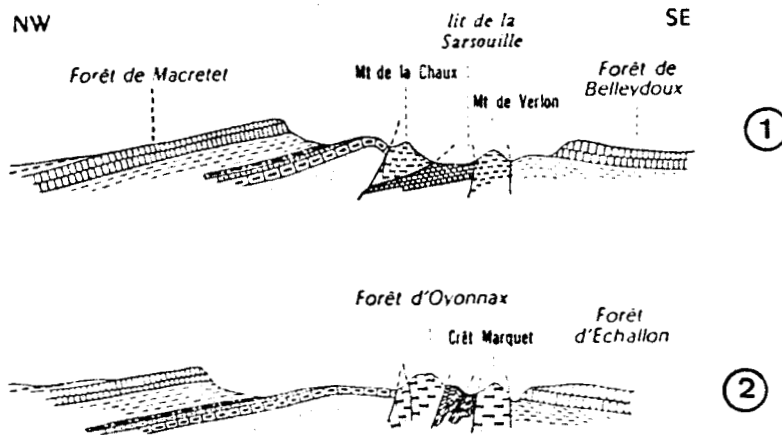


Fig.43. — Coupes schématiques au N et au S du vallon de la Sarsouille (SE d'Oyonnax).

La structure tabulaire et chevauchée dans le Crétacé inférieur, au N (synclinal de Viry), est relayée au S par un synclinal pincé entre deux dalles verticales de Jurassique supérieur



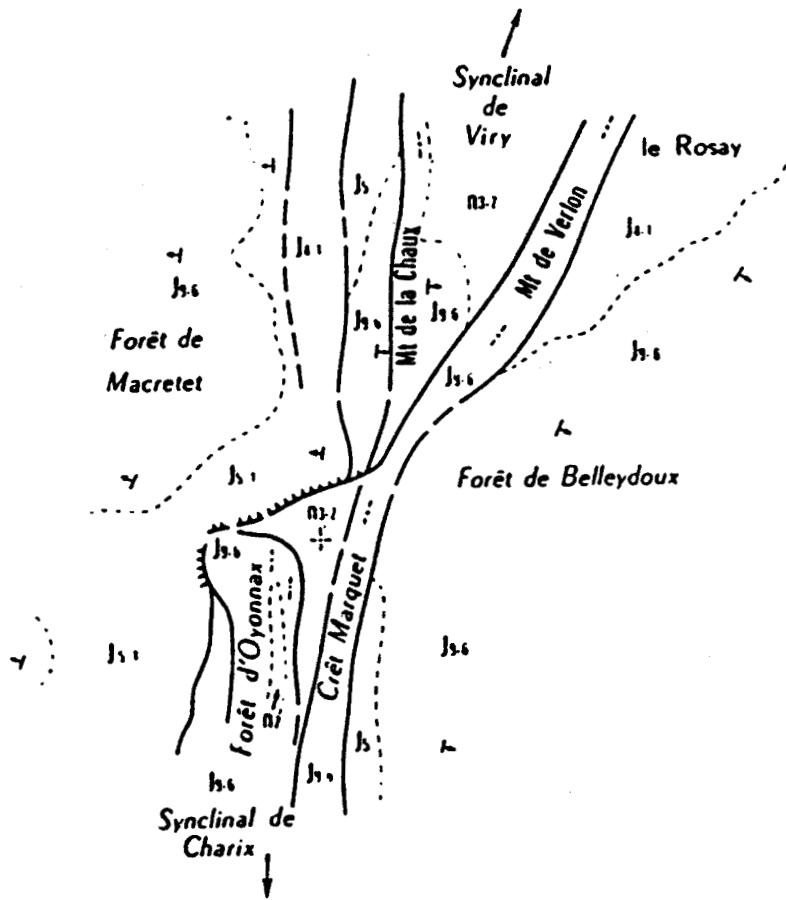


Fig. 44. — « Constriction » de la forêt d'Oyonnax, entre le synclinal de Charix et le synclinal de Viry.

Le Crétacé forme normalement une dalle horizontale dans chacun des deux synclinaux, à l'exception de la zone de la forêt d'Oyonnax, où il se trouve pincé entre des dalles verticales de Jurassique supérieur.

(d'après Clin.M. et Perriaux.J.1964).



dominant le lac de Sylans et même au Mont Cornet sont redressées à la verticale. (Fig. 41 coupes 2,3,4). La direction de ce bord est ENE-WSW, c'est donc celle de la virgation de la forêt de Moment. Ces faits décrits, pouvons-nous admettre une même origine pour les deux accidents? (Virgation de la forêt de Moment, chevauchement des Neyrolles).

Nous trouvons cette même direction au niveau d'Oyonnax dans la région de la Roche taillée.

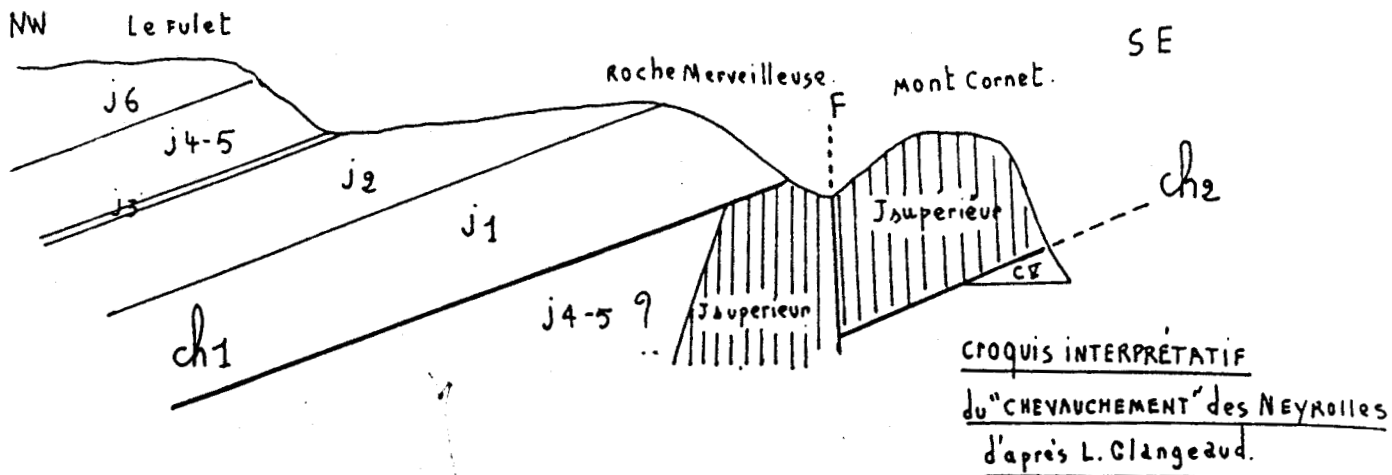
Le synclinal des Neyrolles a une structure plus ou moins parallèle à celle de l'accident de la Forêt d'Oyonnax comme le montrent les coupes de la Fig. 42. Chacune des deux coupes correspond à l'une de celles de la vallée de la Sarsouille (Fig. 43); Un chevauchement au N, une pincée au S. Comme le synclinal de Charix, le synclinal de la Combe Ferrand s'ouvre vers le S et se prolonge par celui d'Hautteville. On remarque donc, dans cette géométrie complexe un élément très frappant: C'est ce parallélisme des deux zones de coupures qui séparent le synclinal de Viry, du synclinal de Charix, et celui-ci du synclinal de la Combe Ferrand. Sur le plan morphologique, la première unité offre la reculée de la Sarsouille et la deuxième la cluse de Nantua-lac de Sylans. Ce dispositif peut s'interpréter par un mouvement différentiel N-S et tardif, entre deux compartiments: le plateau d'Echallon-Belleydoux (la forêt de Moment en faisant partie) et la bande rectiligne des Joux noires (Anticlinale d'Aprémont). Le premier compartiment ayant un mouvement vers le N par rapport au deuxième (M. Clin et al 1964).

Interprétation du chevauchement des Neyrolles. (Fig. 45).

Le chevauchement des Neyrolles peut s'expliquer par trois interprétations (Fig. 45):

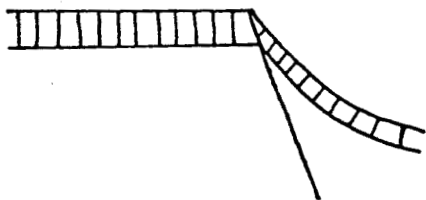
- Pour Glangeaud, "le synclinal de Charix est étranglé par le déversement et le chevauchement, sur ses bords, des deux anticlinaux qui l'encadrent". C'est le type d'une structure "blague à tabac".
- Pour Goguel, le synclinal Crétacé des Neyrolles s'est effondré d'où ces deux dalles redressées qui l'encadrent et deux failles majeures (fossé d'effondrement mis en place lors de la phase de distension).
- M.J. Bertranau, J. Glaçon et G. Lucas définissent dans la région de Batna (Algérie) un style tectonique lié à la montée verticale de horsts. Cette interprétation peut s'appliquer aux Neyrolles. Il s'agit du style "flanquant". (Fig. 45).

STYLE CHEVAUCHANT.

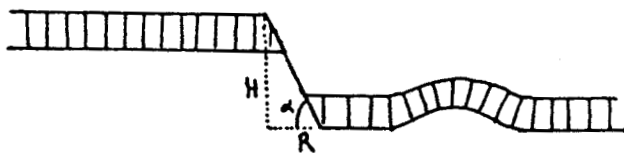


STYLE FLANQUANT.

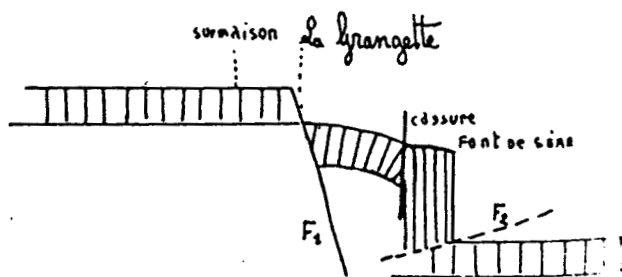
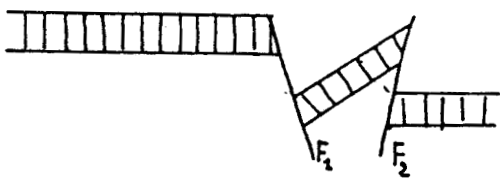
1^{er} cas.



2^{ème} cas



3^{ème} cas



BATNA (G.LUCAS

les NEYROLLES.

FIG.45. INTERPRÉTATION DU "CHEVAUCHEMENT" DES NEYROLLES.

in J.Lang.1963.

Le schéma de Glangeaud doit être nuancé dans le sens des hypothèses de Goguel: des cisaillements horizontaux ont pu déplacer le synclinal par rapport au fossé du socle. Il s'agit donc d'un recouvrement par glissement longitudinal et non d'un chevauchement proprement dit (J.Lang.1963).

Cet accident des Neyrolles paraît lié à un système de dislocations du socle ce qui entraîne le style flanquant de Lucas.

3) Le plateau d'Echallon-Belleydoux.

Cette unité borde vers l'E le synclinal de Viry-Charix. Sa symétrie avec la dalle des Joux noires est un trait notable du paysage. Elle est formée de calcaire du Malm faiblement penté vers l'E. Sur le plan morphologique, elle présente plusieurs formes: surface structurale de Plagne, replats structuraux ou d'érosion (cf. III.1.2.P.196). d'innombrables abrupts stratigraphiques qui apparaissent clairement sur les cartes topographiques, buttes morainiques. Aussi est-elle criblée de vallées sèches et de dolines; fait dû à la nature lithologique (calcaire du Malm) et au dispositif des couches (pendage faible). Ce plateau présente quelques entailles: vers l'E; la Semine l'incise profondément puis plusieurs cours d'eau dont la plupart sont des affluents de la Semine (R^{au} de Combe Chenevière) coupent en blocs la partie basse de la surface de plagne.

et en photoaérienne) de direction N70° à N80°. Les failles oligocènes

4) L'accident de la forêt de Moment.

Cet accident s'étend nettement depuis Montagnes à l'E jusqu'au Poizat à l'W, en passant près de Lalleysriat; son tracé est quasiment rectiligne (sur les cartes topographiques et géologiques) ainsi que les axes des plis, de part et d'autre de cet accident ont subi un mouvement rotationnel dextre pouvant atteindre 40° (P.Bienfait.1981), mouvement qui atteste d'un jeu dextre de l'accident. Morphologiquement, on y observe un "linéament" très net entouré par deux combes d'importance.

5) La cluse de Nantua-Saint-Germain-de-Joux.

Le plateau est profondément disséqué par la cluse de Nantua et ses affluents. Il en résulte un aspect déchiqueté de ce plateau. Outre les deux accidents décrits (synclinal de Viry-Charix, décrochement de la forêt de Moment), le plateau est troublé par l'entaille de cette cluse et son évolution vont être traitées dans un autre chapitre (cf. chap. III, P. 228).

De cette description, on retiendra sans doute une certaine diversité du relief tout au long de cet alignement montagneux, mais plus encore les accidents tectoniques et morphologiques qui le troublent.

Cette complexité structurale se traduit bien dans la topographie: un vaste plateau troublé d'accidents (failles, décrochements, escarpements...). Aussi est-il favorable à l'érosion karstique qui a sculpté le paysage en exploitant les fractures, les diaclases et le dispositif des couches calcaires.

Au total, bien que de multiples nuances liées à l'environnement géologique et morphogénétique se dégagent de l'analyse détaillée du modelé, le trait dominant de ce type de relief est bien la conformité à une structure faillée et plissée plus ou moins simple: sillons et bourrelets se succèdent assez régulièrement, avec quelques complexités locales, à l'E d'Oyonnax où un système de crêtes (crêt Marquet) et de sillons étroits se développent. Cette complexité s'explique par l'accident de Viry-Charix dont la trame tectonique a été fortement pincée à cet endroit (Fig. 39) et mise en valeur par l'érosion.

Conclusion

La diversité des unités morphostructurales résulte à la fois du compartimentage (phase de distension), de l'intensité du plissement (phase de compression) et de l'importance de la morphogenèse. Là où le découpage était très intense, prédomine un train de lanières et de combes; là où au contraire le faillage est moins accusé et le plissement est moins énergique, les voûtes anticlinales présentent des monts lourds et parfois des bassins très pincés. Ainsi, la conformité du relief à la structure caractérise la chaîne des Berthians et des Joux blanches comme la Haute Chaîne. Mais les deux domaines morphostructuraux s'opposent tant par le style tectonique style ultracomtois dans la zone des faisceaux (lanières), style de la Haute Chaîne) que par des modèles fondamentalement différents: des lanières et des combes monoclinales le plus souvent d'un côté et des dalles structurales, des pincées, des combes anticlinales de l'autre. Les escarpements de l'ordre structural, la karstification (quoiqu'elle soit plus intense dans la Haute Chaîne)... apparaissent dans les deux ensembles.

Conclusion de la présentation du cadre structural.

1) Eléments tectoniques.

Les ensembles morphologiques sont bien individualisés par une tectonique vigoureuse. Nous pouvons distinguer deux éléments:

* - Tectonique cassante. Deux types de failles affectent le secteur d'Oyonnax: des failles longitudinales et des failles diagonales.

-Failles longitudinales.

Elles s'étendent sur de grandes surfaces et ont un tracé sinueux. En grande partie, elles ont joué comme des failles normales et affectent le plus souvent des plis. Leur direction méridienne et subméridienne est analogue à celle du fossé Bressan (N20°E). Ces failles ont délimité des unités physiographiques (compartimentage des chaînes des Berthians et des Joux blanches).

-Failles diagonales.

De faible extension, elles constituent un réseau conjugué de décrochements verticaux dextres (N60°) et sénestres (N120°). Parfois, elles sont limitées aux séries qui chevauchent, ou bien ce sont des failles longitudinales qui ont rejoué en décrochement dextre. Ces décrochements affectent les failles méridiennes qui sont décalées, gauchies... Ils sont sûrement postérieurs à ces failles.

* -Tectonique souple. Les plis, par rapport aux failles, affectent assez peu le secteur. Morphologiquement, ils présentent des vaux (d'Izernore, d'Oyonnax, de Charix...) et des monts ou des antiformes d'une direction générale de N20°E à N45°E. Nous en avons de toute sorte: en écaille ou en pincée (Napt, Charix), en baquet (Oyonnax, Izernore), en bourse (Izernore)..., des plis anticlinaux coffrés (Chaînon d'Apremont), des plis en genou (Mornay, Combe à l'Ours, Samognat...), dissymétriques... Mais ils sont de type isopaque. Ce mode s'accompagne d'autres phénomènes tectoniques: cisaillement, glissement banc sur banc, crénaux (Fig. 11.9. P. 234 in Mattauer (1974)).

Ils résultent, comme les décrochements, d'une contrainte E-W lors d'une phase de compression et sont très souvent délimités par deux failles méridiennes ou buttent contre elles. Elles sont donc antérieures aux plis du moment qu'elles ont préparé des compartiments qui ont réagi différemment au plissement, puis elles-mêmes ont évolué parfois en faille-plis (Géovreisset, Bois de Ban...).

2) Grands traits de l'évolution structurale (essai de chronologie). Nous avons vu précédemment que les failles méridiennes sont antérieures aux plis, eux-mêmes parfois affectés par les décrochements; ceux-ci sont donc les derniers événements produits. Le plissement a repris les panneaux faillés antérieurement. Deux événements tectoniques essentiels sont à distinguer:

-une phase de distension selon une direction E-W par laquelle sont nées les failles méridiennes et les bassins d'effondrement (faillage normal N-S dû peut-être au jeu des panneaux du socle).

-une phase de compression E-W qui a repris les unités structurées antérieurement.

Quoique la stratigraphie locale ne permette aucune datation de ces phases tectoniques (absence de dépôts Tertiaires dans le secteur), nous pouvons, par analogie avec l'histoire tectonique du Jura (cf. Chap. B.1.3. P. 53), attribuer la première phase à l'Oligocène et la deuxième au Miocène supérieur, avec des érosions intercalaires; enfin, un soulèvement au Pliocène (L. Glangeaud 1947).

Cette histoire tectonique joue un grand rôle dans la mise en place des ensembles morphologiques, au même temps, elle a été guidée par la paléomorphologie.

3) Reconstitution cinématique.

Nous pouvons résumer l'histoire tectonique de la région d'Oyonnax de la manière suivante:

-une sédimentation de plateforme dans la plupart des cas épicontinentale. (CF. Chap. I.3. P. 47).

-un régime distensif oligocène se traduit par un faillage normal en touches de piano (Effondrement des fossés bressan, rhénan, et molassique suisse).

- une surface d'érosion sur laquelle nous n'avons aucune indication à l'échelle de notre secteur (CF. Chap. Surfaces d'érosion).

- une phase de compression au Miocène supérieur, traduite par un plissement, un faillage et un soulèvement.

- Pendant que se produisent ces phénomènes tectoniques (phase de compression) ou postérieurement, une surface d'érosion s'est établie (CF. Chap. Surfaces d'érosion).

Cette reconstitution très schématique, varie localement d'un compartiment à l'autre. Il faut donc faire des reconstitutions cinématiques pour chaque coupe géologique. Grossièrement, nous avons

toujours les traits décrits ci-dessus. Cette tectonique polyphasée avec des érosions intercalaires a compliqué la structure et la morphologie de la région d'Oyonnax. On peut "voir" le Jura comme "une chaîne agitée de brusques secousses tectoniques, mais soumise à une érosion continue" (A. Caire).

4) Interprétation dynamique.

Cette étude structurale aura plus d'importance si nous la replaçons dans le contexte de la tectonique des Alpes ou même de la tectonique des plaques. Au début de l'Oligocène, le paroxysme a affecté l'ensemble de la plaque européenne; la compression s'est cantonnée aux domaines alpins internes dont la couverture se clive en nappes déversées en principe vers l'W: mise en place des grandes structures des zones internes (J. Debelmas 1974). Le régime distensif s'est produit dans les domaines externes et a eu pour conséquence dans le Jura la naissance des bassins d'effondrement.

A la fin du Miocène ("Pontien") la compression s'est généralisée et a atteint nettement les domaines externes. Le départ des nappes Dauphinoises et Ultradauphinoises a permis le glissement de la couverture vers l'W et la fuite du socle vers l'E: subduction (Umbgrove 1948). Ce plissement est générateur du chevauchement du Jura sur la Bresse au niveau du Keuper moyen incompetent, désolidarisé par rapport au socle.

Cette dynamique tient aux modalités de la collision Europe-Afrique (J. Auboin et J. Debelmas 1980, J. Debelmas et al 1980).

Ainsi se trouve réalisé depuis l'Oligocène un compartimentage structural qui va être repris par le plissement du Miocène supérieur.

CHAPITRE III

LES DONNEES BIOCLIMATIQUES

I. Un climat de montagne à caractères continentaux.

A - Les saisons.

La situation géographique du Jura, à la limite des climats méditerranéens, océaniques et continentaux, nous empêche d'intégrer le climat jurassien dans une zone préalablement établie. Seule la dynamique atmosphérique et ses influences nous permettra de saisir les vraies caractéristiques du temps jurassien. Les grandes influences climatiques sont inégalement perçues dans l'espace et dans le temps. Elles sont des preuves des influences des centres d'action. Dans le cadre de cette étude, nous n'allons pas faire une étude des situations synoptiques, ni exposer l'origine, le dynamisme et les effets de chaque centre, mais simplement donner une idée sur les grandes masses d'air qui affectent le Jura. Pour plus de détail, nous renvoyons le lecteur aux travaux de M. Mezin (1945), Viaut. A (1947) P. Pedelaborde (1957, 1982), I. Trautsohl (1969)...

* L'hiver est caractérisé par la dominance des anticyclones provenant soit de la Scandinavie soit de la plaine russe et par un flux d'W qui est le plus souvent à l'origine des précipitations. La situation méridionale du Jura peut lui permettre de bénéficier de l'abri aérologique de la Méditerranée. Néanmoins, l'influence des masses d'air du S est bien sentie.

* En été, les anticyclones océaniques et continentaux sont très fréquents. A titre d'exemple, nous citons le mois de Juillet comme le plus anticyclonique de l'année 1974. (Blanchet. G. 1975). Mais une particularité du climat jurassien est l'importance des pluies d'été (sous forme d'orages) puisque l'instabilité est renforcée à la fois par l'ascendance orographique et par la chaleur des vallées abritées. La situation du Jura entraîne souvent une situation de marais barométrique (deux zones dépressionnaires sur l'Atlantique et sur l'Europe centrale, et deux zones anticycloniques sur la Méditerranée et la Scandinavie). Donc le Jura, en été, bénéficie des anticyclones qui s'étendent fréquemment sur l'Europe du S, et des perturbations nées sur la Méditerranée à la faveur du front Atlantique-Méditerranée.

De plus, le Jura est tout de même affecté par les perturbations d'W et du SW (contre coup d'une coulée polaire qui a déterminé une cyclogenèse sur le Portugal).

La position en charnière du Jura le soumet bien souvent à des influences continentales, océaniques et méditerranéennes. La lutte entre ces flux et leur influence expliquent l'abondance des pluies sur le Jura en été.

* Le printemps est caractérisé par la rareté des anticyclones et la faiblesse de leur durée (fait dû à une dynamique atmosphérique très troublée). Un flux d'E (anticyclone continental) se met en place quand une dorsale de l'anticyclone océanique est assez puissante pour recouvrir le continent jusqu'à l'anticyclone russe. Les anticyclones océaniques, quoique éphémères, sont assez fréquents. Ils sont souvent très forts et empêchent la continentalisation de l'air. Les perturbations du SW proviennent d'une cyclogenèse déterminée par les coulées polaires sur la méditerranée. (temps doux et humide).

* L'automne est marqué par de nombreux anticyclones (fait dû à l'abondance de situation de crêtes planétaires ou de gouttes chaudes). Les anticyclones continentaux sont rares, tandis que les anticyclones océaniques sont fréquents (dorsale de l'anticyclone des Açores). L'influence du S et du SE (dirigée par la dépression du golfe de Gênes) stoppe le flux continental.

Le phénomène important de l'automne est la fréquence des gouttes froides qui dirigent sur le Jura, quand elles sont centrées sur le golfe de Gascogne ou sur l'Atlantique, une perturbation du SW et, quand elles sont sur le golfe de Gênes ou l'Italie, une perturbation du S ou du SE, et enfin si elles sont sur l'Europe du Nord elles servent de lit aux perturbations de NW.

Cette description montre la complexité climatique du Jura. Une étude détaillée est donc nécessaire pour avoir une idée sur les conditions climatiques et leurs principales caractéristiques.

B - Les éléments du climat.

Cette étude est gênée par la rareté des sources, les "stations" météorologiques du secteur étudié étant peu nombreuses: deux au total. Ce sont celles d'Oyonnax et d'Izernore.

Ces stations ne fournissent pas toutes les données météorologiques. De plus leur localisation est toujours en zone basse, ce qui est regrettable.

1. La pluviosité.

Le calcul de la pluviosité annuelle moyenne a été effectué pour les quatorze dernières années (1970-1983): période de mesure la plus longue, commune aux deux postes. Nous pensons qu'une comparaison des résultats sur une période égale peut conduire à des conclusions valables.

Deux éléments principaux peuvent être distingués: la pluie et les précipitations solides.

1-1 La pluie. (Tableau n° 1)

Poste	Altitude en m	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année (1970-83)
Oyonnax	535	120,4	95,8	115,7	93,1	121,8	120,6	89,2	115,8	109,6	116,9	126,7	122,7	1348,3
Izernore	430	136,3	132,5	125,6	112,8	120,4	125,1	84,2	120,4	115,9	141,6	153,2	142,8	1501,8

Tabl n° 1 .-Répartition mensuelle et annuelle des pluies

On peut résumer le tableau ci-dessus comme suit:

- Le total pluviométrique à Izernore est supérieur à celui d'Oyonnax.
- Un minimum de pluies s'observe surtout en Juillet.
- Une pluviosité beaucoup plus forte que ne le voudrait l'altitude.

L'examen précis des moyennes mensuelles des deux postes révèle une diversité importante de la répartition mensuelle, saisonnière et annuelle des pluies.

1.1.1. Le régime pluviométrique.

Pour chaque poste, nous avons effectué les moyennes mensuelles et saisonnières pour la période 1970-1983 (soit 14 ans). Nous avons ensuite transformé ces résultats en pourcentage par rapport à la moyenne annuelle.

1.1.1.1 Répartition mensuelle de la pluviosité.

Les valeurs trouvées pour la répartition mensuelle de la pluviosité sont assez variables, cependant nous pouvons faire quelques remarques :

- en hiver, la pluviosité diminue de Décembre à Février.
- au printemps, la pluviosité présente un minimum en avril et un maximum en mars pour Izernore et en mai pour Oyonnax.
- Les mois d'été se caractérisent par une pluviosité abondante en Juin et un minimum en Juillet.
- L'automne est marqué par un minimum de Septembre; Novembre est très humide.

Les diagrammes de pluviosité de la figure n° 46 illustrent les grands régimes pluviométriques.

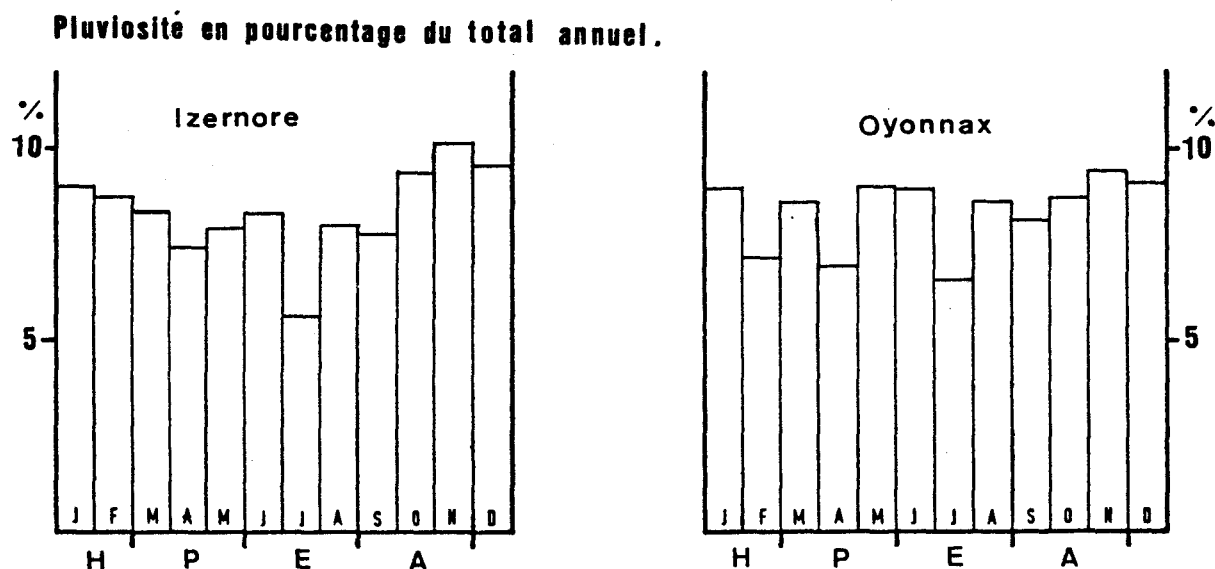


Fig.46.— Les grands régimes pluviométriques (1970_83)

Les précipitations moyennes mensuelles les plus abondantes sont celles de 50 à 200 mm: 79 % à Oyonnax et 76,82 % à Izernore. (Tabl. 2) Les fortes précipitations (300mm par mois) ne sont enregistrées que rarement. Le maximum de 338,1 a été relevé à Oyonnax en Mai 1983. (presque la même valeur a été relevée à Izernore 335,6).

1.1.1.2. Répartition saisonnière de la pluviosité.

-Le régime pluviométrique est remarquable par une saison pluvieuse continue en automne et en Hiver; et une diminution légère du total pluviométrique au cours du printemps et de l'été. (Fig.47)

OYONNAX

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	T
P < 50mm	1	2	2	3	1	1	2	1	3	2	1	1	20
50-100mm	5	3	3	6	4	1	5	3	3	4	1	5	43
100-150mm	4	6	5	2	5	6	5	7	4	2	6	3	55
150-200mm	3	1	2	1	3	5	2	3	2	4	6	3	35
200-250mm	1	1	2	1	0	1	0	0	2	2	0	1	11
250-300mm	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
300-350mm	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	3

IZERNORE

P < 50mm	0	2	2	4	1	1	3	0	3	2	1	1	20
50-100mm	4	2	3	3	6	1	6	5	3	4	2	3	42
100-150mm	5	7	4	3	4	9	4	6	3	1	1	3	50
150-200mm	4	1	4	2	2	3	1	3	2	2	6	4	34
200-250mm	1	0	1	0	0	0	0	0	1	2	3	-	8
250-300mm	0	1	0	2	0	0	0	0	1	2	-	2	8
300-350mm	0	1	0	0	1	0	0	0	-	-	-	-	2

Tableau n° 2 . Variabilité mensuelle de la pluviosité.



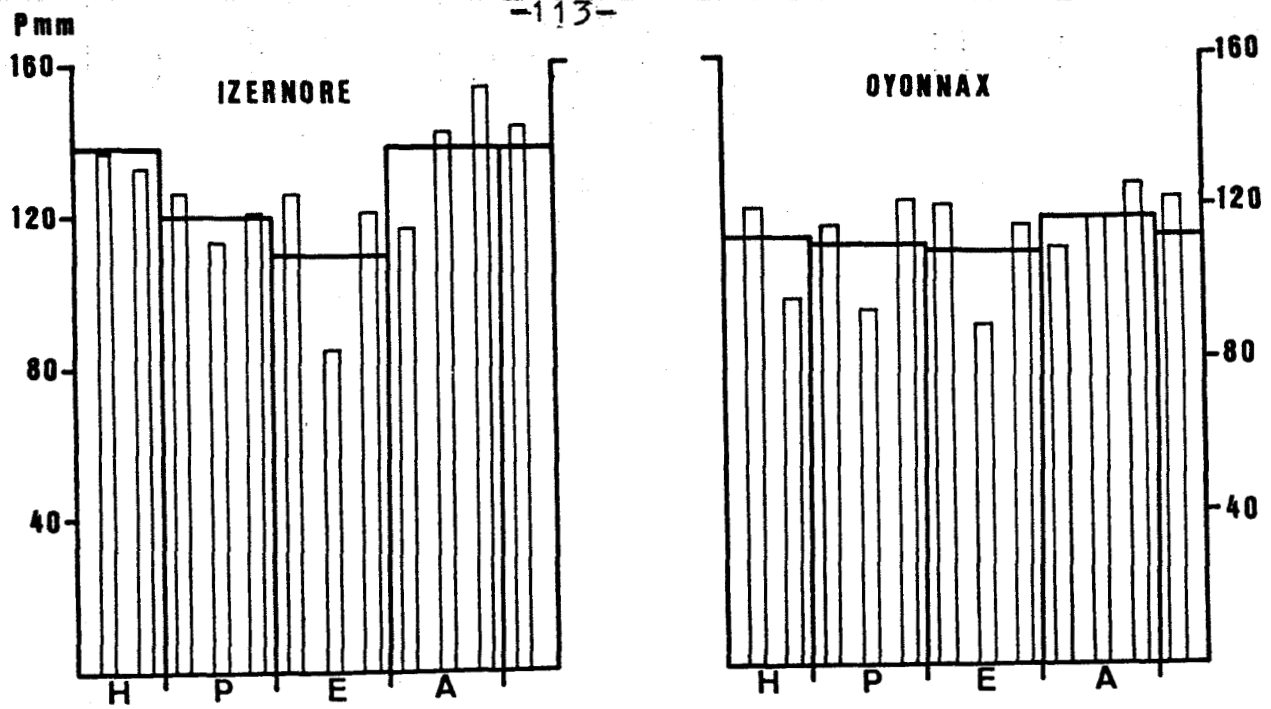


Fig.47 .— Régime mensuel et régime saisonnier des précipitations
(1970 - 1983)

Ce régime présente une certaine homogénéité dans la répartition saisonnière des pluies surtout pour la station d'Oyonnax. Le maximum principal est enregistré par le mois de Novembre et la deuxième "pointe" (maximum secondaire) par le mois de Décembre. Les mois les moins arrosés de l'année sont Juillet et Avril. Le régime pluviométrique d'Oyonnax présente en quelque sorte un régime confus du fait que les maxima et les minima sont peu différenciés les uns des autres. Au contraire à Izernore ces éléments sont relativement faciles à distinguer.

La figure n°47 ne fait pas apparaître de "mois sec" (on considère comme sec un mois recevant en moyenne de 5 à 10 mm en zone tempérée. (ch.P.Peguy(1970)). Le minimum principal est de 84,2 mm à Izernore. Mais du fait de la variabilité interannuelle il peut en exister (Juin 1976).

" L'indicatif saisonnier " de Musset (cf.ouvr.cité) sera donc H.A.P.E pour Izernore et A.H.P.E pour Oyonnax, car les moyennes pluviométriques saisonnières s'y établissent comme suit :

Station	H	P	E	A
Izernore	137,2	119,6	109,9	136,9
	27,2%	23,7%	21,8%	27,1%
Oyonnax	112,9	110,2	108,5	117,7
	25,1%	24,5%	24,1%	26,1%

Tableau n° 3 . Moyenne pluviométrique saisonnière et pourcentage.

Cet indicatif classique permet donc de faire une schématisation de la répartition saisonnière des pluies par quatre totaux pluviométriques saisonniers moyens ("découpage astronomique"). Outre les problèmes généraux que présente cet indice, son commentaire revêt un faible intérêt pour les deux stations d'Izernore et d'Oyonnax. On remarque bien une très légère différence entre les moyennes pluviométriques saisonnières, autrement dit une continuité saisonnière. Aussi, Février constitue-t-il le troisième minimum (relativement sec), tandis que la saison la plus sèche est l'été.

Pour chaque saison, la pluviosité est marquée par une forte variabilité. Elle est rarement inférieure à 150 mm et presque toujours comprise entre 150 et 600 mm (89 %). Il faut noter, là aussi, la forte pluviosité d'automne et d'hiver. Les figures n° 48 et 49 donnent l'essentiel des résultats.

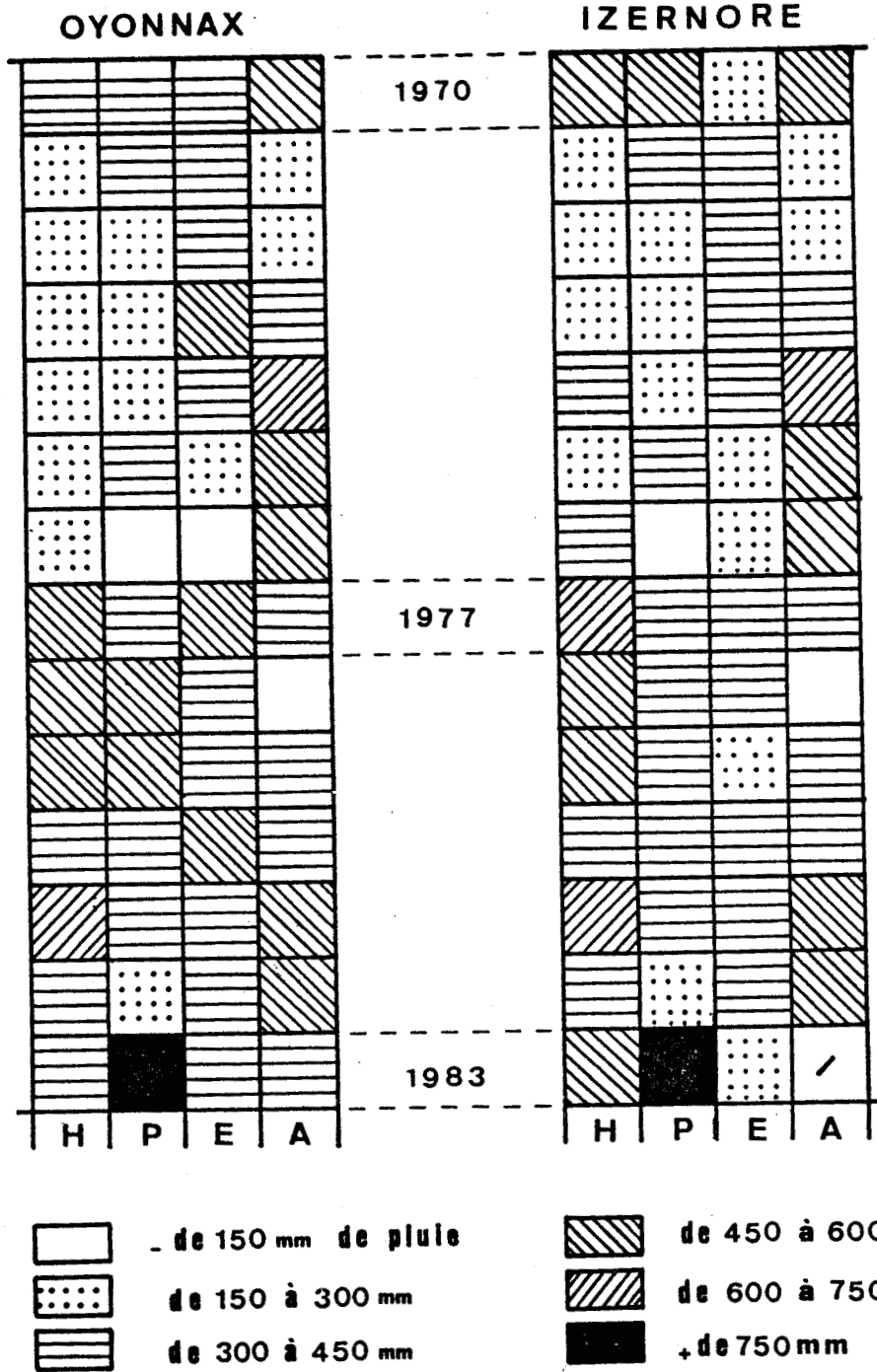
La répartition des pluies au cours des saisons (cf. le régime des pluies: fig. n° 47) suggère encore quelques remarques. Il est très important de la préciser, ce qui ne peut être fait qu'à l'aide du calcul des quotients ou coefficients pluviométriques.

"Si nous appelons P le total annuel, p le total mensuel d'un mois de 30 jours par exemple, nous obtiendrons la valeur référence d'un mois de 30 jours par une simple règle de trois $\pi = \frac{P \times 30}{365}$.

Il suffit alors de faire le rapport p/π , pour obtenir le Coefficient $q = \frac{p}{\pi}$. Selon les mois, q sera supérieur ou inférieur à 1". (P. Estienne, A. Godard 1970; ch. P. Péguy 1970). C'est sur cette formule qu'ont été calculées les valeurs qui figurent dans le tableau n° 4 .

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année (1970-83)	
Izernore	P	136,3	132,5	125,6	112,8	120,4	125,1	84,2	120,4	115,9	141,6	153,2	142,8	1501,8
	q	1,09	1,06	1,01	0,90	0,96	1	0,67	0,96	0,93	1,14	1,23	1,15	
Oyonnax	P	120,4	95,8	115,7	93,1	121,8	120,6	89,2	115,8	109,6	116,9	126,7	122,7	1348,3
	q	1,08	0,86	1,04	0,84	1,09	1,08	1,80	1,04	0,98	1,05	1,14	1,10	

Tabl. n° 4 . Régime pluviométrique.



**Fig. 48 .- VARIABILITE SAISONNIERE DE LA PLUVIOSITE
(1970 -1983)**

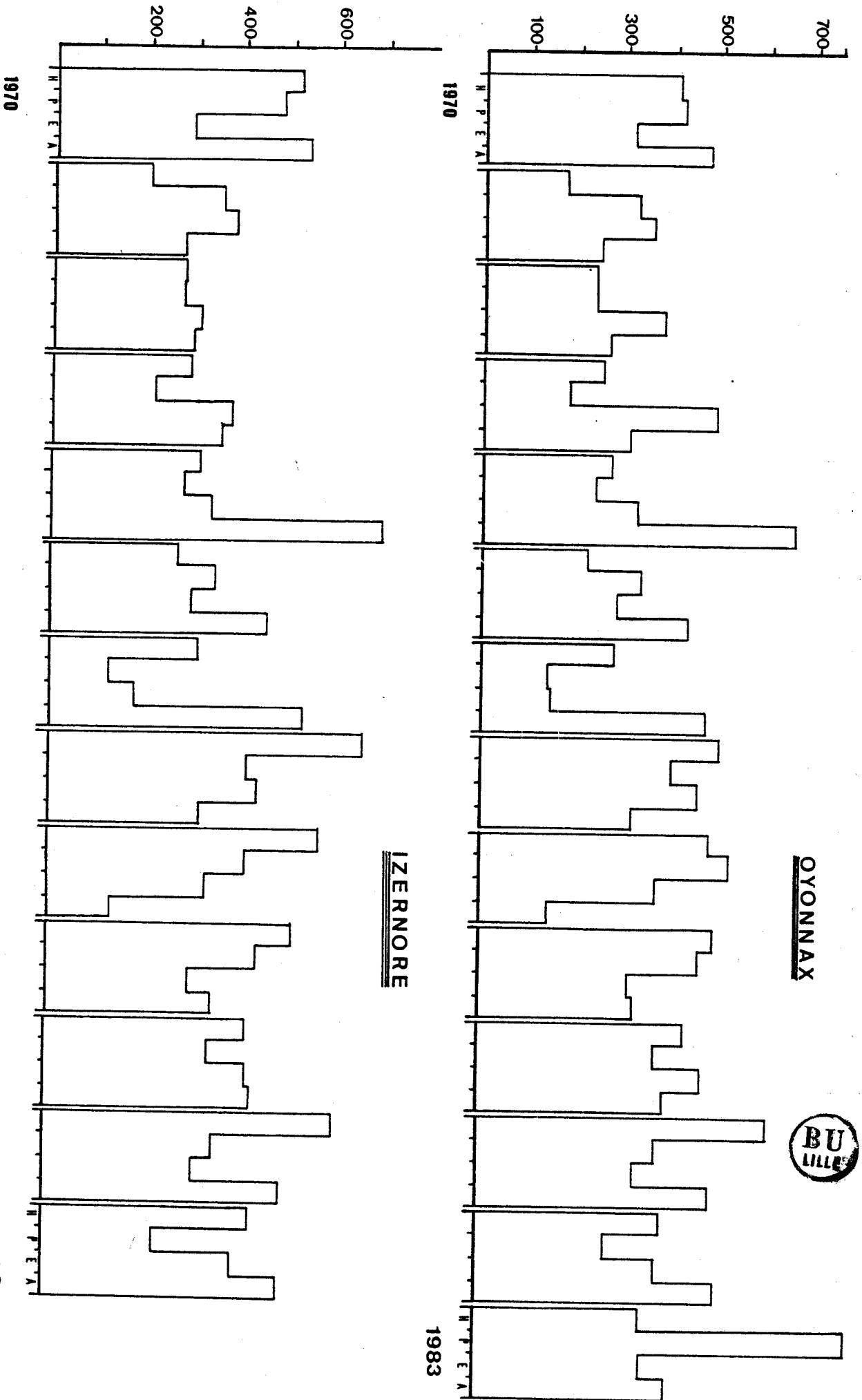


FIG. N° 49 . REPARTITION SAISONNIERE ET ANNUELLE DE LA PLUVIOSITE 1970-1983

OYONNAX



IZERNORE

1970

1982

1970

1983

Cet indice exprime l'aspect pluvieux du mois par rapport à l'ensemble de l'année (Fig. 50).

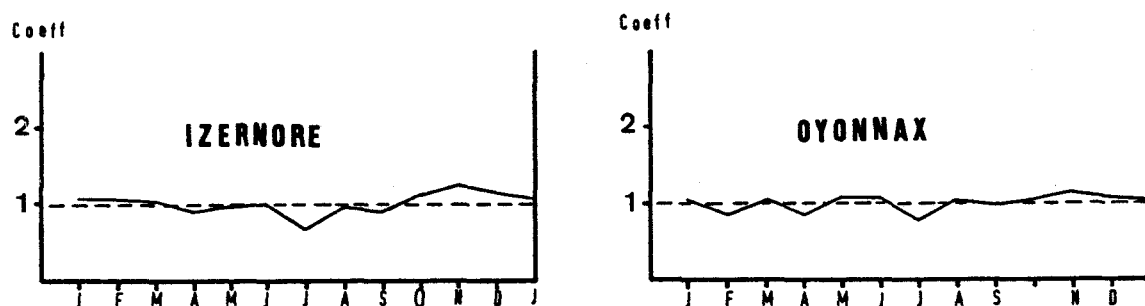


Fig. 50 -- Régimes de précipitations présentés à l'aide de coefficients Pluviométriques. Moyenne 1970-1983 (cf. tabl. n°)

1.1.2 Les types de pluies.

Les types de pluies sont remarquables par une concentration de fortes pluies ($P \geq 10$ mm) en automne et en hiver avec une moyenne maximale en Novembre et Décembre; alors que les pluies moins fortes ($5 \leq P < 10$ mm) enregistrent un maximum au mois de Mars. Enfin les pluies de faible importance ($P \leq 5$ mm) sont réparties sur tous les mois avec une moyenne minimale en Juillet et Septembre. Il pleut en effet en moyenne 172 j/an à Izernore et 144 j/an à Oyonnax. (tableau n° 5).

Le tableau n°5 montre ensuite des variations entre les deux stations. Les jours de pluies importantes ($P \geq 5$ mm) sont un peu plus nombreux à Oyonnax qu'à Izernore; Or, c'est le contraire pour les pluies de faible importance ($P \leq 5$ mm). On observe même une certaine sécheresse relative pour les années (1970-1975), ou la hauteur et le nombre de jours de pluies sont plus faibles que les années qui suivent.

En revanche, ce tableau ne fait pas ressortir clairement la variabilité du régime. Elle se manifeste aussi au cours de l'été, en raison de la concentration des orages (précipitations estivales). En effet, à Izernore 84 % des orages ont lieu entre Mai et Septembre avec 43 % en Juin et Aout. Il en est de même pour les grêles: 90 % entre Mars et Juillet. Le 7/8/78, il est tombé, à Oyonnax, une masse de pluie de 92 mm en 24 h, et 89 mm le 7/10/1970 (valeurs extrêmes sur toute la période 1970-1983). A Izernore le maximum en 24 h a été enregistré (pour la même période) le 12 sept. 1976 (année sèche). Par ailleurs, on a généralement des pluies réparties sur toute l'année



Stations	n° annuel de jours où	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	Totaux	Moyenne
LZERNORE	H > 0,1 mm	193	145	155	144	204	153	153	195	171	202	178	186	161		2240	172
	H > 1 mm	164	115	123	115	176	129	116	165	142	162	156	155	131		1849	142
	H > 5 mm	96	65	71	76	100	85	62	108	88	106	98	105	82		1142	87
	H > 10 mm	64	40	45	43	55	56	34	63	52	57	59	62	55		685	52
	Tn < 0° c	115	118	99	136	64	93	115	79	86	103	116	120	122		1366	105
	Tx > 30° c	4	9	0	7	5	9	13	0	3	5	6	1	3		65	5
CYONMAX	H > 0,1 mm	170	123	133	129	176	141	136	181	166	174	175	169	149	166	2018	111
	H > 1 mm	153	106	117	114	164	134	120	161	152	168	161	163	141	152	1853	132
	H > 5 mm	101	68	66	74	99	83	62	108	104	103	99	104	91	98	1260	90
	H > 10 mm	64	43	39	40	55	50	35	61	56	64	63	61	60	66	758	54
	Tn < 0°	140	155	154	164	97	140	146	105	134	114	128	108	116	116	1817	129
	Tx > 30°	2	6	0	1	6	8	12	1	2	1	4	2	8	19	72	5
LZERNORE	n° annuel de jours de	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977			Totaux	Moyenne
	Brouillard	54	57	51	59	50	77	57	64	73	83	61	63			749	62
	Orage	36	29	25	31	37	38	26	36	31	36	34	34			393	33
	Grêle	1	2	0	0	1	0	2	0	1	3	0	1			11	1

Tabl n°. 5 .-Types de pluies.

Le déséquilibre se marque aussi par les variations interannuelles. On observe par exemple pour Oyonnax 1040,6 mm en 1976 (année sèche), contre 1867,6 en 1983 (année pluvieuse), et pour Izernore 1114 mm en 1976, contre 1824,2 mm au cours de l'année suivante. On note que les années 1971 et 1976 ont été des années de "sécheresse" dans toute la France et même dans toute l'Europe (tout au moins pour l'année 1976).

1.1.3 Influence du relief sur la pluviosité.

La pluviosité, dans le Jura, augmente d'W en E et du S au N, mais cette augmentation n'est pas proportionnelle à l'augmentation d'altitude, comme l'ont démontré deux ingénieurs météorologues (Berger.E, Chaussard.M 1959). Cette élévation du S vers le N est due à une élévation d'altitude et peut-être aussi à une moindre influence méditerranéenne.

Selon Quantin.A (1958) l'augmentation d'W en E serait due à la morphologie étagée des chaînons jurassiens, les masses d'air venant de l'Atlantique condensant leur humidité sur les sommets qui s'élèvent de plus en plus de l'W à l'E. Pardé (1925) semble partager cette opinion et donne aussi une autre explication: l'augmentation de la pluviosité du SW au NE est due à l'éloignement de l'écran formé par le massif central.

... "La distribution pluviométrique est déterminée avant tout par trois facteurs: hauteur du relief, éloignement du Massif Central et hauteur de cet écran"... (Pardé.M 1925). Nous pouvons dire que la répartition des pluies dépend du type de temps envisagé. Les diversités topographiques, l'exposition par rapport aux masses d'air humides font partout varier les moyennes annuelles, de sorte qu'il est difficile d'établir pour cette région une carte pluviométrique.

Il faut noter les variations locales et l'effet de cluse (Nantua). R. Jonac, dans son étude climatologique et hydrogéologique du bassin de l'Ain, (1974) propose une formule empirique qui permet de calculer la pluviométrie annuelle en fonction de l'altitude.

$$P = 0,83 h + 1060 \mp 250 \quad (h = \text{altitude en m})$$

Pour Oyonnax (535m d'altitude) cela donne une valeur de $P = 1504 \mp 250$ mm/an et pour Izernore (430 m d'altitude) une valeur de $P = 1416$ mm/an. Les totaux pluviométriques (1970-1983) des deux stations ne confirment que partiellement l'hypothèse de Jonac.R, car, Izernore, qui devrait recevoir moins de pluies (altitude faible

par rapport à Oyonnax), selon cette formule, en reçoit en fait beaucoup plus (153,5 mm de plus). De plus en examinant les données météorologiques des deux stations, on remarque très bien que la formule de Jonac est vérifiée pour les années pluvieuses, et elle ne l'est pas pour les années sèches (1971, 72, 73, 76 pour Oyonnax; 1972, 76 pour Izernore). La mise en évidence d'un gradient de pluviosité, augmentant d'W en E (J. Girel. 1982) n'est, non plus confirmée par ces données pluviométriques. La position des stations en cuvette rend la situation délicate. Or, ce qui nous intéresse avant tout c'est faire apparaître la répartition différente de la pluviométrie entre les domaines topographiques.

En rapportant la formule de Jonac (1974), malgré l'imprécision de son usage, pour quelques altitudes, nous obtenons la répartition qui suit:

Etage topographique en m	Pluviosité
200-400	1226-1392 ± 250
400-600	1392-1558 "
600-800	1558-1724 "
800-1000	1724-1890 "
1000-1200	1890-2056 "

Tableau n° 6. Etagement de la pluviosité selon la formule de Jonac.R (1974).

$$P = 0,83 h + 1060 \pm 250$$

Les régions d'une altitude élevée, supérieure à 600 m, ce qui est le cas des sommets des chaînons et des plateaux, appartiennent donc aux deux dernières classes à pluviosité vraiment forte.

Cette répartition en altitude de la pluviosité, très importante pour la morphogénèse, est en réalité beaucoup plus nuancée. Les données météorologiques d'Izernore et d'Oyonnax apportent, comme nous l'avons déjà signalé, des résultats qui ne répondent pas à la formule de Jonac. Il faut peut-être tenir compte de la situation d'Oyonnax encastrée dans les montagnes et de ce fait un peu plus protégée; de celle d'Izernore vers l'W, d'où la provenance essentielle des pluies, et aussi du rôle du chaînon des Joux blanches (817 m d'altitude maximum) et enfin de l'effet des cluses (Nantua);

une telle hypothèse ne paraît pas satisfaisante surtout à une distance de 10 km à peine entre les deux stations. Les zones d'altitude sont donc nettement plus arrosées que celles des bassins.

L'esquisse du régime pluviométrique soit annuel, soit mensuel soit même diurne (le dernier, si intéressant soit-il, n'a pas été abordé vu le manque de données), susceptible de commander la morphogénèse, n'a pas le même impact sur l'écoulement et la végétation, non plus que sur le potentiel érosif. Les pluies faibles, bien réparties sur l'année favorisent une humectation progressive des formations superficielles, alors que les pluies abondantes, parfois même armées de grêles s'abattent avec violence sur les versants sans avoir le temps de les humecter, surtout des roches tendres (Oxfordien, moraine...).

1.2 Les précipitations solides.

Ce type de précipitations peut se faire sous forme de neige ou de grêle. Quelques indications sont comptabilisées avec les pluies. Nous ne disposons pas de données quantitatives (hauteur et durée de la neige, volume...) précises sur ces éléments climatiques.

Le tableau n°7 nous montre une concentration de la grêle au printemps et en été; en effet presque 70 % tombent en Mai, Juin et Juillet. Cette répartition est plus ou moins conforme à celle des orages (tab. 7); néanmoins, la corrélation n'est pas tellement étroite. Ces phénomènes sont parfois catastrophiques pour les cultures et les forêts. Les plus importants sont ceux de 1905, de 1914 et surtout celui du 11 Aout 1927 qui dévasta 20000 m² de bois. Dans ce domaine de chaînons et de plateaux, la neige n'est pas rare durant la période froide.

La moyenne de nombre de jours avec chute de neige à Izernore est de 23 jours/an sur la période 1970-1983: on a exclu les variations interannuelles. (Tab. n° 8).

Dans les régions de basses altitudes (600 m d'altitude), l'épaisseur du manteau neigeux est faible. La durée d'enneigement est très courte car les vents venant du S, qui soufflent fréquemment pendant l'hiver apportent assez souvent un adoucissement qui fait fondre la neige. Elle n'a aucune influence sur la végétation dans ces zones peu élevées. A partir de 800 m, elle limite les possibilités de

Année	J		F		M		A		M		J		J		A		S		O		N		D		
	G	0	G	0	G	0	G	0	G	0	G	0	G	0	G	0	G	0	G	0	G	0	G	0	G
1964	-	-	-	0	0	1	0	5	0	7	0	8	0	5	0	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0
1965	2	0	0	0	4	1	7	2	4	0	7	2	3	0	3	0	1	0	1	0	0	0	0	0	
1966	0	0	2	0	1	0	3	0	10	0	9	1	3	0	4	0	1	0	3	0	0	0	0	0	
1967	0	0	0	0	1	1	1	1	6	0	6	0	4	0	7	0	3	0	1	0	0	0	0	0	
1968	0	0	0	0	1	0	3	0	4	0	2	0	4	0	6	0	4	0	1	0	0	0	0	0	
1969	0	0	0	0	2	0	2	0	2	0	7	0	4	0	9	0	7	0	0	0	0	0	0	0	
1970	0	0	0	0	1	0	2	0	3	1	10	0	7	0	8	0	4	0	2	0	0	0	0	0	
1971	0	0	0	0	1	0	3	0	9	0	10	0	5	0	6	0	2	0	0	0	0	2	0	0	
1972	0	0	1	0	1	0	5	0	3	1	4	0	5	1	5	0	2	0	0	0	0	0	0	0	
1973	0	0	0	0	2	0	2	0	4	0	6	0	8	0	11	0	3	0	2	0	0	0	0	0	
1974	0	0	0	0	5	0	4	0	5	0	5	0	2	0	5	0	5	1	0	0	0	0	0	0	
1975	1	0	0	0	1	1	0	4	0	13	2	3	0	9	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	
1976	1	0	0	0	5	0	5	0	2	0	5	0	8	0	8	0	5	0	0	0	0	0	0	0	
1977	1	0	4	0	2	0	1	0	6	0	5	0	8	1	5	0	0	0	2	0	0	0	0	0	
Totaux	5	0	7	0	13	2	37	2	70	4	93	3	76	4	92	0	46	1	15	0	3	0	0	0	
Moyenne	0	0	0,5	0	1	0	3	0	5	0	7	0	5	0	7	0	3	0	1	0	0	0	0	0	

Tableau n° 7 Nombre mensuel de jours d'orage (0)et de grêle (G) à Izernore.

Année	J		F		M		A		M		J		J		A		S		O		N		D	
	Année	34	Année	34	Année	34	Année	34	Année	34	Année	34	Année	34	Année	34	Année	34	Année	34	Année	34	Année	34
1970	3	8	8	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	34
1971	1	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	3	15	15
1972	7	3	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	2	22	22	22
1973	5	9	2	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	5	31	31	31
1974	1	5	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	1	1	18	18	18
1975	1	0	7	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	5	19	19	19
1976	4	4	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	22	22
1977	4	2	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	3	20	20	20
1978	11	7	5	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	31	31	31
1979	9	3	4	5	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	7	33	33	33
1980	3	0	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	10	25	25	25
1981	13	5	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	6	32	32	32
1982	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	9	9
1983	5	5	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	17	17
Totaux	68	54	51	47	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	37	63	328	328	328
Moyennes	7	4	4	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	5	23	23	23

BU
LILLETableau n° 8. Nombre de jours avec chutes de neige (Izernore)(météorologie nationale: poste d'Amberieux).

culture et oblige le paysan à baser son économie sur l'élevage.

Le tableau n° 8 fait apparaître la répartition mensuelle et annuelle de nombre de jours avec chutes de neige. 98 % a lieu de Novembre à Avril avec 40 % en Décembre et Janvier. Les années 1973, 1978, 1979, 1981 ont enregistré presque 40 % des chutes de neige de l'ensemble de la période 1970-1983 avec une moyenne de 32 J/an. Nous rappelons que ces données sont celles des cuvettes et que la neige doit être plus abondante dans les secteurs plus élevés (800 m d'altitude). C'est le cas des sommets des chaînons et sur les hauts plateaux (forêt d'Echallon, de Belleydoux, d'Oyonnax...). L'altitude a l'effet d'augmenter les précipitations et d'accroître la part de celles-ci tombant sous forme de neige. La répartition de la neige est donc conforme à celle des pluies et aussi à la "dictature" de l'altitude. Les chutes de neige les plus importantes (Novembre-Avril) paraissent être associées aux mêmes passages de fronts chauds qui engendrent des pluies abondantes. Elles coïncident aussi avec le froid. Le nombre mensuel de jours ou $T \leq 0^\circ$ (Tab. n° 5) correspond presque au nombre de jours de chutes de neige. En général, quand il fait froid, une part importante de précipitations se fait sous forme solide. Donc le facteur essentiel pour qu'il neige est le froid. En réalité, les choses ne se passent jamais avec ce degré de simplicité car nous observons que le nombre de jours de chutes de neige est de 51 en Mars, 47 en Avril, période où les températures moyennes sont déjà élevées. Il s'agit sans doute d'un facteur double au régime des chutes de neige: effet de la température se combinant à celui de la pluviosité.

Ces précipitations neigeuses influent évidemment sur l'écoulement, mais aussi sur la sensibilité du milieu aux processus morphodynamiques. La durée de l'enneigement dans les hautes régions calcaires (plateaux décrits ci-dessus) joue un rôle morphologique très important dans la dissolution des calcaires d'où une mosaïque karstique .

2) Les températures (cf. tabl. n° 9)

Du tableau n° 9, on peut déduire les informations suivantes:

_ Les températures moyennes annuelles sont plus fortes à Izernore presque toutes les années sauf pour les trois dernières années (1981, 1982, 1983).

_ Les amplitudes thermiques annuelles sont au contraire, plus fortes à Oyonnax pour toute la période 1970-1983.

Le caractère de continentalité est donc mieux marqué à Oyonnax.

2.1 Influence du relief sur les températures:

2.1.1. Variations des températures avec l'altitude.

Comme pour la pluviométrie, R. Jonac a établi un rapport entre la température moyenne annuelle et l'altitude: $T = 0,0065 h + 12^{\circ}, 2 \pm 0^{\circ}, 8$. Soit pour Oyonnax, 535m d'altitude: $T = 8, 7 \pm 0^{\circ}, 8$; $7, 9 < T < 9, 5$ et pour Izernore: 430m d'altitude: $T = 9, 4 \pm 0^{\circ}, 8$; $8, 6 < T < 10, 2$, et enfin pour les zones avoisinant 1000m d'altitude $T = 5, 7 \pm 0^{\circ}, 8$; $4, 9 < T < 6^{\circ}, 5$.

Ce rapport est vérifié par les relevés d'Izernore alors qu'à Oyonnax les quatre premiers mois de l'année sont inférieurs à 7,9.

2.1.2. Variations de températures avec l'exposition.

L'exposition est un élément de variation des températures en montagne; la dissymétrie E-W étant très visible dans le Jura vue l'orientation des chaînons jurassiens.

"On sait que dans ce cas, si la durée de l'insolation est à peu près la même pour les deux versants, du moins le soleil du matin employé à dissiper les brumes, profite moins au sol et à l'air que les rayons de l'après-midi: aussi les pentes occidentales sont-elles plus favorisées que celles qui regardent l'orient; elles constituent donc par rapport à ces dernières un véritable adret". (Bénévent. 1926).

Nous ne disposons pas de données provenant de deux versants opposés; cependant les vallées et les vaux ouverts au midi, à climat d'abri sec et chaud jouissent de conditions locales particulières. C'est le cas du Val d'Izernore ou sur les versants exposés à l'W, les arbres fruitiers (poiriers, cerisiers, pruniers, noyers...) prospèrent jusqu'à 700m d'altitude en bordure des grandes sapinières.

Les variations des températures des amplitudes thermiques et du nombre de jours de gelées en fonction de l'exposition engendrent des conditions plus favorables à la végétation sur les versants W.

Izernore

	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983
Tx	14,1	14,6	14,4	14,1	14,2	14,3	14,9	14,4	13,9	14,4	13,6	12,9	14,1	13,8
Tn	3,96	3,2	3,7	3,5	4,7	4,4	3,7	4,7	3,6	4,4	3,7	3,4	4,2	3,97
$\frac{T_x+T_n}{2}$	9,03	8,9	9,05	8,8	9,45	9,35	9,3	9,55	8,75	9,4	8,65	8,15	9,15	8,88
moy. Amp. ther. an.	17,85	19,85	15,4	19,35	13,7	17,9	18,2	12,35	15,75	19,65	19,85	19,3	17,5	22,3
moy. Amp. ther. (Jv)	7,9	10,3	7,1	6,8	7,8	6,5	6,8	5,9	5,7	6,8	6,8	6,6	6,4	7,3
" " " (Jt)	11,8	14,9	12,4	11,5	12,9	13,5	13,2	10,9	11,6	14,1	11,7	10,2	12,3	16,4

Oyonnax

	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983
Tx	13,4	14	13,8	13,9	13,7	14	14,7	14,5	13,9	14,1	13,4	14,3	15,5	15
Tn	1,8	0,7	1,8	1,5	3,1	2,6	2,1	3,5	2,4	3,3	2,7	3	4,2	3,8
$\frac{T_x+T_n}{2}$	7,6	7,35	7,8	7,7	8,4	8,3	8,4	9	8,15	8,7	8,05	8,65	9,85	9,4
moy. Amp. ther. an.	18,2	20,4	15,9	20,05	13,85	17,35	17,95	15,2	16,95	19,25	19,25	19,95	17,6	23,15
moy. amp. ther. (Jv)	9,6	13,7	8,7	8,1	9,1	8,4	8,8	8,4	7,7	8,9	8,2	11	8,4	9
" " " (Jt)	12,6	15,5	12,5	12,5	14,5	14,4	14,4	12,4	11,9	13,9	11,6	11,3	12,9	16,6

Tx = moyenne annuelle des maxima Tx et Tn ne sont pas forcément les

Tn = " " minima moyennes de Juillet et Janvier.

$\frac{T_x+T_n}{2}$ = température moyenne annuelle

moy. an. amp. ther. = moyenne annuelle des amplitudes thermiques.

(Jv): Janvier, (Jt): Juillet.

Tabl n°. 9 . Les températures et les phénomènes secondaires.



120
2.2. Le régime thermique. 126

La fig.n°51 résume l'essentiel des résultats de ces régimes. Les courbes présentent une forme en cloche; cependant nous pouvons faire quelques remarques:

- L'hiver est marqué par un minimum de Janvier (-4,02 à Oyonnax).
- Le printemps marque une élévation des températures (Avril, Mai). Dans les deux stations et surtout à Oyonnax, on note encore des températures négatives en avril, le printemps est donc court.
- L'été présente un maximum en Juillet et les températures restent relativement élevées en Juin et en Août.
- L'automne se manifeste par une diminution rapide des températures.

Si le régime pluviométrique se rapproche du régime d'un climat océanique, le régime thermique comparable à celui des Alpes internes (Chamonix) montre au contraire des tendances continentales relativement bien marquées.

2.3. L'amplitude thermique.

Le tableau n° 9 fait apparaître les variations annuelles des amplitudes thermiques. A priori, il en est de même pour les valeurs absolues des écarts de températures. Les écarts sont maximum en été (cf. tabl. 10) et diminuent en automne et au printemps pour atteindre des valeurs faibles en hiver. Cette analyse saisonnière est facile à établir et montre les grandes variabilités:

Station	H	P	E	A
Oyonnax	9,44	12	13	11,93
Izernore	7,43	10,48	12,22	10,22

Tabl.n° 10 . Les amplitudes thermiques saisonnières (1970-1983).

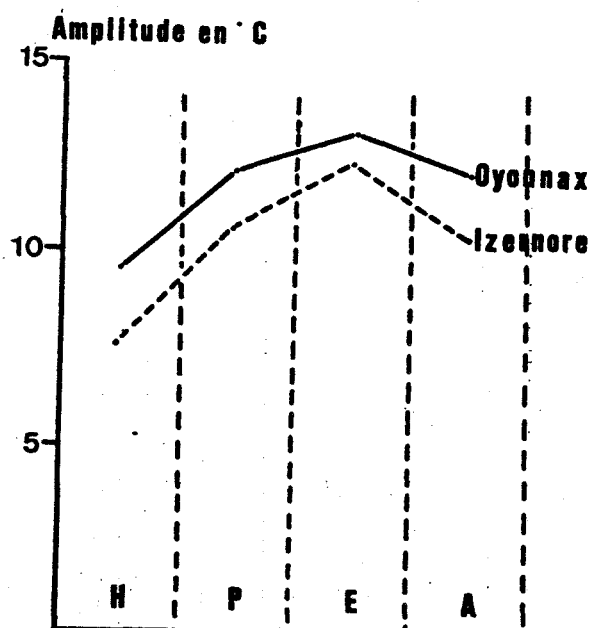


Fig-n° 52 . Amplitudes thermiques saisonnières moyennes «1970_1983»

Températures mensuelles en °C.

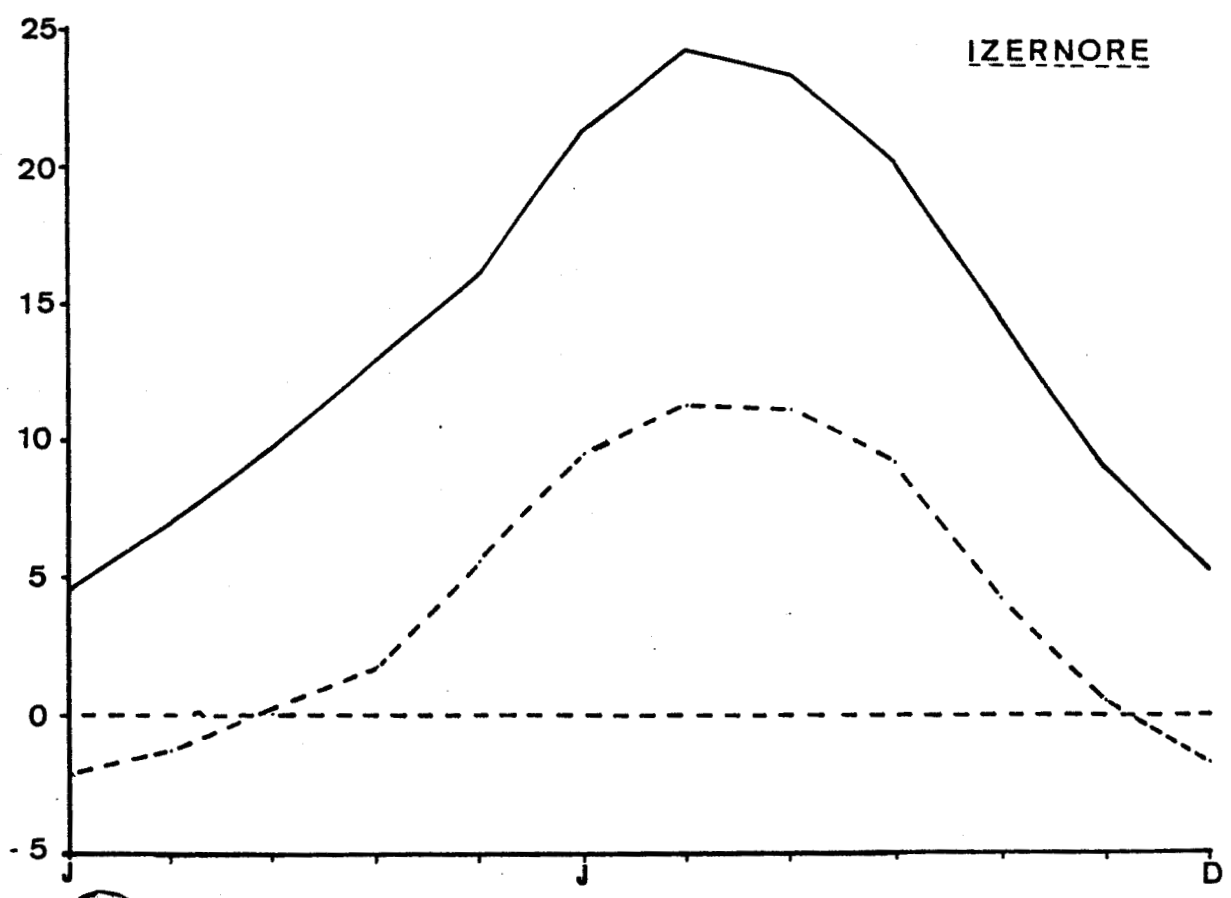
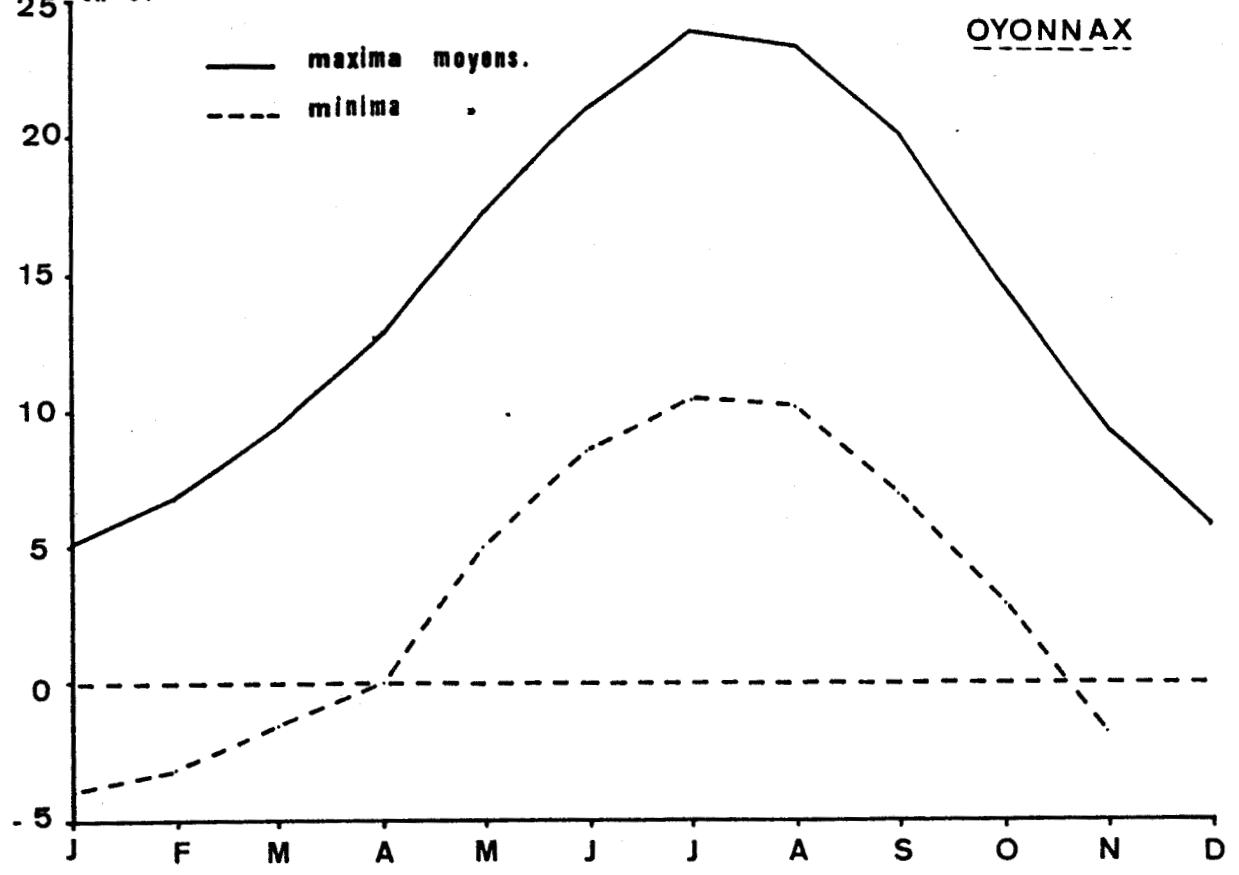


FIG.N°51. REGIMES THERMIQUES DES 2 STATIONS.

L'écart entre les deux courbes est maximal en hiver et en automne, saisons pendant lesquelles le caractère continental s'affirme plus vigoureusement.

2.4. Le froid.

Il ressort de la courbe des températures du diagramme ombrothermique (fig.n° 54) et aussi de la part de la neige (Tabl.n° 8) et du gel (tabl.n°11).

Nombre mensuel de jours où $T_n \leq 0,0^\circ\text{C}$	Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
	Izernore	20,9	17	15,5	10,7	1,7	0	0	0	1,1	4,8	13,1	20,3
	Oyonnax	22,8	19,3	19,1	15,3	3,2	0,2	0	0	2	7,6	17,9	22,1

Tableau n° 11. Nombre mensuel de jours où $T_n \leq 0^\circ\text{C}$. Moyennes 1970-1983.

Il se manifeste surtout au cours de l'hiver. Sa fréquence dépasse en moyenne 2/j. Elle est relativement faible au printemps et en automne. Les gelées d'octobre et d'avril sont peu importantes et celles de mai exceptionnelles. Nous observons bien les différences entre les deux stations. Les moyennes sont plus élevées à Oyonnax qu'à Izernore. Ces fréquences et ces variations ne sont que la conséquence de la position continentale des deux stations avec une continentalité relativement forte à Oyonnax (rôle de l'altitude).

Nous rappelons aussi que ces données sont celles de stations en cuvette. Les sommets des chaînons et des plateaux doivent être plus froids. La durée du froid doit être plus longue. On a relevé à Oyonnax des valeurs minimales absolues de $-32,1$ et à Izernore $-23,2$ en 1971. (contre 38° en 1983, valeur maximale absolue). En montagne ce doit être encore plus pour les minima absolus. La durée du froid dans les régions élevées nous fait penser qu'il y gèle encore plus au printemps et en automne tandis que les cuvettes ont déjà acquis des degrés de réchauffement. En revanche, ces unités topographiques (cuvettes) ont l'avantage, en hiver, d'être abritées, quoique certaines inversions de température peuvent intervenir, l'air froid se tassant dans les dépressions.

Outre ce facteur d'altitude, les conditions microclimatiques jouent aussi un rôle dans les variations de l'intensité du froid.

D'après Paul et al (1972) "Il y a une alternance de l'influence de masses d'air continental (froid) qui envahissent la région dès la mi-automne et de masses d'air méditerranéen (sec et chaud) et océanique (doux et humide) qui les remplacent d'avril à septembre. D'une année à l'autre l'un de ces courants peut dominer pendant une période plus ou moins longue, ce qui amène une prolongation soit de la période chaude, soit de la période froide. Aussi de façon exceptionnelle enregistre-t-on des gelées de mai et septembre qui peuvent être catastrophiques pour les cultures".

Les graphiques de la fig.n° 53. présentent des similitudes entre Izernore et Oyonnax ce qui montre une certaine homogénéité dans la répartition du gel. Cependant des différences apparaissent. L'effet d'altitude et d'exposition se marque au niveau de la fréquence du gel et sur la précocité des premières gelées.

A Izernore, le nombre de jours de gel est élevé, cela est peut-être dû à sa situation, son altitude et aux inversions de températures.

Oyonnax présente des gelées plus fréquentes qu'à Izernore. Elle est marquée par un climat rigoureux. Elle est située dans le Jura central au fond d'une vallée où il semblerait qu'il se produise le phénomène du "lac froid" décrit dans le Jura suisse.

En résumé, nous pouvons dire que ces unités sont non seulement relativement chaudes, mais elles se réchauffent également plus vite au printemps que les domaines topographiques plus élevés. Ces variations géographiques influent évidemment sur la vie végétative d'où un ralentissement de celle-ci moins marqué en hiver et un départ plus précoce au printemps. A priori, la végétation se trouve menacée plus tôt dans les domaines plus élevés.

Ce phénomène (gel) a aussi un intérêt morphologique fondamental. Son efficacité ne peut pas être mise en apparence en se basant simplement sur le nombre de jours de gel. Une telle étude approfondie suppose un examen précis des réalités diurnes successives.

2.5. Synthèse des précipitations et des températures.

Nous allons compléter les données évoquées précédemment par des présentations graphiques: diagrammes ombrothermique et climogramme (G. Escourou. 1978) pour dégager des indications plus précises du climat des deux stations (Oyonnax et Izernore).

Le diagramme ombrothermique de P. Birot avec $P_{mm}=4t^{\circ}C$ (fig.n° 54) met en évidence un mois à peine sec (juillet à Izernore). Nous avons

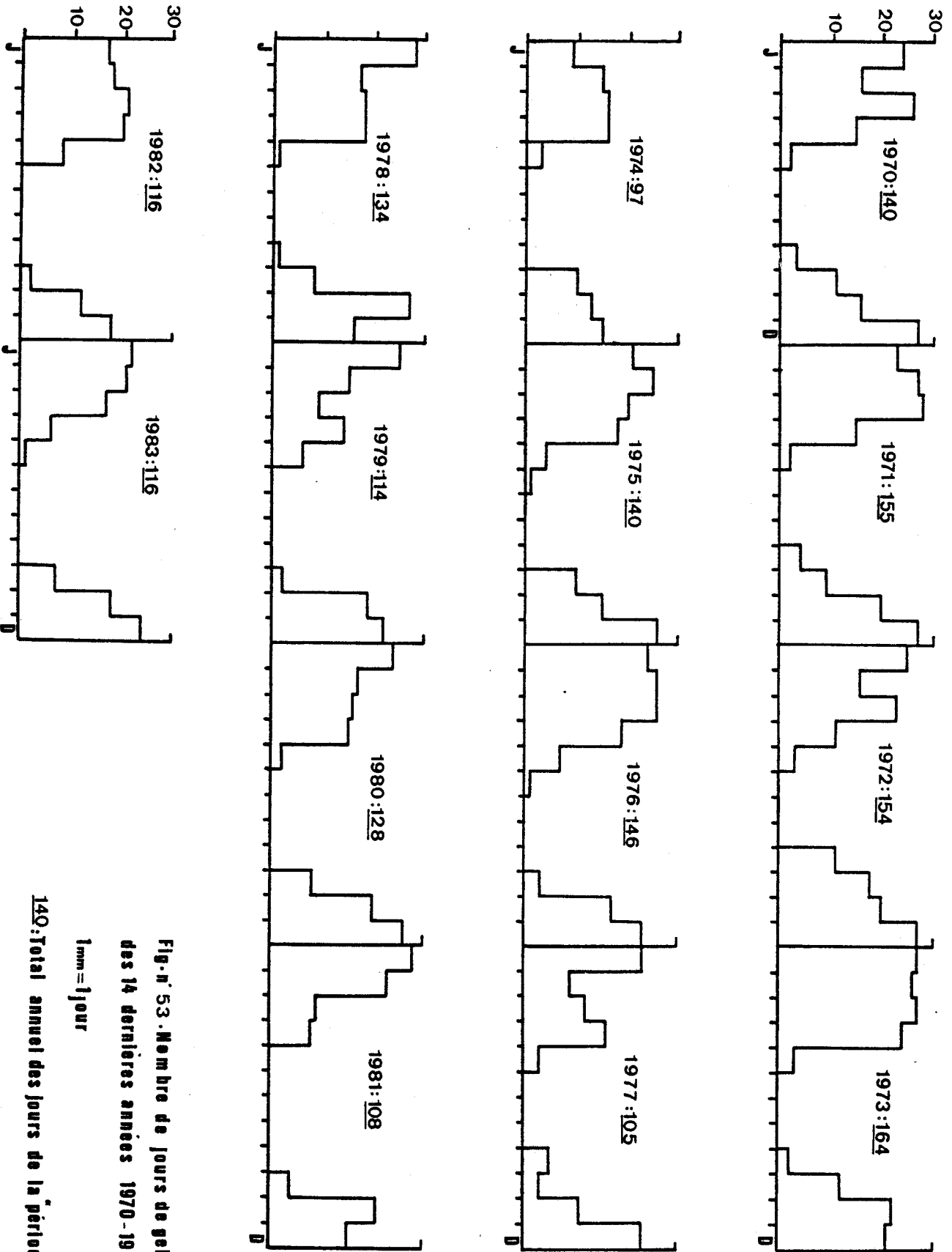


Fig. n° 53. Nombre de jours de gelées $T_n < 0$
 des 14 dernières années 1970-1983.
 1mm = 1jour

140: Total annuel des jours de la "période froide"

OYONNAX



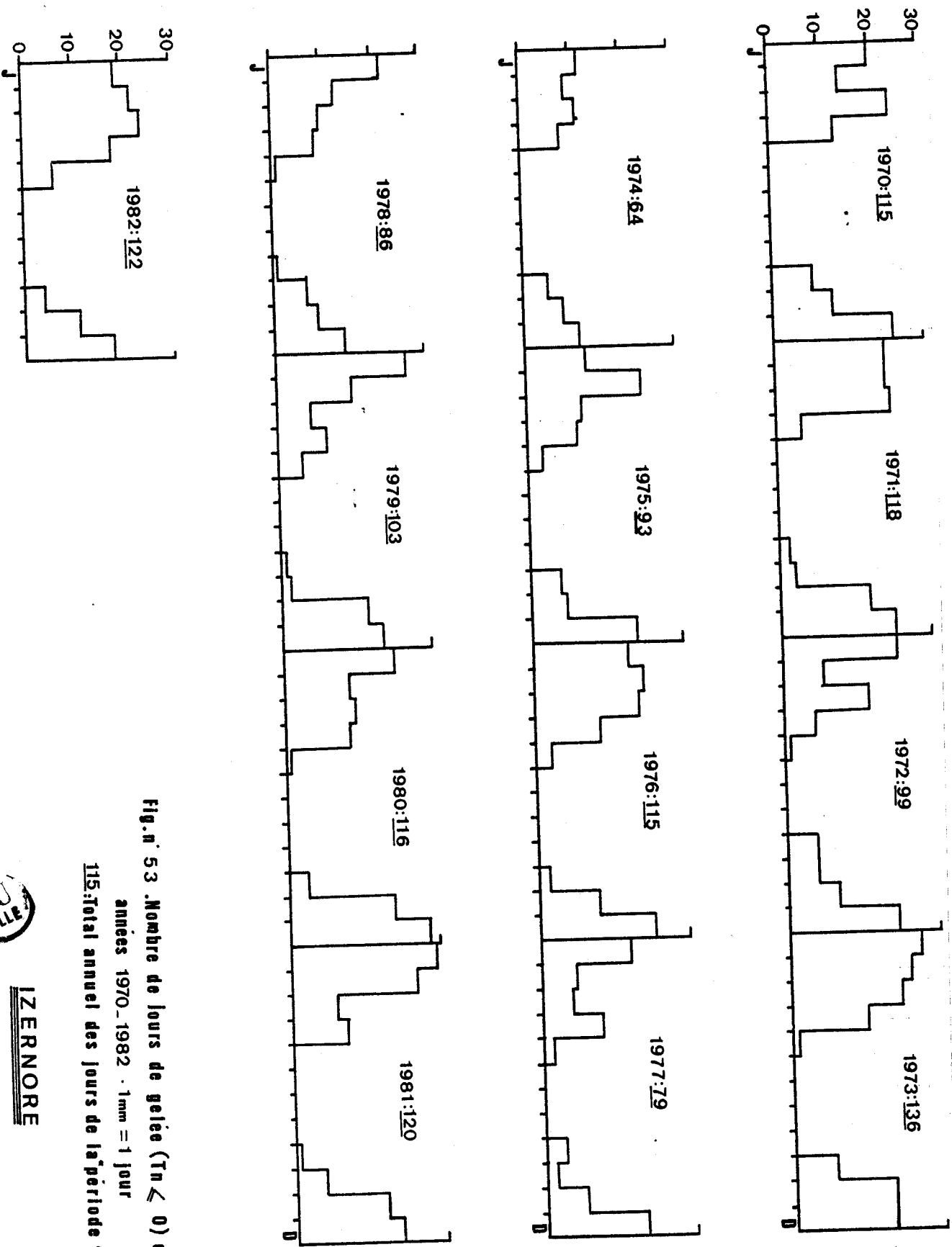


Fig. n° 53. Nombre de jours de gelée ($T_n < 0$) des 13 dernières années 1970-1982. 1mm = 1 jour
115: Total annuel des jours de la "période froide".



IZERNORE

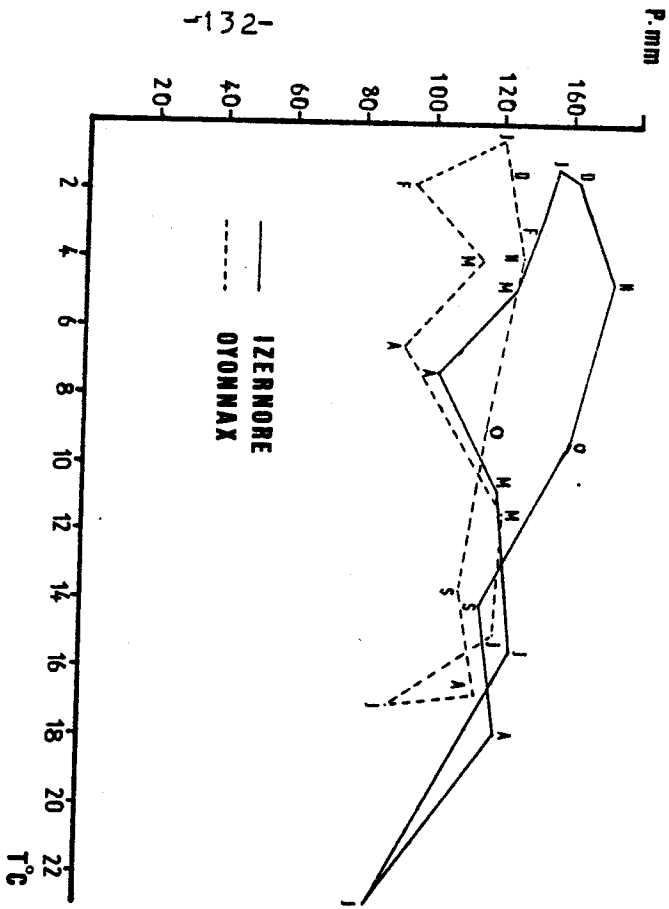


FIG. 55 . CLIMOGRAMME

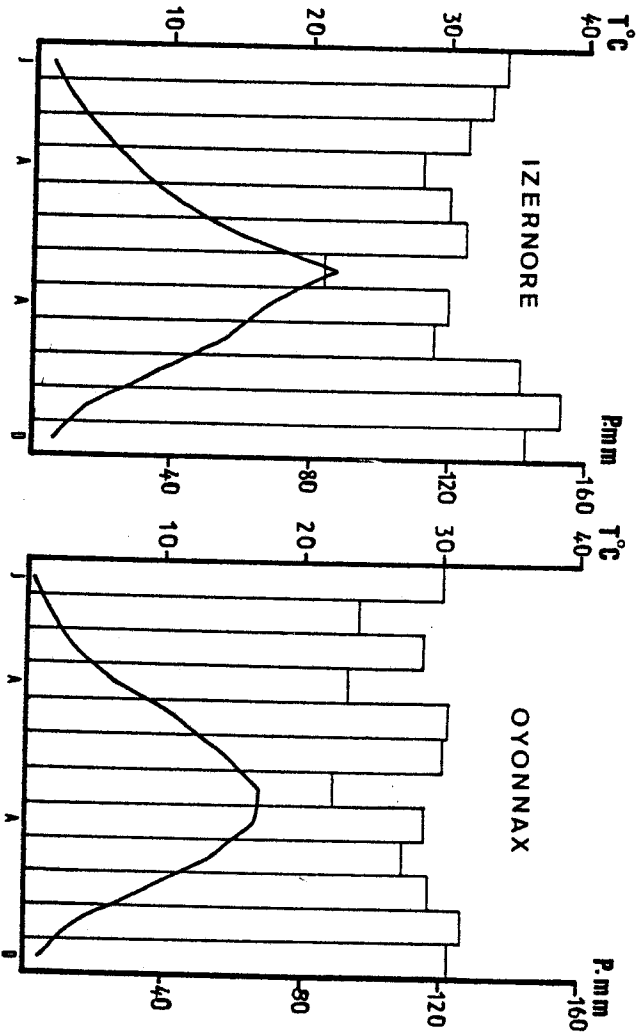


FIG. 54 . DIAGRAMMES OMBROTHERMIQUES.



choisi cet indice (à la place de celui de Gaussien) car les précipitations mensuelles sont beaucoup plus élevées que les températures. Malgré ce choix, à Oyonnax on n'a pas de mois où $P < 4t$. La présentation des variations simultanées des précipitations et des températures (fig. n°55) fait apparaître très nettement les différences mensuelles dans la même station et permet de comparer facilement entre les régimes des deux stations. On perçoit bien la quantité de précipitations tombées au cours de l'automne, cela apparaît clairement dans la courbe d'Izernore. La courbe d'Oyonnax présente quelques difficultés de lecture dues au croisement de la courbe. Elle se présente en "chevron" avec trois avancées très nettes en février, Avril et juillet dans lesquelles les précipitations (presque mêmes moyennes) sont relativement faibles par rapport à d'autres mois et les températures faibles en février et fortes en juillet. Cette situation (mode de la courbe d'Oyonnax) suggère la ressemblance des données et surtout des précipitations. On constate aussi que les deux éléments climatiques exercent une action relativement équilibrée sans prédominance de l'un des deux.

Les modes des courbes des deux stations se chevauchent parfois et se présentent, dans l'ensemble, plus ou moins parallèlement à l'axe des abscisses (températures) ce qui signifie un climat à caractère continental.

3) Les autres facteurs du climat.

3.1. Le vent.

La station d'Izernore fournit quelques données suffisantes pour avoir une idée sur le régime des vents dans la région étudiée. La répartition des vents dans les principales directions est présentée dans le tableau n° 12.

Direction des vents	S	SW	SE	N	NW	NE	W	E
Izernore	24%	35,5	2,7	8	5,1	5,1	17,6	2

Tabl. n° 12. Répartition des différents mouvements d'air.

Les vents les plus fréquents sont surtout des vents du SW, S et W, chargés d'humidité (cf. Fig. n° 56). Le sens des vents est indiqué par une flèche proportionnelle au pourcentage de chaque mouvement d'air par rapport au total enregistré (1mm=1%).

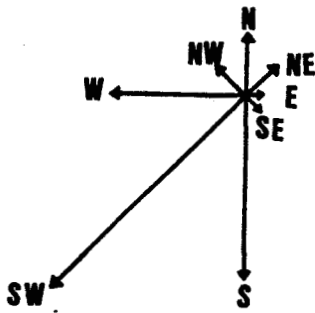


Fig.n° 56 Régime des vents.

La quasi absence des vents d'E (2%) est due à la situation d'Izernore dans la partie occidentale de la chaîne jurassienne qui forme un rempart suffisamment puissant pour empêcher ces courants d'E. Les vents du N et du NE sont canalisés par la vallée de l'Ain. Mais ce sont les vents du S et du SW qui dominent aussi bien en fréquence qu'en intensité. (rôle très important du relief). D'après Quantin. A (1957), le régime du vent dépend de deux zones cycloniques qui divisent l'Europe en deux parties: Les vents du N et de l'E seraient dus aux dépressions qui apparaissent au S des Alpes vers le golf de Gênes; les vents du S et de l'W correspondraient le plus souvent aux zones de basses pressions qui, formées sur l'Atlantique, se dirigent vers la Baltique en longeant les côtes de la Manche. Le Jura méridional serait en grande partie sous l'influence de la première zone de dépression. Le Jura central et le Jura septentrional seraient au contraire sous l'influence de la deuxième zone de dépression. (La cluse de Nurieux-Bellegarde constitue la limite entre le Jura méridional et central).

3.2. Brouillard et luminosité.

Le brouillard est un phénomène localisé, ce qui empêche de généraliser les quelques données fragmentaires d'Izernore. Cet événement climatique marque des variations mensuelles (tabl.n° 13), annuelles (tabl.n° 5) et saisonnières avec une fréquence en automne (42,85%), période pendant laquelle les précipitations sont toujours longues et abondantes puisque les masses d'air chaud ont stagné sur l'océan et ont emmagasiné une forte quantité de vapeur d'eau grâce à la grande capacité hygrométrique de l'air chaud. Même quand il ne pleut pas, les brumes automnales sont des charmes de cette saison.

Les autres saisons connaissent une répartition plus ou moins homogène (Hiver: 18,81%, Eté: 18,69%, Printemps: 19,62%).

Le tableau n°13 résume le nombre mensuel de jours de brouillard à Izernore pour les quatorze dernières années.(cf aussi tabl n°. 5 .)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Totaux	50	35	51	65	53	41	39	81	121	145	103	77
Moyenne	3,5	2,5	3,6	4,6	3,7	2,9	2,7	5,7	8,6	10,3	7,3	5,5

Tabl.n°13 . Fréquence de brouillard (1964,1977).

Nous ne disposons pas de relevés pour la luminosité dans le secteur étudié. A Ambérieu, l'insolation moyenne est de 1691 heures par an; tandis que Hauteville marque des valeurs plus ou moins inférieures à 1526 h/an. La région d'Oyonnax présente peut-être des valeurs relativement comparables, exceptées les cluses et les fonds de vallées.

3.3. L'humidité

L'humidité relative ("rapport entre l'humidité absolue de l'air au moment de la mesure et l'humidité absolue qui serait nécessaire pour saturer cet air": A. Hufty (1976)) varie à Izernore entre 96,7 (moyenne annuelle de 1971 à 0600 Tu) et 68,9 (moyenne annuelle de 1967 à 1200 Tu). Outre ces variations interannuelles, nous pouvons remarquer des déséquilibres saisonniers et mensuels (cf. tabl. n°14).

Humidité relative	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
à 0600 TU	93,9	94,1	95,7	94,4	93	92	91,5	95,1	97,1	96,7	95,8	94,9
à 1200 TU	84,9	80,7	74,3	66,7	67,4	61,8	63,5	67,1	71,6	75,4	82,4	88,9
à 1800 TU	92,3	90,6	86,2	78,8	78	76,5	72,9	78,1	85,7	89,8	92,8	94,3

Tableau n°14 . Moyenne mensuelle de l'humidité relative à Izernore de 1964-1977.

C'est en automne et en hiver que les valeurs paraissent élevées. Nous constatons bien l'influence importante des températures et de la pression atmosphérique c'est pourquoi d'ailleurs ces deux saisons sont les plus arrosées de l'année. En été et même au printemps, l'humidité relative est faible d'autant plus que l'évaporation est forte et rapide. Nous rappelons aussi que d'une manière générale, ces valeurs sont sensiblement moins faibles que celles enregistrées au niveau de

la mer car la teneur de l'atmosphère en vapeur d'eau s'abaisse avec l'altitude et le point de saturation diminue avec la température. La variabilité de l'humidité relative et du régime hydrométrique est ainsi un fait remarquable des climats de montagne.

En conclusion, nous concevons l'importance directe de la continentalité et du relief dans le climat de la région d'Oyonnax. Le trait climatique essentiel est la variabilité annuelle et interannuelle de la pluviosité et les grands écarts des valeurs absolues et moyennes des températures. Les "coups de froid" en été et les radoucissements brusques accompagnés de précipitations océaniques en hiver peuvent toucher le Jura méridional une ou deux fois tous les trois ans (J. Girel. 1982). Enfin, quelques paramètres sont déjà définis et il convient de synthétiser et de compléter ces éléments par une analyse mois par mois ou même jour par jour sur une période suffisamment longue pour mettre en évidence les situations exceptionnelles et leurs fréquences.

II. Les groupements végétaux.

Historique des recherches.

Depuis longtemps, le Jura a fait l'objet de recherches floristiques variées. Au cours du 19^{ème} siècle et au début du 20^{ème} siècle, ces travaux s'intéressaient surtout au recensement de la flore (J. Thurmann 1849, A. Magnin 1893, Ch. Flahaut 1901, ...). Dès les années 20, sont apparues plusieurs monographies concernant les associations végétales et leurs évolutions (E. Issler 1924-26, A. Imchenetzky. 1926, P. Guinier 1932, A. Quantin 1935, G. Pottier-Alapetite 1943...)

Après la 2^{ème} guerre mondiale, les travaux Suisses ont été poussés pour des cartographies géobotaniques sans changement fondamental dans les techniques d'étude (W. Ludi. 1948, M. Moor. 1952, M. Moor et U. Schwarz. 1957, H. Zoller. 1954, U. Schwarz. 1955, M. Guinochet 1955, L. Richard 1961, 1965, J. M. Gehu et al 1967, R. Léon 1968...)

A partir de 1970, d'importantes études ont été réalisées, en utilisant parfois des méthodes nouvelles: analyse factorielle des correspondances. (C. Beguin. 1970, M. Yerly. 1970 J. Simeray. 1970, 1976, D. Mathieu et al 1971, P. Putot. 1972, J. M. Royer 1973, J. C. Rameau. 1974, C. Beguin et al (sous presse), J. Girel 1974, P. Duplat. 1978...)

Il n'entre pas dans le cadre de notre approche de faire une étude de taxonomie, de phytosociologie ou d'écologie. Notre but est de faire ressortir les traits essentiels de la couverture végétale, de montrer l'étagement du milieu et les effets du tapis végétal sur la dynamique érosive (système racinaire, biomasse végétale...)

Très schématiquement, l'ensemble des associations végétales dans la région d'Oyonnax présente deux grandes catégories de milieux liés aux séries du hêtre et du sapin (étage montagnard) alors qu'aux altitudes moyennes et basses des chaînons, apparaissent les séries du **chêne pubescent** et du charme. En fait ces étages montrent de nombreuses adaptations locales. Du point de vue floristique, leurs éléments appartiennent au domaine médio-européen. La répartition des espèces a été, pour une grande part, modifiée par des actions anthropogènes.

Le gradient altitudinal permet un étagement des groupements forestiers climaciques classiquement reconnu dans le Jura (J. Simeray 1976).

Tabl. 15. Etagement des groupements forestiers.

Etage	Altitude en m	Unité phytosociologique climacique
collinéen	350-800 m	Quercion pubescentis carpinion betuli
Montagnard	800-1500 m	Fagion silvaticae
Subalpin	>1500 m	Vaccinio-piceion

Dans ce tableau, la région d'Oyonnax prend le qualificatif des deux premiers étages et ne peut manquer d'être variée surtout si on y ajoute la flore des stations spécialisées.

- 1. Les milieux forestiers de l'étage collinéen.

Cet étage occupe surtout les chaînons des Berthiants et des Joux blanches d'une altitude qui varie de 300 à 750-800 m. Il présente une complexité du tapis végétal due aux changements des conditions édaphiques (nature de la roche mère ou de la "roche fille" qui règle la pédogénèse), aux microclimats (éléments pluviométriques et thermiques, insolation, enneigement...) liés à la microtopographie, et enfin à l'action humaine.

1. Conditions édaphiques

La nature chimique des roches mères règle la pédogénèse; Les calcaires et les marnes donnent des sols variés: sols bruns, rendzines, sols colluviaux..., sols acides dérivés du Bajocien siliceux et des dépôts glaciaires... Donc des sols à structure, à texture, à composition chimique et à micromorphologie différentes (L.M. Bresson 1974). Les espèces végétales s'adaptent (ou pas) par endroit à ces variétés de sols.








2. microclimats. Les éléments pluviométriques et thermiques, durée d'enneigement, d'insolation... etc (liés à la microtopographie) jouent aussi un rôle important dans la répartition végétale. Il faut aussi signaler le rôle de l'exposition et de la pente.

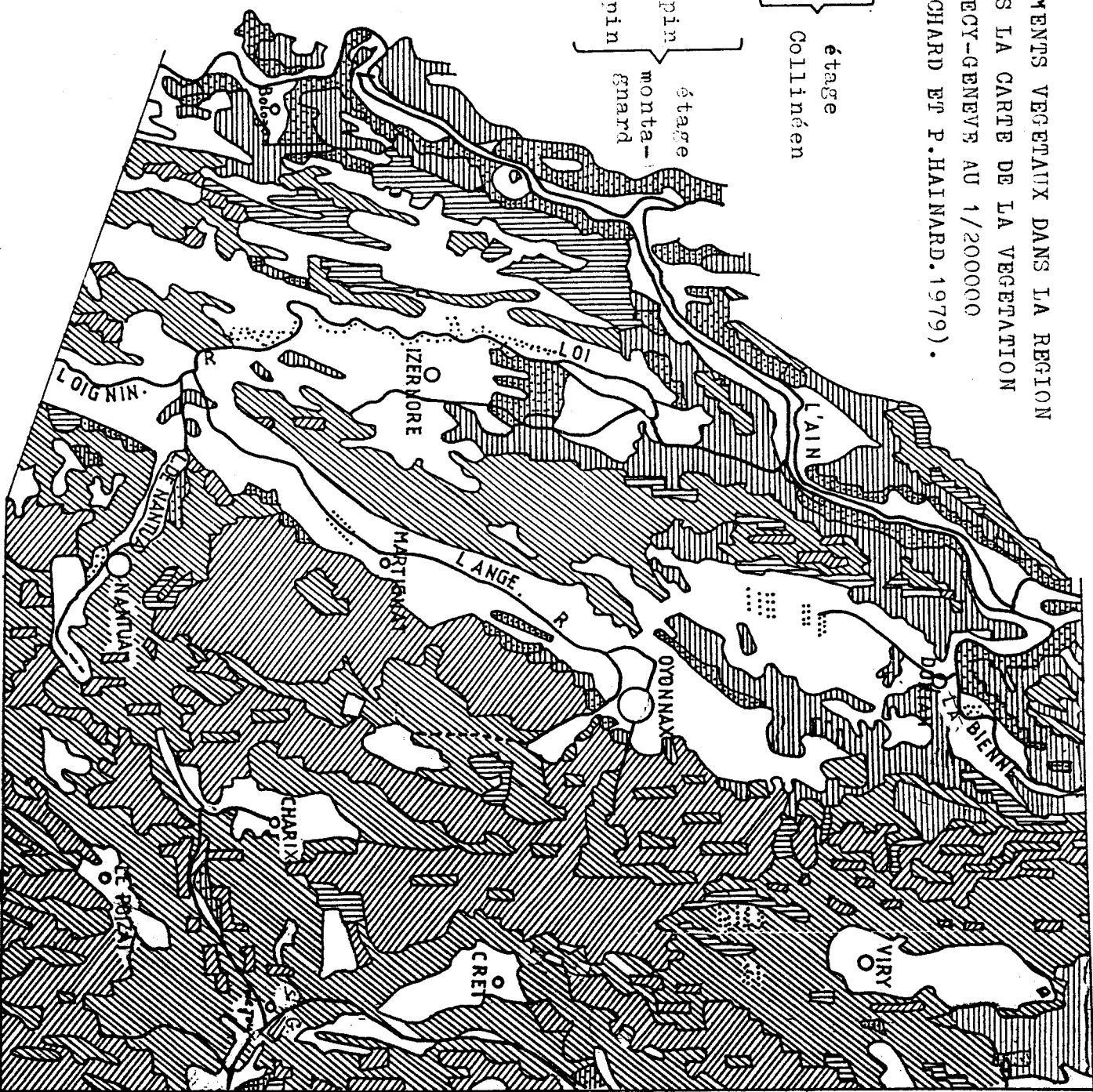
3. action humaine.

L'homme a puissamment contribué à modifier les groupements végétaux. Les défrichements sont parfois indiqués par la toponymie (Breuleux, Cernois, Cerneux, Essart, Montagne brulée...) et correspondent à des prairies et des pelouses. Au Moyen Age, les feuillets des communaux ont été défrichés et exploités par une population croissante (J. Girel 1974). Cependant la végétation reconquiert ces friches abandonnées et des reboisements méthodiques ont été effectués (loi de 28 Jt 1860). C'est à cette époque et postérieurement qu'il faut faire remonter l'origine des groupements de Ceignes, Challes, Napt, Dortan: 1860 (M. Mourral. 1945) et Belmont, Oyonnax, Granges, Mornay, Groissiat...: après 1871 (J. Riermont 1947).

Deux séries dynamiques principales peuvent être reconnues (Fig. 57).

FIG. 57 . CARTE DES GROUPEMENTS VEGETAUX DANS LA REGION D'OYONNAX. D'APRES LA CARTE DE LA VEGETATION DE LA FRANCE: ANNECY-GENEVE AU 1/200000 (AGRANDIE). (L. RICHARD ET P. HAINARD. 1979) .

-  série septentrionale du chêne pubescent
-  Série du Charme
-  Série de l'Aulne blanc
-  Série mésoxérophile du Hêtre
-  Série du Hêtre et du sapin sous série à hêtre
-  Série du Hêtre et du sapin sous série à sapin
-  Cultures et prairies



4. Série septentrionale du chêne pubescent.

Cette série bénéficie des conditions thermophiles: insolation importante(adret), la température moyenne annuelle y est de 11°. Les sols sont de type rendzines brunifiées ou sols humocalciques.. Son faciès type est le taillis de chêne pubescent et fruticé (Coronilla emerus, Prunus mahaleb, Carex halleriana...) cf carte de la végétation feuille d'Annecy. D'autres espèces se rencontrent dans des conditions écologiques particulières: éboulis, pierriers calcaires... Elles sont fréquentes surtout dans les cluses et les combes où les éboulis tapissent les versants. Leur cortège floristique est faible en espèces. (A. Quantin 1932, 1935, 1939, J.L. Richard. 1971, J.L. Richard et C. Beguin 1970). Cette série est considérée comme une association climacique du collinéen xéro-ophile et évolue comme suit (in J. Girel 1974).

Groupements Xerobrometum Lande à Buis ou lande Chenaie
d'éboulis → Mesobrometum → à Genevrier et noise- → pubescente
tier

5. Série du charme.

C'est une série mésophile à mésohygrophile; température moyenne annuelle: 9°, précipitations: 1300 mm, sols colluviaux ou bruns, à mull, profonds, frais, mais bien drainés. Elle occupe des versants à pente faible, des thalwegs... Elle comporte plusieurs groupements qui s'adaptent aux conditions édaphiques, parmi lesquels le charme domine dans notre secteur. Le frêne occupe une grande place sur les flancs des thalwegs. Les prairies de fauche, les cultures et l'élevage bovin sont bien développés.

Une autre série peut être signalée mais elle n'a qu'une place restreinte, c'est celle de l'Aulne blanc. Elle se développe sur des sols alluviaux à mull, et à complexe absorbant saturé. L'évolution de cette Aulnaie collinéenne vers le stade climacique traduit les phases de colonisation des alluvions.

- 2. Les milieux forestiers de l'étage montagnard.

Cet étage débute grossièrement vers les 700-800 m, selon l'exposition. Il est occupé par des hêtraies et des sapinières. La forêt y domine alors que dans l'étage collinéen elle est fragmentaire. L'intervention humaine a été plus ou moins limitée (peu de défrichement, mais l'exploitation du bois n'est pas à négliger) pour des raisons climatiques (climat rigoureux) et historiques (C. Lebeau 1957). Les variations climatiques et l'altitude dépas-

sant rarement 1000 m (carte hypsométrique. Fig 4) introduisent cependant des types variés de couverture végétale. La forêt de conifères du domaine tempéré à dominance du sapin et du hêtre caractérise la Haute Chaîne et la chaîne des Joux blanches; la forêt à série du charme et du chêne intéresse surtout la chaîne des Berthiants.

Avec la chaîne d'Apremont, débutent les immenses sapinières et hêtraies qui témoignent d'une pluviosité abondante. Ces conifères comportent une flore sylvatique abondante, des formations xérophiles et thermophiles et des espèces spécialisées (F. Lingot 1947, 1949, M. Pirey. 1949, V. Piane. 1950, G. Becker 1950...)

Au niveau de cet étage, nous pouvons distinguer les séries suivantes:

* 1. Série de la hêtraie-sapinière.

Cette série occupe les terrains élevés de 700 jusqu'à même 1200 m d'altitude où la pluviosité dépasse en moyenne 1600 mm et les températures sont inférieures à 7°. Les sols sont essentiellement de type brun à brun léssivé, ayant une bonne capacité en eau. Elle présente deux sous-séries qui s'adaptent localement aux conditions écologiques (humidité, types d'humus):

- Sous-série à hêtre,

On trouve le hêtre mêlé au sapin, mais il devient le groupement par excellence dans les parties les moins humides et les plus ensoleillées (adrets, bas des versants).

- Sous-série à sapin.

Le sapin, le hêtre et l'épicéa apparaissent en mélange et se pressent l'un contre l'autre, ou en groupements libérés. Le sapin occupe surtout les ubacs à sols plus ou moins épais et présente plusieurs faciès (faciès acidophile, faciès subacidophile, faciès mésohygrophile, peuplements dérivés (pelouses)...). Il se trouve favorisé au détriment des autres feuillus. L'épicéa y occupe une situation importante dès l'étage montagnard moyen et finit par devenir roi dans le montagnard supérieur (J. L. Richard, 1956, 1961, 1966).

La proportion de ces formations est due en partie à l'action humaine (M. Mourral. 1945). Cependant, des reboisements en épicéa (forêt du Poizat après l'ouragan de 1927) et parfois en sapin, pin noir et sylvestre ont été pratiqués.

2. Formations spécialisées.

Ces formations comportent plusieurs groupements qui ne peuvent être laissés de côté. En détail les conditions édaphiques et topographiques créent des écosystèmes différents à formations végétales variées dont nous décrirons les plus importantes en évitant de donner une liste de plantes "rébarbative".

1. Groupements aquatiques et semi aquatiques.

Ils occupent les eaux courantes, les bords des rivières et des ruisseaux et les dépressions.

- Les marais colonisent les dépressions colmatées avec gley à hydromull et/ou à anmor (bas marais alcalins) ou tourbe eutrophe. Ces cuvettes sont le plus souvent d'origine glaciaire ou fluvioglaciaire et karstique. Ces milieux ont fait l'objet de plusieurs études (A. Ischer. 1935, J. Favre. 1948, F. Firtion. 1950, A. Chastin. 1952, L. Roussel. 1953, W. Mathey. 1964...).

2. Groupements lacustres.

Les lacs (Nantua, Sylans, Génin, Viry...) sont cernés par des bandes de peuplements lacustres: phragmitaie, scirpaie, napharraie, potamogétonaie, charaie... (A. Magnin 1904, F. Lingot. 1950, H. Mayer. 1964, Chevassus. 1973, J. Barre. 1973).

3. Groupement des éboulis.

Ces milieux paraissent à première vue peu propice à l'installation de la végétation; de nombreuses espèces s'adaptent bien dans cet habitat et même le recherchent: espèces méditerranéennes et proméditerranéennes (A. Quantin 1935, J. L. Richard. 1971...)

On peut noter d'autres groupements dont l'écologie nécessite des recherches précises (cascades et ruissellements tuffeux à muscinées incrustantes (A. Imchenetzky 1927-28), groupements xérophiles des corniches calcaires, groupements des cavités naturelles (Laurent et al 1972, Y et D. Tupinier 1973), mousses et hépatiques...)

Conclusion.

La région d'Oyonnax présente une répartition biogéographique due à des conditions écologiques et édaphiques variées, ce qui définit une mosaïque d'associations diverses de séries et faciès. La forêt et la prairie sont les deux termes qui dominent le paysage botanique. D'W en E, on trouve un étagement de milieux (Fig. 57).

L'histoire de la mise en place de ces formations végétales est difficile à mettre en lumière. Pour A. Quantin (1935) et G. Pottier-Alapetite, la végétation a repris son extension par des conquêtes lentes après la dernière période glaciaire. Il est possible que la steppe ait précédé la forêt et à mesure que le réchauffement s'accroissait, la forêt prenait place et d'autres espèces se réfugiaient en zones élevées (hauts pâturages). Un contingent d'espèces reliques de la phase glaciaire subsistent dans les tourbières (R. Firtion, 1950; S. Wegmuller, 1966; F. Matthey, 1971).

Dès le Moyen Age, les forêts ont été localement défrichées. La loi du 28 Juillet 1860 a permis une "vague" de reboisement des terrains puis au 20^{ème} siècle, on a assisté à une exploitation massive de bois (rotations assez courtes). De ces faits, ressort la part prépondérante de l'action humaine dans la répartition actuelle et l'évolution des associations végétales.

Le taux de boisement est supérieur à 85%. (Echallon, forêt d'Oyonnax, forêt noire, forêt de Macretet, Martignat, Matafelon ...). Dans l'ensemble du département de l'Ain le taux est de 22,5, valeur supérieure au taux moyen de la France (M. Mourral 1945).

Ces forêts étendues et denses offrent une certaine protection contre les précipitations intenses. Mais la végétation n'est pas tout; La capacité d'interception des précipitations par le tapis végétal est limitée. La morphologie (pente) et le taux de saturation des sols jouent un rôle important dans le déclenchement de l'écoulement superficiel que nous allons étudier dans le chapitre suivant.

III Le régime des écoulements.

Les séries de relevés hydrométriques portent sur une longue période pour l'Ain à Cize-Bolozon (1920-1959) et à Pont d'Ain (1959-1981) et une courte période pour la Bienne dans les stations de Vouglans et Jeurre, ce qui permet d'esquisser les grands traits de l'écoulement dans la région d'Oyonnax. Ces deux cours d'eau (l'Ain et la Bienne) méritent une attention particulière pour leur abondance interannuelle et saisonnière, la fréquence des crues et des étiages et enfin l'importance de la dynamique fluviale.

Les facteurs géophysiques variés (morphologie, structure, couverture végétale, climat...) qui règlent l'écoulement, étant décrits précédemment, nous aborderons maintenant l'abondance des cours d'eau et les extrêmes (crues et étiages).

1) Une abondance remarquable.

Grossièrement, l'écoulement s'organise selon le schéma fréquent dans les paysages calcaires à climat humide. L'Ain (principal cours d'eau) comprend un long tronçon d'écoulement à travers une grande partie de l'arc jurassien, d'une direction N-S à NE-SW. Il commence dans le plateau de Levier et s'achève à Anthon (confluence avec le Rhône). Il dépend de tout un ensemble de sources dans la zone des plateaux, auxquelles s'ajoutent les exurgences karstiques qui aident à alimenter la rivière. Les apports les plus importants proviennent des différentes nappes logées dans les séries calcaires du Jurassique, du Crétacé inférieur et même des alluvions quaternaires (cf. chap. hydrogéologie). Ces apports équilibrent les pertes par infiltration et évaporation. Le bassin versant de l'Ain reçoit des précipitations élevées et irrégulières, ce qui influence le régime des écoulements. Les débits sont élevés et peuvent apporter beaucoup à la dynamique fluviale, outre des incidences pédologiques et hydrogéologiques.

L'abondance (=débit moyen annuel ou module) ressort des valeurs brutes (en m^3/S) ou spécifiques ($l/s/km^2$). Les deux cours d'eau écoulent en moyenne par année $109 m^3/S$ pour l'Ain à Pont d'Ain et $30 m^3/S$ pour la Bienne à Jeurre. (Tabl. 16.1, 2). Ces valeurs de l'Ain sont très proches de celles données par M. Pardé (1931): 106 à $108 m^3/S$ à Pont d'Ain pour la période 1884-1920. Les débits spécifiques varient pour l'Ain de 35 à plus de $38 l/S/km^2$. A titre de comparaison, les débits spécifiques sont de l'ordre de :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1965	116	71,5	281	188	177	97,5	81,5	72,5	233	62,0	189	350	159,91
1966	212	239	129	177	127	24,8	31,9	42,7	32,4	77,0	101	311	125,4
1967	157	127	171	74,5	137	52,0	14,8	20,5	81,0	38,2	197	134	100,33
1968	171	184	115	101	63,5	31,7	16,5	93,0	223	77,5	83,5	143	108,55
1969	136	143	129	139	99,7	149	37,4	20,6	22,1	18,4	58,1	74,5	85,56
1970	146	426	194	290	129	73,0	61,0	47,4	56,5	209	168	146	162,15
1971	113	82,5	61,0	87,0	89,9	77,5	44,6	22,0	52,5	58,0	63,5	55,0	67,20
1972	38,3	119	75	100	37,3	59	42,1	29,8	51	72	137	113	72,79
1973	44,8	53	54,5	106	107	38,5	41,4	48,1	67,5	103	132	117	76,06
1974	98	130	96,5	52,5	47,3	77	54,5	33,9	130	222	198	207	112,22
1975	186	104	92	151	54,5	55,5	28,5	46	111	125	136	98	98,95
1976	72,5	89	76,5	42,4	20,9	21,4	27,5	10,9	86,5	105	114	148	67,88
1977	120	342	114	127	180	55	98	103	84	82,5	93	149	128,95
1978	139	264	267	148	147	58,5	83	95	67,5	67,5	31,4	72	119,99
1979	114	225	258	136	109	71,5	30,8	34,5	65	67	146	164	118,4
1980	172	274	134	68,5	63,5	131	180	26,3	82	155	86	102	122,85
1981	217	140	212	118	101	56,5	101	32,6	100	181	125	277	138,42
Moy. 65-81	132,50	177,23	144,67	123,87	99,44	66,43	57,32	45,81	90,88	101,18	121,08	156,5	109,74
c.m.d	1,20	1,61	1,31	1,12	0,90	0,60	0,52	0,41	0,82	0,92	1,10	1,42	11,93
Moy. 59-81	130	157	158	130	96	58,5	50,5	52,5	67	78,5	125	158	106
c.m.d	1,22	1,48	1,49	1,22	0,90	0,55	0,47	0,49	0,63	0,74	1,17	1,49	
%c.m.d 65-81	10,05	13,49	10,98	09,38	07,54	05,02	04,35	03,43	10,31	07,71	09,22	11,90	
q/l/s	48,0	64,21	52,41	44,88	36,02	23,34	20,76	16,59	32,96	36,65	43,86	56,70	39,76
P'mm	128,16	154,74	139,93	116,23	96,17	60,45	55,42	44,29	85,36	97,85	113,59	151,38	125,644

1

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1972	7,70	30,2	27,3	42,7	16,7	19,9	14	4,04	6,65	6,45	67	23,9	22
1973	3,73	7,85	21,5	42,7	39,1	11,5	22,4	14,5	14,4	27,1	37,4	35,9	23,3
1974	26,3	33,8	40,2	9	17,4	31,1	14,3	6	40,1	75,5	61	66	35
1975	51,5	14,3	27,6	47,5	14,8	25,5	9,25	11,2	28,4	18,6	44,5	19	26
1976	16,2	23,5	16,9	19,3	10	2,89	8,75	5,45	40,6	18,1	40	42	20,2
1977	36,3	101	33	45,8	40,6	21,3	30,9	26,5	5,75	20,9	40	46,9	37
1978	22	69,5	73	42,8	59	20	24,9	28,6	6,15	6,1	2,6	40,7	32,8
1979	42,6	72,5	67	36,7	31,7	20,8	4,32	15,9	5,65	15,7	51,5	48	34,2
1980	34,7	63,5	42,2	26,8	34,7	40,3	41,5	5,65	12,9	39,9	8,95	27,7	31,5
1981	36,1	17	104	41,1	42,7	12,2	31	3,45	24,3	56,5	13,8	73	38,3
Moy.m/s	27,71	43,3	45,2	35,4	30,6	20,6	20,1	12,1	18,5	28,5	36,6	42,3	30,05
c.m.d	0,92	1,44	1,5	1,17	1,01	0,68	0,66	0,4	0,61	0,94	1,21	1,40	11,94
%c.m.d	7,7	12,06	12,56	9,79	8,45	5,69	8,37	3,35	5,10	7,87	10,13	11,72	
q/l/s	42,63	66,61	69,53	54,46	47,07	31,69	30,92	18,61	28,46	43,84	56,3	65,07	46,23
P'mm	114,18	161,15	186,25	140,61	126,09	82,14	82,82	49,85	73,77	117,43	145,94	174,30	145,846

2

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1970	62	164	62,5	118	45	39,7	23,6	22,8	17,0	73,5	63,5	41,0	61,05
1971	43	27	37	40,8	23,2	51,5	13	9,05	5	6	31,3	32,5	26,61
1972	13,6	55,5	26,3	51,5	21,1	24,5	14,6	4,10	6,3	7,5	98	39	30,16
1973	13,5	22	36,5	56,5	43,2	13,1	18,6	19,1	16	38,9	56,9	62	33,02
1974	37,1	52,5	52,5	13	20,4	32,6	19,4	6,4	40	111	81,5	85,5	45,99
1975	74	26	45,3	61,5	14	28,2	10,1	12	38	27	67	37,3	36,75
1976	31,9	53	19	12,1	10,2	3,80	9,50	4,3	38,6	20	58,5	71	27,6
1977	62,5	150	39,1	59,5	63,5	30,7	42,9	41,4	8,3	16	58,5	70,5	53,75
1978	48,6	124	109	46	59,5	23,6	36,5	32,5	8,2	9,5	4,5	46	45,65
1979	68,73	91,54	101,14	55,74	43,71	31,46	6,31	19,35	8,08	16,95	72,66	74,93	49,26
Moy.70-79	45,49	76,55	52,83	51,46	34,38	27,91	19,45	17,1	18,54	34,53	59,23	55,97	40,28
c.m.d	1,12	1,9	1,31	1,27	0,85	0,69	0,48	0,42	0,46	0,85	1,47	1,38	13,2
%c.m.d	9,18	15,57	10,73	10,4	6,96	5,65	3,93	3,44	3,77	6,96	12,04	11,31	
q/l/s	40,61	68,34	47,16	15,94	30,69	24,91	17,36	15,26	16,55	30,83	52,88	49,97	35,96
P'mm	108,42	164,69	125,91	118,98	81,94	64,51	46,35	87,09	42,86	82,31	136,95	133,41	113,647

3

TABL-N°16-VALEURS DES DEBITS. 1: PONT D'AIN
2: JEURRE
3: VOUGLANS



Station	S.b.v.Km ²	Période de Ref.	q/l/S/Km ²
Ardèche à Sauze St. Martin	2038	1955-1973 1975-1977	29,1
L'Aude à Puicheric	3250	1968-1977	10,7
Doubs à Besançon	4400	1952-1977	20,3
Durance à Lachapierre	2170	1961-1975	24,1
Herault à Montagnac	2185	1931-1977	24,5
Ognon à Pesmes	2038	1964-1977	15,1
Var à Pont de la Manda	2790	1975-1977	24

Tabl.n° 17. Débits spécifiques de quelques rivières à b.v proches de celui de l'Ain à Pont d'Ain.(Annuaire hydrologique).

Ces comparaisons montrent la forte abondance de l'Ain.

A Vouglans, le bassin diminue de superficie (1120 Km²). Le débit de l'Ain atteint 35,96 l/S/Km² (Tabl.16.3). Ces chiffres sont d'autant plus grands qu'on se dirige vers le NE; zone favorisée par une alimentation abondante, de plus la taille du bassin versant diminue.

La Bienne à Jeurre (650 km²) présente un débit spécifique de 46l/S/Km², donc supérieur à celui de l'Ain (situation à l'intérieur du Jura, diminution de la taille du bassin versant).

Le plus souvent, on remplace le débit brut (en m³/S) par la tranche d'eau écoulée en mm. $P'_{mm} = \frac{Qm^3/S \times 31,6 \cdot 10^3}{S.B.V.(Km^2)}$

En effet, ce mode d'expression permet de comparer les quantités d'eau qui se meuvent dans le bassin versant et d'établir des bilans hydriques. La lame d'eau écoulée est comprise entre 1136 (Vouglans) et 1256mm (Pont d'Ain) pour l'Ain et de 1458mm (Jeurre) pour la Bienne. Ces valeurs élevées traduisent une pluviosité forte et un écoulement rapide.

1.1. Fortes variabilités interannuelles.

Cette variabilité apparait aussi bien par les irrégularités des modules (Fig.n° 58) que par le coefficient de variabilité, R (rapport des modules extrêmes). A Pont d'Ain, le module passe de 162 m³/S en 1970 à 67 m³/S en 1971 et 1976, soit une valeur de R

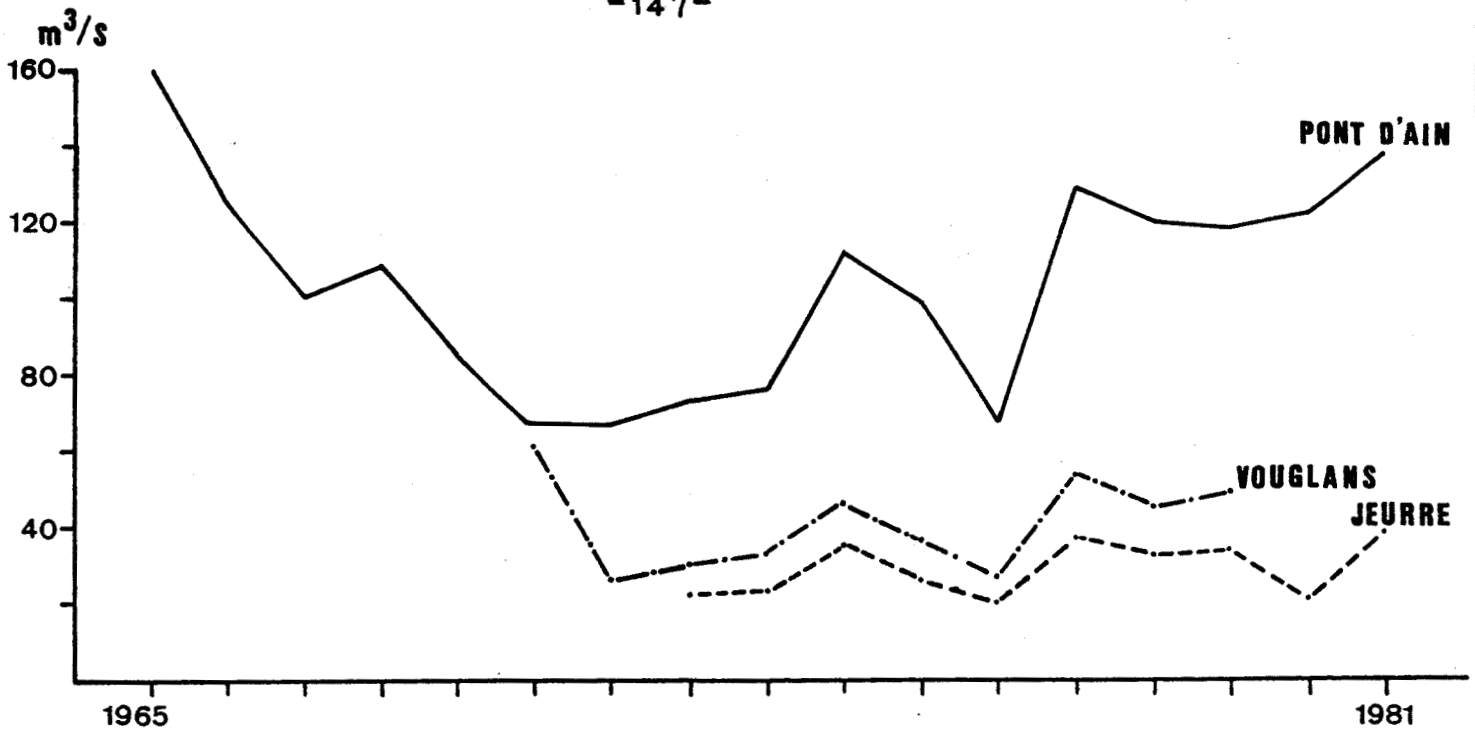


FIG. N° 58 . VALEURS MOYENNES ANNUELLES DE DEBITS EN m^3/s .

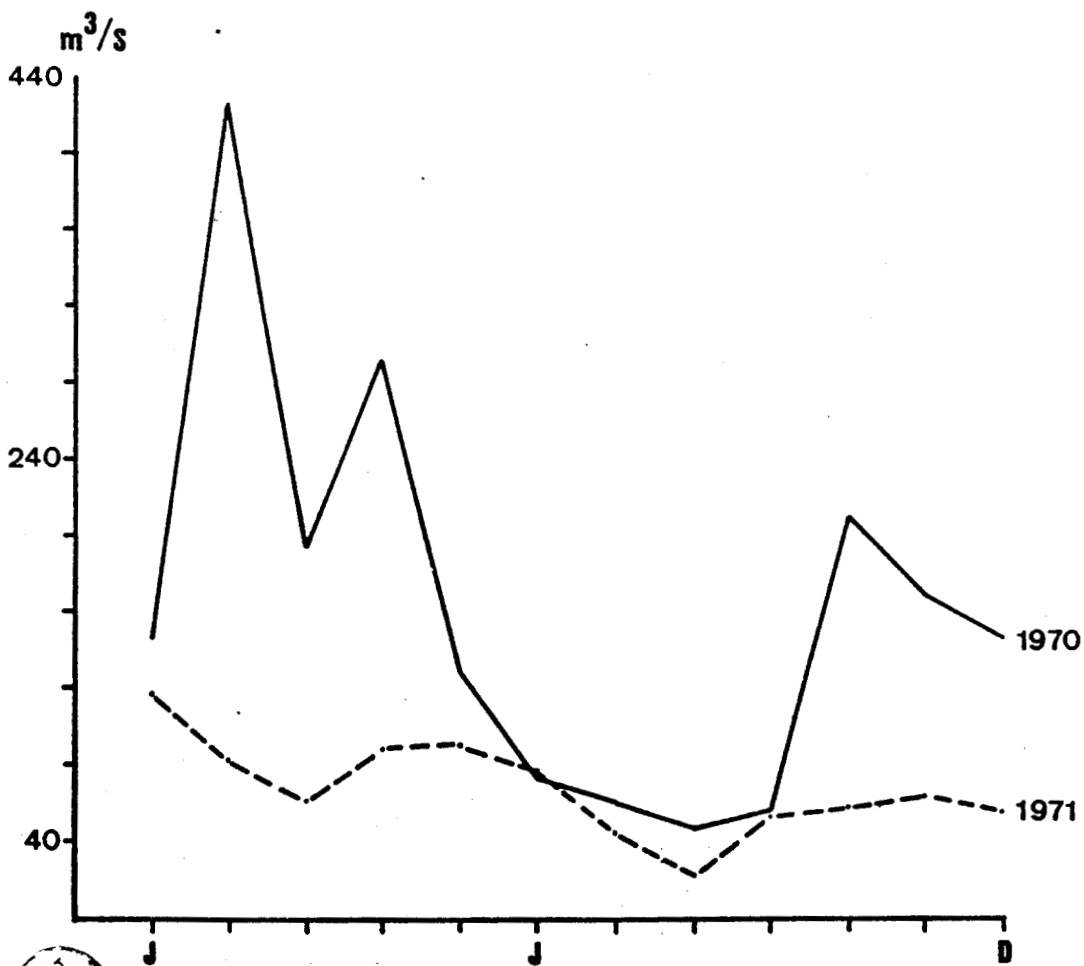


FIG. N° 59 . VARIABILITE INTERANNUELLE DES DEBITS A PONT D'AIN.



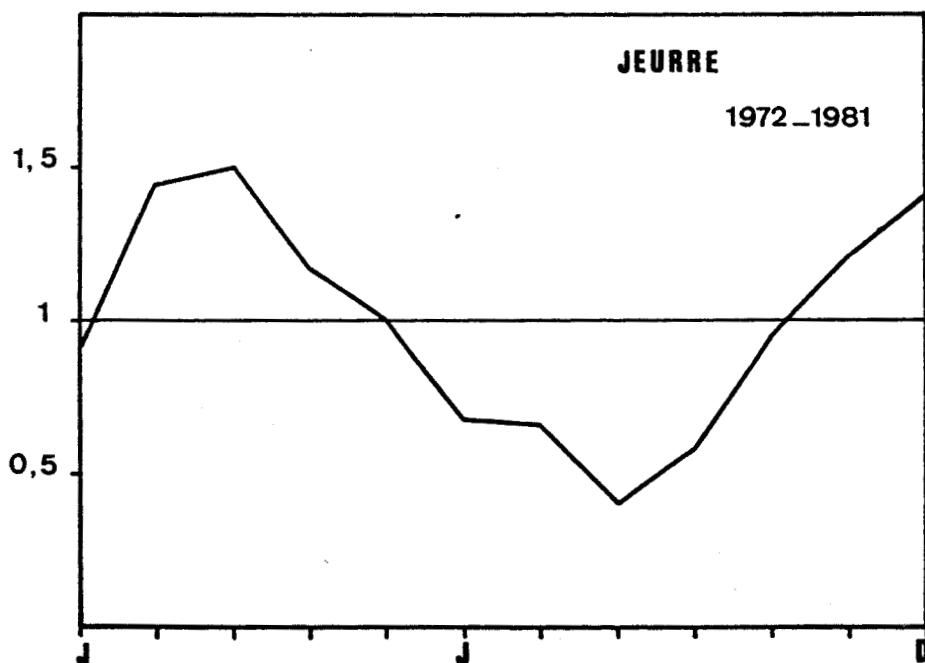
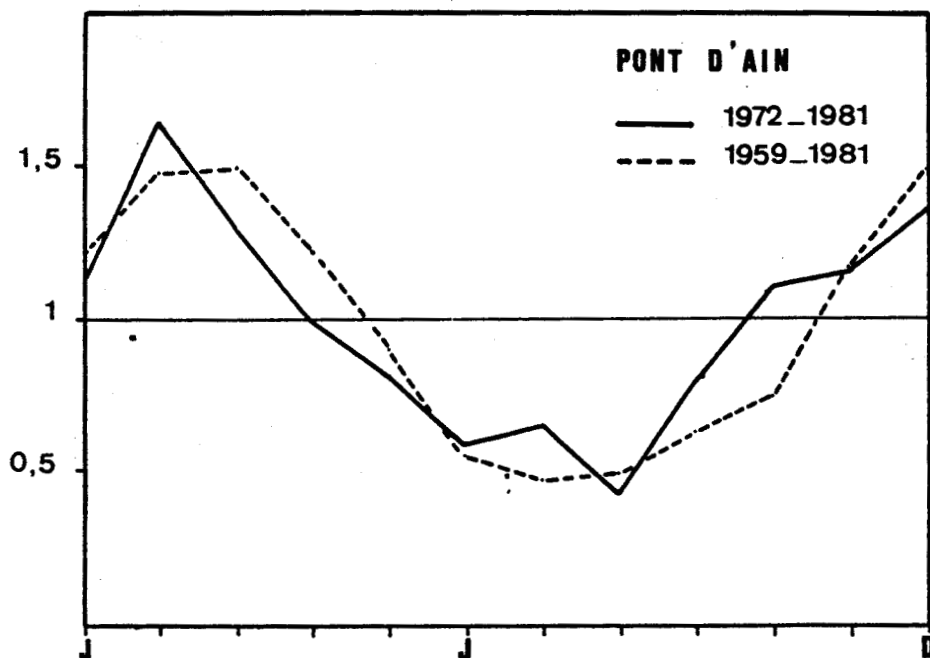
proche de 2,4. Notons que ce coefficient est de 5,75 pour la Seine à Paris, 6,6 pour la Loire à Gien, 5,35 pour la Garonne au Mas d'Age-nais, 2,3 pour le Rhin à Bâle, 3,4 pour le Rhône à Bocher, 4,5 pour la Dordogne, 4,4 pour la Moselle à Kochen (M. Dachary. 1973). Pour la période 1965-1981, le mois des maximum principal a varié: 4 fois en décembre, 4 fois en février, 3 fois en novembre, 2 fois en janvier et en mars et 1 fois en Avril, juin et octobre; tandis que le maximum se-condaire a été enregistré 5 fois en février, 3 fois en novembre, 2 fois en janvier, mars et mai, 1 fois en décembre, avril et juillet; notons que le maximum moyen se situe en février. Le minimum a peu varié: 8 fois en août, 3 fois en juillet et en juin et 1 fois en mai, octobre et novembre, le minimum moyen se situant en août. Nous observons une irrégularité très nette (surtout pour les maxima) qui influence le régime global d'une année à l'autre (Fig. n°59). Le mois de septem-bre n'a pas marqué de minimum ni de maximum, contrairement à octobre et novembre (1 minimum pour chacun et 3 maximums pour novembre). Mais ce fait ne modifie pas l'allure générale de la courbe de 1959-1981 (Fig. n° 60).

Octobre qui a souvent des valeurs inférieures à la normale bat le record en 1974 avec $222\text{m}^3/\text{S}$ (1,97 de la moyenne annuelle). Il reçoit des précipitations importantes mais l'évaporation et l'infiltration sont encore intenses. Sur la période 1959-1981, comme d'ailleurs sep-tembre, il continue les pénuries estivales alors que sur la période 1972-1981, il forme un palier (courbe de Pont d'Ain 1972-1981, fig. 60) et se rapproche plutôt de la période hivernale.

1.2. Fortes variabilités saisonnières.

Les régimes saisonniers subissent les fluctuations in-terannuelles les plus importantes. Outre ces irrégularités, il y a une grande variabilité de dates d'occurrence des maxima et des minima. Les grandes variations de dates concernent surtout les maxima.

La fig. n° 60 indique une dépression du plan d'eau en été. Cela est dû à la diminution des précipitations (cf. chap. climat) et à l'aug-mentation de l'évapotranspiration. En effet, ce régime présente deux maximums et un minimum principal. Le premier maximum (C.m.d: 1,49 à Pont d'Ain, 1,5 à Jeurre) se place en mars, et correspond en partie à la fusion nivale dans le Jura. Le deuxième en décembre (C.m.d: 1,49, 1,40) est lié à des pluies importantes. Le minimum de janvier (C.m.d: 1,22, 0,92) est dû à la rétention nivale dans des conditions rigoureuses.



**FIG.N°60. COEFFICIENT MENSUEL DE DEBIT EN m^3/s
DE LA DERNIERE DECENNIE, COMPARE A CEUX
DE LA PERIODE DE 1959_1981 A PONT D'AIN
ET JEURRE.**

Cette allure de la répartition des débits est presque - avec quelques nuances - celle de la répartition des précipitations. La part de la neige est non négligeable (régime pluvial et nival). Le coefficient de variabilité est proche de 2,4 alors qu'il s'élève de 10 à 20 et même à 50 pour les régimes nivaux : de haute montagne tempérée et pour les régimes nivaux de plaine des régions continentales (R. Frécaut et P. Pagny, 1983).

Retenons que ce sont les mois de décembre et mars qui détiennent le maximum ($158 \text{ m}^3/\text{S}$). En février, le débit est également important ($157 \text{ m}^3/\text{S}$); cela traduit la fonte de neige qui s'ajoute aux pluies abondantes et à une faible évaporation. Cette influence nivale se manifeste pour la Bienne avec un maximum de mars ($45,2 \text{ m}^3/\text{S}$) puis février ($43,3 \text{ m}^3/\text{S}$) et décembre ($42,3 \text{ m}^3/\text{S}$), alors que janvier ne présente que $27,71 \text{ m}^3/\text{S}$.

En été, le minimum paroxysmal de juillet atteste de la faiblesse de l'écoulement. Il présente à peu près 40% de la normale. Cette valeur plus ou moins élevée (par rapport aux zones de plaine) est due aux précipitations estivales et au rôle des sources.

Au printemps, les débits sont encore forts (avril et mai). En 1966, 1969, 1970, 1971, 1972, 1973, 1975, 1977, les moyennes mensuelles d'avril sont plus élevées que celles de mars, mais en moyenne les débits les plus forts restent ceux de mars, décembre et février. Même pour Jeurre, la neige n'est pas d'une assez grande importance pour empêcher la période froide (nov-avr.) de dominer la période chaude. C'est la marque essentielle d'un régime pluvial par rapport au régime nival ou glaciaire selon la typologie classique des régimes fluviaux (M. Pardé 1925, R. Frécaut 1964, 1975, A. Guilcher 1965, M. Lachiver 1963, M. Rochefort 1963, F. Gaudet 1973).

En résumé, la part de la neige dans l'écoulement de l'Ain (en dépit d'une couverture neigeuse continue) représente à peine 10% (M. Pardé 1931), ce qui traduit les irrégularités très fortes. D'autre part, les influences karstiques, n'exercent pas non plus un effet régulateur aussi important qu'on pourrait croire; des galeries très larges et assez inclinées, des dalles structurales, des versants à pente forte, sol saturé, précipitations considérables sont autant de critères additionnels qui attestent de la réponse rapide du bassin versant d'où un régime d'écoulement plus proche de celui de la Saône ou même de la Seine et de la Loire que de celui de l'Isère, du Rhône alpestre ou de l'Arve (M. Pardé 1925, 1931, 1951, 1964 a).

2) Modalités des étiages et des crues.

C'est bien les extrêmes qu'il faut étudier surtout dans une optique de géomorphologie. Aussi caractérisent-ils nettement le régime de l'écoulement fluvial. Nous allons aborder successivement les étiages et les crues.

2.1 Les étiages.

Comme les "espèces" pluviales tempérées, les étiages de l'Ain sévissent en été, de juin à septembre et correspondent à des situations météorologiques, parfois très étendues et dépassent les limites d'un bassin versant (sécheresse de 1976). De 1965 à 1981, la fréquence des débits journaliers inférieurs à $10 \text{ m}^3/\text{S}$ est répartie comme suit: (cf. tabl. n° 18).

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	0	0	0	0	2	21	40	3	8	0	0

(1965-1981)

Sur cette période (17 ans), l'Ain a enregistré des étiages très marqués ($1,17 \text{ l/s/km}^2$ en août). L'indice de sévérité des étiages varie de 0,03 (1965) à 0,15 (1977): tabl. n° 19 . Ces valeurs sont le plus souvent en août (10 fois) et en juillet (3 fois) puis juin et octobre et même septembre (2,2,1 fois).

En hiver, il n'y a pas de pénuries qui résultent des conditions rigoureuses du froid et du déficit des précipitations. Il faut dire que malgré ces conditions, les débits sont soutenus par les nappes souterraines alimentées par les pluies d'automne.

Au printemps, non plus, les cours d'eau n'enregistrent pas de véritables étiages (précipitations importantes, infiltration due à la fusion nivale).

Les valeurs des principaux étiages (fig. n° 61) restent légèrement supérieures à celles de la Saône et de la Seine qui peuvent descendre à moins de 1 l/S/km^2 , tandis que les espèces nivales (Alpes, Pyrénées), même dans leurs plus forts étiages, gardent des valeurs supérieures à 5 l/S/km^2 .

Ainsi, les débits de l'Ain s'affaiblissent en été et enregistrent des valeurs très accentuées malgré une répartition plus ou moins régulière des précipitations moyennes (chap. climat). Cette situation suggère une réponse rapide du bassin versant, d'où la durée des étiages.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
<10 1965 >20		2					2			13		
1966						9	11	13	15	14		
1967						4	8 23	8 22	8	8		
1968					3	11	8 27	3		4	2	2
1969					2		4	5 22	3 14	8 21		
1970	2						1	1 11	2			
1971		2	4		3	1	22	6 13	3			
1972	2			1	4	4	10	3 17	1	1	1	
1973						5	5	5	3			
1974	1			1	3	1	1	7				
1975					2	5	11	3 16		1		
1976				4	20	22	5 23	14 31	6		1	
1977	1					1	2	2				
1978						3	4	5	4		13	
1979	1						8	16	5		1	
1980					2			18	1	1		
1981					1	4		9	1			
TOTAL	7	4	4	6	40	70	21 154	40 210	3 63	8 63	18	2

Tableau n° 18. Nombre de débits journaliers inférieurs à
 $\frac{10 \text{ m}^3/\text{s}}{20 \text{ m}^3}$
 (1965-1981)

Année	Débit minimum	Indice de Larrdsse P.de.Ref.(1959-81)	n° de crues >300m ³ /s	n° de crues >700m ³ /s	n° de crues >1000m ³ /s	Débit max. (m. Annuelles)
1965	12,7.Oc	0,11	55	5	1 (S)	1040.S
1966	7,45.Oc	0,07	34	2	-	770.F.Dec
1967	4,65.Ao	0,04	20	3	-	745.N
1968	9,10.Jt	0,08	19	0	-	670.D
1969	3,25.Ao	0,03	6	0	-	357.F
1970	13,4.Ao, Sep	0,12	42	1	-	885.F
1971	6,30.Jt	0,05	0	0	-	225.Jan
1972	7,50.Ao	0,07	0	0	-	289.N
1973	11.Jn	0,10	1	0	-	322.N
1974	14.Ao	0,13	11	0	-	550.D
1975	8,85.Ao	0,08	7	0	-	450.Jan
1976	7,95.Ao	0,07	2	0	-	379.N
1977	16,3.Jt	0,15	18	1	1 (F)	1010.F
1978	12,7.Ao	0,11	23	1	-	895.Ms
1979	12,8.Ao	0,12	28	2	-	870.Ms
1980	14.Ao	0,13	17	1	1 (F)	1004.F
1981	12,4.Jn	0,11	19	0	-	695.D

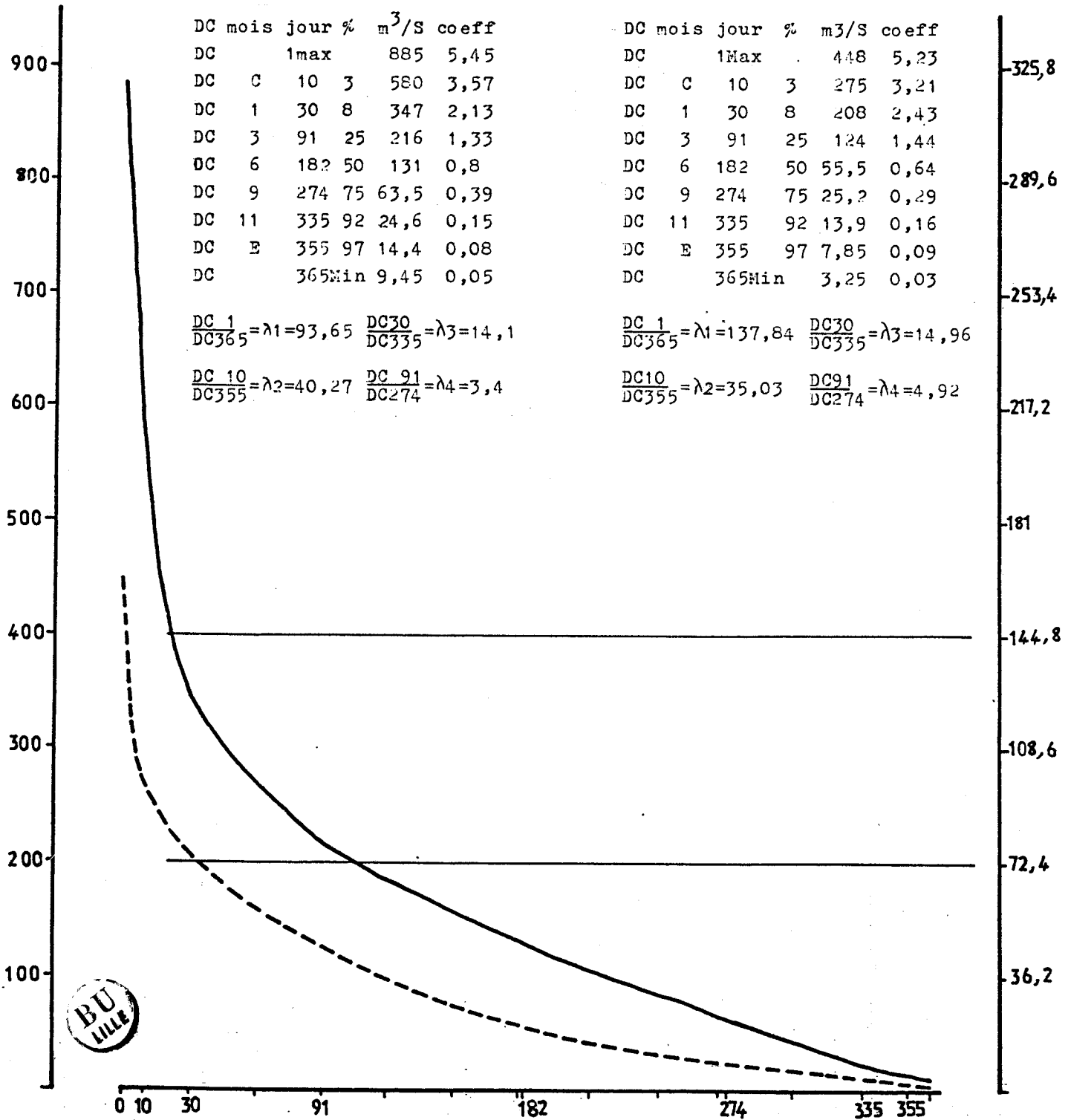
Tabl. n° 19 .Principaux extrêmes à Pont d'Ain.(1965-1981).



Fig. 61 Pont d'Air courbe de débits classés { 1970 —
1969 - - - -

D_c : Débit caractéristique

Coefficient: Rapport D_c/Q (module)



2.2 Les crues.

Les crues résultent surtout des précipitations de style tempéré ayant largement saturé le sol ou après des averses intenses. Ces conséquences hydrologiques sont facilitées par la raideur des versants et la morphologie du bassin (pente forte, structure parallèle, nuance humide du climat...) qui permettent une concentration au profit des cours d'eau majeurs. Là aussi apparaît le rôle faible de la karstification à empêcher l'évacuation rapide des eaux vers les principaux drains.

- Fréquence et puissance des crues.

La puissance des crues apparaît sous forme des maxima ou de coefficient A défini par M. Pardé (1961). (Coef. A = $\frac{\text{débit brut instantané}}{\text{S.B.V.}}$).

Le tableau n°20 illustre bien ces valeurs. Les crues se répartissent d'une façon différente dans l'année; elles surgissent en n'importe quel mois, mais c'est surtout la saison pluvieuse qui est riche en événements avec un maximum de février et novembre (50%). Leur régime est presque conforme aux régimes saisonniers et varie suivant les années sèches ou pluvieuses. Entre 1965 et 1981, l'Ain a connu 16 montées supérieures à 700 m³/S (A 13) et, parmi celles-ci 3 supérieures à 1000 m³/S (A 19). De ces dernières, 2 se sont produites en février et 1 en septembre. En 1918, la crue la plus forte aurait débité environ 2100 m³/S (A 39) (M. Pardé, 1931). L'Ain apporte au Rhône une masse d'eau importante et gonfle ses débits (plus de la moitié de l'écoulement avant la confluence avec la Saône); cette concordance fait les grandes crues du Rhône qui peuvent dépasser les 4000 m³/S.

Pendant la saison estivale, se produisent des pulsations secondaires. Les crues violentes ne présentent qu'une part minime par rapport à l'hiver et à l'automne. Cette fréquence de saison pluvieuse traduit leur déclenchement par des précipitations abondantes et des averses atlantiques violentes et continues. Les influences méditerranéennes n'interviennent que rarement. En été, l'évaporation et l'infiltration amortissent le coefficient d'écoulement et par conséquent les crues.

Station	s.b.v km ²	Période de Ref.	Q max en m ³ /s max.instantané	q max en l/s/km ² max.instantané	Coef A.de crue. Qmax/√S
Pont d'Ain	2760	1965-81	1340 (10/sep/65)	485,50	25,50
Jeurre	650	1972-81	560 (4/Janv/81)	861,53	21,96

Tableau n°20 Puissance des crues de l'Ain et de la Bienne.

Conclusion. Bilan hydrologique et hydrique.

1) Le bilan hydrologique.

Après avoir étudié le climat et l'hydrologie, nous allons voir le rapport entre les précipitations et l'écoulement par le biais du bilan hydrologique. Celui-ci a un grand intérêt pour l'érosion et la dynamique des versants. Le bilan hydrologique annuel n'est que le résultat de l'équation suivante:

$De = Lp - Le$ (avec De : déficit d'écoulement, Lp : lame d'eau précipitée, Le : lame d'eau écoulée). (cf. J. C. Fourneaux. 1975, J. C. Fourneaux et J. Sarrot-Reynauld. 1977, M. Guigo. 1979).

Pour le secteur d'Oyonnax, la lame d'eau écoulée est de 1169,2 mm (soit 77,85 %) et le déficit d'écoulement est proche de 332 mm.

Station	B.V en km ²	Qm ³ /S	ql/S/km ²	P'mm (Le)	P (Lp)	Déficit P-P'	quot. d'écoulement $\frac{P'}{P}$
Cize-Bolozon	2560	94,72	37	1169,2	1501,8 (Izernore)	332,6	0,77

En effet plus le déficit est faible, plus la lame d'eau écoulée représentera une proportion élevée de la lame d'eau précipitée. Plus le déficit est fort, plus la quantité d'eau infiltrée sera forte.

Les régimes des déficits hydrologiques varient au cours de l'année et d'une année à l'autre. Les lames d'eau précipitées et écoulées présentent une certaine corrélation.

- L'évapotranspiration est plus forte que pendant le reste de l'année.
- Les stocks s'épuisent.
- A l'automne, l'infiltration est très forte car le sol est déshydraté par la secheresse.

En prenant compte de l'épuisement partiel des réserves du sol et de la baisse du niveau des nappes, on peut comprendre que l'évapotranspiration réelle soit élevée; elle constitue le facteur essentiel du bilan hydrologique en été. Son rôle est limité par les précipitations d'été.

A partir d'Octobre, Novembre, les réserves sont reconstituées par les fortes pluies de l'automne (période de la recharge des nappes et des réserves des sols).

En hiver et au printemps, le déficit est peu prononcé car l'évapotranspiration est faible et les précipitations sont élevées.

Le rôle de la neige intervient dans le décalage entre les lames d'eau précipitées et écoulées (J. Tricart. 1960, A. Dauphine. 1971). Il faut aussi ajouter le rôle des terrains calcaires (perméabilité). Ces deux éléments occasionnent un maintien du débit par les sources.

Ces données amènent les observations suivantes:

- le déficit hydrologique global est élevé alors que le coefficient de débit est faible (ruissellement faible, car le calcaire, fissuré et absorbant, est couvert de végétation qui favorisent des eaux dans le sous-sol).

- l'évapotranspiration est faible durant la période pluvieuse et forte en été.

2) Le bilan hydrique.

L'évapotranspiration (l'ETP) peut être déterminée de plusieurs façons; par des formules en particulier faisant intervenir différents paramètres pédologiques, botaniques, hydrologiques etc... Il est évident que les valeurs de l'ETP calculées sont des valeurs très approchées mais susceptibles d'être retenues (P. Brochet et N. Gerbier. 1974). Avec les données dont on dispose (précipitations, températures, on ne peut pas procéder autrement.

Par comparaison avec des résultats obtenus dans des régions voisines, nous avons retenu les formules de A. Coutagne et surtout de L. Turc qui fournit une bonne approche:

$$ER = \frac{1}{\sqrt{0,9 + P^2/L^2}}$$

dans laquelle ER = évaporation réelle annuelle en mm.

P = précipitations annuelles en mm.

$L = 300 + 25 T + 0,05 T^3$, T = température moyenne annuelle en degrés C.

Pour le secteur d'Oyonnax, nous avons obtenu une valeur de 531 mm (soit 35% de P).

Cette valeur diffère peu de celles calculées par J. Gibert et al. 1983: 572 mm; M. Neyroux. 1984: 571 mm.

Les valeurs de l'ETP varient au cours de l'année et d'une année à l'autre, mais aussi selon l'altitude (gradient d'évaporation).

Ces calculs permettent de constater que les terrains sont susceptibles de stocker une lame d'eau considérable à partir d'Octobre, Novembre. Les bilans hydrologique et hydrique ont un grand intérêt sur la dynamique des versants:

- au cours de la période pluvieuse, les terrains sont gorgés d'eau, le ruissellement est alors plus important.

- en été, le déficit hydrique provoque un dessèchement des terrains surtout marneux (formation des fentes de retrait); les sols sont rendus durs par la dessiccation et les pluies s'infiltrent mal d'où un ruissellement plus important. A l'inverse de ce qu'on pourrait croire, les calcaires ont des seuils de ruissellement faibles car ils renferment des niveaux marneux et présentent des dalles dures qui provoquent facilement le ruissellement. En revanche les sols qui se développent sur les calcaires peuvent absorber une grande quantité d'eau, l'infiltration est élevée et le seuil de ruissellement est d'autant plus élevé (P. DUBREUIL. 1961).

DEUXIEME PARTIE

L'ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE

CHAPITRE I

LA GENESE DES FORMES STRUCTURALES

ET LE ROLE DES DEFORMATIONS TECTONIQUES

CHAP. I La genèse des formes structurales et le rôle des déformations tectoniques.

Les ensembles morphologiques actuels sont dus à des déformations tectoniques et aux actions de l'érosion. Nous allons voir successivement deux éléments qui caractérisent l'évolution géomorphologique tertiaire du secteur d'Oyonnax: d'une part l'établissement de la surface ou des surfaces d'érosion, et d'autre part les conditions de la genèse de cette surface.

I.1. L'établissement des surfaces d'érosion.

Introduction (historique).

L'évolution géomorphologique de la chaîne jurassienne a été abordée par de nombreux auteurs et depuis longtemps. Déjà en 1872-1876, A. Vézian parlait de deux phases tectoniques séparées par une phase d'aplanissement responsable de l'inclinaison du Jura vers la plaine suisse. Au début de ce siècle, la théorie des pénéplaines a été pour la première fois mise en application dans le Jura (Ed. Brückner (1898), (1909); F. Machacek (1905); E. de Margerie (1909), (1922), (1936), A. Heim (1915), (1919); G. Chabot (1927), (1931); A. Cholley (1931), (1932)...).

Ensuite entre les années 1940 et 1970, les études morphotectoniques de l'équipe bisontine ont élargi le champ et ouvert une voie nouvelle pour l'analyse de la morphologie tertiaire du Jura et il n'est pas question de recenser ici l'impressionnante bibliographie relative à cette période.

Sans accorder à cet historique des surfaces d'érosion plus d'importance qu'il ne convient, il faut rappeler quelques notions sur lesquelles elles se fondent.

I.1.1 Problèmes de définition.

I.1.1.1. Quelques modèles d'aplanissement tertiaire dans le Jura.

- Dans le Jura central, plusieurs phases d'aplanissement sont reconnues (surfaces des plateaux) et ont fait l'objet de nombreuses études (G. Chabot (1927), L. Glangeaud (1949 a, b), (1951);

L.Glangeaud et M.Dreyfuss (1949), M.Dreyfuss (1949 a,b), (1951 b,c); M.Dreyfuss et L.Glangeaud (1950), A.Caire (1951 b), (1953 b), (1954 a), (1955 e,h), (1958 a); M.Mattauer (1956 b), M.Darmois-Théobald (1961), M.Mathis (1973), J.E.Martin (1974), J.P.Nardy (1975), (1985)...).

Il s'agit d'une vaste surface polycyclique, qui se décompose en deux gradins: un gradin supérieur (Plateau d'Ornans, de Levier, de Cuvier, de Maiche...) et un gradin inférieur (surfaces de Trepot et Nozeroy, des avants-Monts, de Montrond, plateau de Lons-le-Saunier...) séparés par des talus de raccord présentant des hauteurs variables (A.Caire (1960-1963), J.P.Nardy (1975)).

Les principaux résultats de G.Chabot (1927) ont été repris par L.Glangeaud et M.Dreyfuss (1950) qui ont proposé un autre schéma d'évolution du Jura, résumé comme suit:

- Au Miocène, une surface d'érosion inclinée vers l'E (surface d'Ornans) nivèle le Jura septentrional. Elle est basculée vers l'W et durant le Tortonien et le Pontien inférieur, la surface de Montrond est alors élaborée en fonction d'un niveau de base situé à l'E. A la fin du Pontien et au début du Pliocène, le faisceau bisontin limite la surface à l'W.

L'âge relatif de la surface antérieur au plissement dans le faisceau bisontin a été contesté par M.Mattauer (1955) et dans le faisceau salinois par A.Caire (1951 b, 1953 b, 1955 e). Pour ces deux auteurs, la surface de Montrond tranche les principaux chevauchements du faisceau, de la même façon que la surface d'Ornans recoupe la faille de Mamirolle (G.Chabot (1927), M.Dreyfuss (1950)).

Dans la partie W du plateau de Lons-le-Saunier, la surface nivèle toutes les failles qui sont toutes ou quelques unes contemporaines du charriage du Jura sur la Bresse (A.Bonte (1943-1948), (1949), (1952); F.Michel et al (1953)...).

- Dans le Jura septentrional, les faits sont très comparables à ceux du Jura central. La zone préjurassienne est affectée par des failles oligocènes (A.Heim (1919)). Dans le Jura alsacien, ces failles sont attribuées à une phase pré-stampienne (D.Schneegan (1932), (1933)). Dès l'Oligocène, les reliefs de ces failles ont connu une phase d'érosion (D.Schneegan et N.Théobald (1948)). Le chevauchement du Jura plissé est attribué à une phase dite prépontienne à laquelle succède une phase d'érosion qui engendre une surface

recouverte de Pontien. Cette même évolution se retrouve en Suisse (L. Vonderschmitt (1951)).

- Dans le Jura méridional, A. Cholley (1931) a exposé clairement ses modèles d'interprétation au congrès international de Géographie de Paris en 1931. Il s'agit de surfaces polycycliques qui auraient été dégagées entre le Crétacé et l'Aquitaniens puis reprises au Miocène (A. Cholley, 1932, 1957). Dans la coupe de Bourg à Bellegarde, les diverses structures sont tranchées par une surface d'érosion (H. Vincienne, 1951). Cet auteur fait de la surface de Champfromier "une ancienne surface miocène, à peine rajeunie et déformée par les mouvements postpontiens" (Id p. 835, M. Dubois. 1959). Pour A. D. Rigassi (1977), il s'agit d'une pédiplaine pontienne (au sens de Caire). Dans la région de Bolozon, L. Glangeaud (1951. p. 829) montre que "la surface d'érosion qui tronçonne toutes les couches, s'est établie postérieurement aux dislocations". Dans le plateau du Retord, une surface recoupe les plis; elle serait pliocène (...). Une surface plus ancienne est disloquée, les déformations affectant de l'Aquitaniens et du Burdigalien; elle serait miocène (M. Dubois (1959)). Pour le même auteur, dans le Haut Bugey central, les surfaces d'érosion (aplanissements des sommets ou les surfaces emboîtées) sont prépontiennes. Dans le Revermont septentrional, la surface d'érosion est postérieure au chevauchement lui-même postérieur à des molasses miocènes (P. Michel et al. (1951. p. 821. Fig. 11)).

Toujours dans le Jura externe, A. Lefavrais-Raymond (1958) a reconnu une "pénéplation" d'âge oligocène, se terminant à l'Aquitaniens.

Il ressort de ces exemples deux points essentiels:

- une surface d'érosion polygénique oligocène ou miocène suivant les points.
- une surface d'érosion déformée et dénivelée par endroit (pontienne).

Dans une remarquable synthèse, A. Caire a démontré que "dans les faisceaux des arcs jurassiens, la surface d'érosion tranchant les structures chevauchantes est postérieure aux chevauchements" (A. Caire (1960-1963, p. 123) et a proposé un modèle d'évolution géomorphologique du Jura en quatre phases principales:

1) De l'Eocène au Miocène, l'ensemble du Jura a été nivelé par une surface polygénique antépontienne (en fonction des niveaux de

base périphériques) qui a, en particulier raboté les accidents liés à la phase de distention oligocène.

2) LA surface antépontienne a été disloquée au cours du paroxysme pontien.

3) Les accidents antérieurs sont nivelés par une surface polycyclique pontienne qui s'est établie pendant que le Jura bascule vers l'W: son palier supérieur était encore fonction d'un niveau de base situé à l'E de la chaîne, et formant un glacis; ses paliers inférieurs sont emboîtés en raison d'un soulèvement saccadé du Jura à l'E.

4) La période postpontienne est caractérisée par un nouvel épisode tectonique qui bombe les faisceaux et déforme la surface pontienne, tout en faisant rejouer localement certains accidents, et qui leur donne leur morphologie actuelle.

Nous n'allons pas multiplier les modèles d'aplanissement mais cette fois exposer brièvement les principales théories morphogéniques et voir celles qui conviennent à notre secteur.

I.1.1.2. Les théories morphogénétiques: exposés et critiques.

* Théories traditionnelles.

- Exposé.

Ces théories s'inspirent de celle de Brückner (1902) et sont basées sur trois points essentiels: (in D. Aubert (1975)).

- la surface d'érosion qui émousse le profil des anticlinaux et tranche obliquement les strates calcaires.
- le contraste entre la topographie émoussée, sénile en apparence, des aires calcaires et la fraîcheur des formes fluviales.
- la présence de cailloutis siliceux allochtones disséminés sur ces surfaces.

Sans présenter le contenu de ces théories, nous nous contentons de citer quelques articles: F. Machacek (1905), G. Chabot (1927), E. Bell (1931), A. Cholley (1931), E. Schwab (1939), M. Dreyfuss et L. Glangeau (1950), H. Annaheim (1951), P. Birot (1954), M. Dubois (1959), A. Caire (1960-1963), D. Barsch (1969)... (cf. bibliographie chapt. I.1).

Grossièrement, les théories traditionnelles envisagent deux cycles d'érosion (Fig. 62) sur cet axiome, on trouve autant de modèles qu'il y a d'auteurs, concernant le nombre de cycles, l'âge des aplanissements leurs modalités...

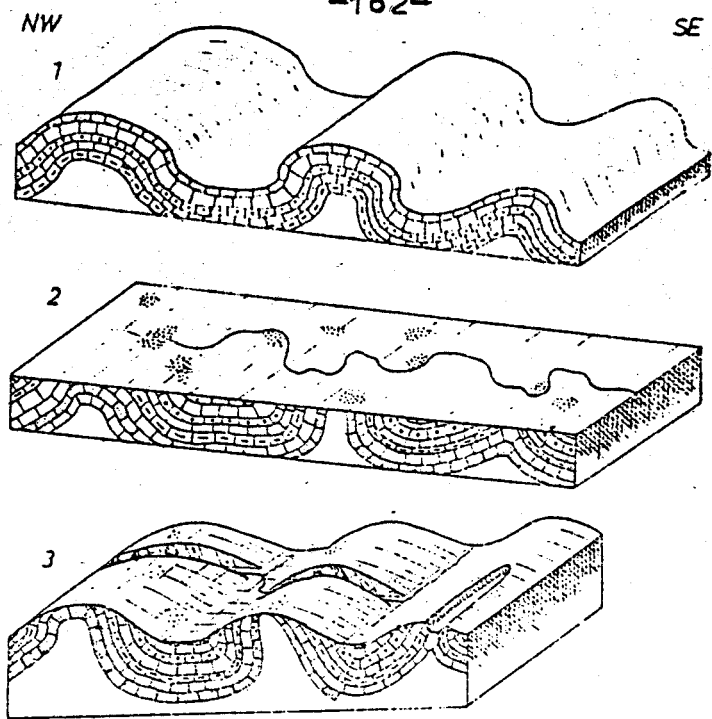


Fig.62. Schéma illustrant les théories traditionnelles.
 1^{er} cycle: 1 Structure initiale. 2 Pénéplaine et alluvions. 2^e cycle: 3 Rajeunissement tectonique.
 Conservation de la pénéplaine déformée. Creusement des canyons, cluses et combes anticlinales.
 On a laissé de côté la molasse et négligé l'érosion antérieure au 1^{er} plissement.

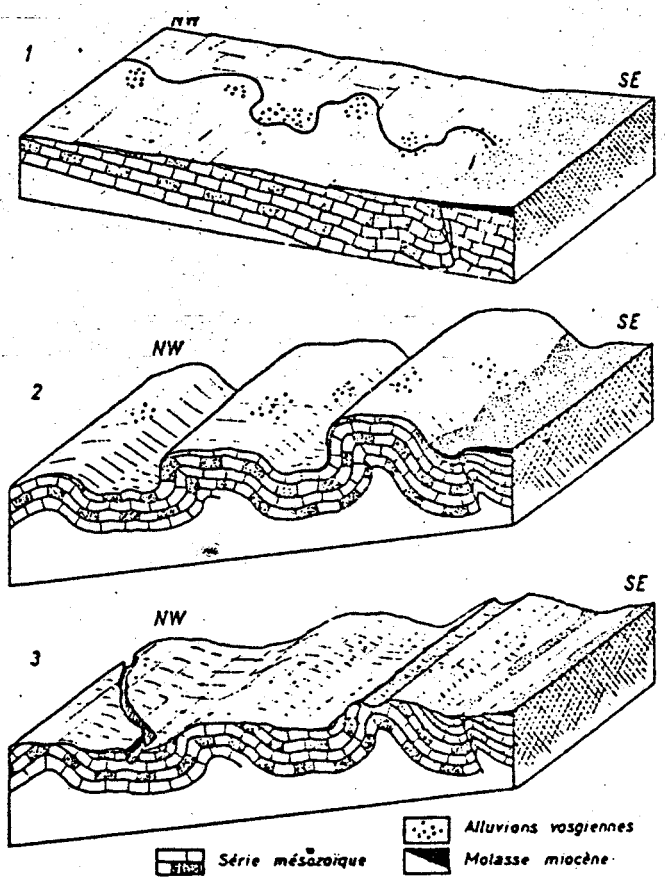


Fig.63. Schéma illustrant la théorie de l'aplanissement karstique.
 1 Surface pontienne. 2 Structure tardipontienne. 3 Relief actuel.

(in.D.Aubert.1975).

- Critiques.

Aubert écrit "les théories traditionnelles sont le résultat d'une illusion d'optique, celle que l'on éprouve en considérant le paysage jurassien d'un point dominant" (D.Aubert 1975.p.44). Il ajoute "dans son uniformité et ses lignes fuyantes on croit distinguer les restes d'une pénéplaine, mais en y regardant de plus près, on s'aperçoit qu'il s'agit d'une surface rigoureusement conforme, plaquée sur la structure (Ibid.p.44;W.Gocht.1961).

Autre critique: "Il n'y a aucune raison de penser que l'érosion s'est interrompue ou même ralentie après le plissement, comme le sous-entendent les théories traditionnelles". (D.Aubert 1975.p.51). A.Caire par exemple n'envisage pas cette interruption non plus un ralentissement 'A.Caire 1976.p.3 .

D.Aubert évoque "la ténacité d'une vieille idée selon laquelle l'érosion fluviale est seule capable de réaliser un aplanissement" D.Aubert 1975.p.45 .

Au sujet des plateaux, D.Aubert écrit: "De son côté, Caire (1963) considère que les plateaux résultent d'une pédiplanation en climat semi aride, succédant au plissement pontien et suivie de retouches tectoniques (D.Aubert 1975.p.54). Pour A.Caire "les pédiments résultent essentiellement du recul des versants; quant à l'érosion fluviale, elle creuse, crée des vallées, et non point d'immenses plateaux". (A.Caire 1976.p.4, cf aussi A.Caire.1955 e).

Aubert ajoute "...le nivellement de leurs failles transversales ou obliques considéré comme une preuve de l'ancienneté de l'aplanissement" dans les théories traditionnelles (D.Aubert.1975.p.55). Pour A.Caire, ce nivellement est postérieur au paroxysme pontien. Ce n'est pas très ancien et ne correspond pas à une "ancienne pénéplaine" comme le pense D.Aubert (1975.p.54), mais à la deuxième surface, la première étant antérieure au paroxysme (A.Caire 1960-1963).

* Théorie de l'aplanissement karstique.

- Exposé

S'opposant aux "théories traditionnelles", D.Aubert énonce sa "théorie de l'aplanissement karstique" dans les termes suivants: (D.Aubert.1975.p.46).

- Le relief jurassien est le résultat de l'action conjuguée de l'érosion karstique et de l'érosion fluviale, dans des conditions

comparables à celles d'aujourd'hui.

- Toutefois l'érosion karstique est le facteur de contrôle; c'est elle en définitive qui a déterminé l'évolution spécifique du relief du Jura.

Cet énoncé était déjà exposé sommairement par A.Hettner (1912) et D.Jaranoff (1935). Il présente l'avantage de n'exiger qu'un cycle d'érosion, le seul qui soit connu. (Fig. 63).

- Critiques.

Parmi certains postulats de la théorie d'Aubert: "...au Tertiaire, les conditions ne différaient guère de celles d'aujourd'hui" (D; Aubert. 1975. p.46), et qu'"il semble donc que l'évolution ancienne obéissait aux mêmes lois que l'actuelle" (Ibid. p.49). Aubert part des conditions actuelles pour expliquer l'évolution géomorphologique tertiaire de l'ensemble du Jura, or, comme nous *allons le voir* (ch. I.13), le climat était de type tropical à l'Eocène ou subtropical à méditerranéen à l'Oligo-miocène, donc des climats différents de celui qui règne actuellement sur les parties hautes du Jura interne (froid-humide). Par conséquent le karst actuel est différent des paléokarsts éocènes et oligo-miocènes. L'auteur allait même jusqu'à estimer l'ablation karstique au Tertiaire.

Tous les exemples de formes karstiques (D. Aubert. 1969) sont en effet pris dans la Haute chaîne à une altitude supérieure à 1200 m (près de l'étage nival). L'auteur extrapole ces résultats d'une part sur tout le reste de la chaîne quoique les conditions climatiques ne soient pas les mêmes ; d'autre part sur les anciennes formes karstiques (tertiaires).

Un autre axiome d'Aubert: "on s'aperçoit qu'il s'agit d'une surface rigoureusement conforme, plaquée sur la structure dont elle reproduit en les émoussant, les moindres ondulations". (D. Aubert. 1975. p.44). Il ajoute "...dont on sait qu'il est caractérisé par son conformisme" (p.51); "...sa concordance avec la tectonique..." (p.1). Or il existe des accidents nivelés par l'érosion et même des reliefs inversés (cf. A. Caire. 1976). Aubert lui-même a montré le contraire de ces affirmations dans plusieurs de ses publications:

- 1941: Flanche 1, profil 3
- 1969: Fig.31 profil 3, Fig.11,32,33,39,41,43.
- 1975: Fig.25,27,28.

Au sujet des plateaux, D. Aubert écrit: "les vrais plateaux, les

seuls que nous envisageons, correspondent à des zones subtabulaires. Ils appartiennent donc à la catégorie des plateaux structuraux" (D. Aubert. 1975. p. 54). Il ajoute: "En revanche les plateaux possèdent un caractère que négligent les théories traditionnelles...; ils sont conformes à la structure au même titre que les régions plissées". (P. 55) Mais certains plateaux, ou parties des plateaux, ne sont pas tabulaires et Aubert lui-même l'avait signalé pour une partie de celui de Lons-le Saunier. A propos de ce plateau, Aubert écrit: "Parmi les plateaux de Dogger, celui de Lons -le Saunier servira de modèle" (p. 57): L'auteur en choisit une partie (entre Ladoye et l'Euthe), qui est dépourvue de failles (cf. carte géologique de Lons-le Saunier au 1/50000) et ajoute: "son origine s'explique... par l'ablation régressive du Jurassique supérieur, facilitée par l'assise des marno-calcaires argoviens et des marnes oxfordiennes..." (p. 57), (cf aussi M. Mathis. 1973). "Encore faudrait-il expliquer que cette partie du plateau de Lons-le Saunier tranche successivement, d'E en W, le Bathonien et le Bajocien. Comment le Bathonien a-t-il été éliminé dans le secteur centre et W, près de Ladoye? un simple enlèvement de l'Oxfordien (et des assises surincombantes) devrait bien pourtant créer un plateau constitué surtout du Bathonien. Et, plus au S, comment s'explique le nivellement parfait de la faille de Granges-sur-Baume (feuille de Lons-le Saunier au 1/50000)?" (A. Caire. 1976. p. 5).

Un autre axiome d'Aubert: "Or une topographie ne se conserve pas à moins d'être fossilisée par des sédiments" (D. Aubert. 1975. p. 45) De telles surfaces sont très nettes en Afrique et souvent libres de dépôts ou simplement recouvertes par un mince sol résiduel (F. Joly. 1949; D. Rigassi. 1977).

Un autre axiome: Le géologue qui croit voir dans le Jura, des surfaces d'aplanissement serait victime d'une "illusion d'optique" (D. Aubert. 1975. p. 44); cependant cette "illusion" persiste si l'on étudie les courbes de niveau sur la carte ou les photo aériennes (D. Rigassi. 1977, 1977 b) "Du reste", dit encore Aubert "si la pénéplaine s'était réellement maintenue, ses traits spécifiques, comme des réseaux de vallées, auraient dû se conserver. Or rien de tel n'existe; C'est donc que l'érosion subséquente a été capable de les effacer" (p. 45). De tels objets existent malgré les reprises ultérieures des déformations tectoniques, des actions karstiques, glaciaires et fluviales (D. Rigassi. 1977, A. Caire. 1960-1963). Aubert lui-même donne de beaux exemples de vallées fossiles (D. Aubert. 1969).

Sans prolonger ce discours, nous pensons avoir donné une idée sur les problèmes que posent les aplanissements dans Jura. Les divers modèles et théories décrits ci-dessus traduisent bien la complexité de ces faits morphogéniques. Avant d'examiner ces aplanissements dans le secteur d'Oyonnax, nous allons choisir un modèle ou des modèles parmi ceux décrits précédemment et définir quelques points de départ.

I.1.1.3. Hypothèses.

Il est difficile de choisir un modèle pour la région d'Oyonnax en l'absence de dépôts fossilisant les surfaces d'érosion. De ce fait, tous les modèles lui conviennent. Le schéma de A. Caire a servi de modèle pour plusieurs auteurs (J.P. Nardy. 1975, 1975 b; D. Rigassi. 1977...). (il convient aussi pour la région d'Oyonnax).

C'est le modèle de M. Dubois que nous avons décidé d'appliquer à notre cas car:

- il offre une chronologie souple des différentes étapes morpho-tectoniques qui ont affecté la chaîne jurassienne (une surface ou des surfaces prépontiennes qui ont été déformées et basculées par le paroxysme pontien et reprises par l'érosion ultérieure).

- il offre une certaine réponse à la théorie de l'aplanissement karstique d'Aubert. Ces deux modèles combinés (tout en écartant les axiomes d'Aubert relevés en critiques) constituent notre première hypothèse de travail.

Dans le Jura, comme partout ailleurs, érosion et tectonique ont interféré et le relief est le résultat de ces deux éléments. Les phases tectoniques ou d'érosion ont seulement été marquées par l'un ou l'autre élément (tectonique ou climat). L'interférence de ces deux éléments sera notre deuxième hypothèse de travail.

La figure n° 64 et les coupes géologiques (Fig. 65) représentent un outil d'interprétation du relief du secteur d'Oyonnax et les indications qu'elles rassemblent nous permettent de mieux dégager l'intérêt géomorphologique de la surface (ou des surfaces) en question. L'imprécision de l'âge ne surprendra que ceux qui n'ont jamais parcouru le Jura où les dépôts corrélatifs sont rares (et très peu significatifs) pour ne pas dire absents.

I.1.2. Les surfaces d'érosion dans la région d'Oyonnax.

I.1.2.1 Les témoins d'une surface d'érosion.

a) But et méthode utilisée

FIG. 64 .REPARTITION DES SURFACES D'EROSION.
(EN PARTIE D'APRES M. DUBOIS, 1959)

- ▬▬▬ Surface d'érosion néogène remaniée par l'aplanissement karstique (Miocène supérieur et/ou Pliocène).
- ▨▨▨ Lambeau de surface polygénique néogène détournée, mais peu remaniée.
- ▧▧▧ Surface emboltée dans les surfaces néogènes (aplanissement karstique).
- ▩▩▩ Ibid karstifiée ultérieurement.

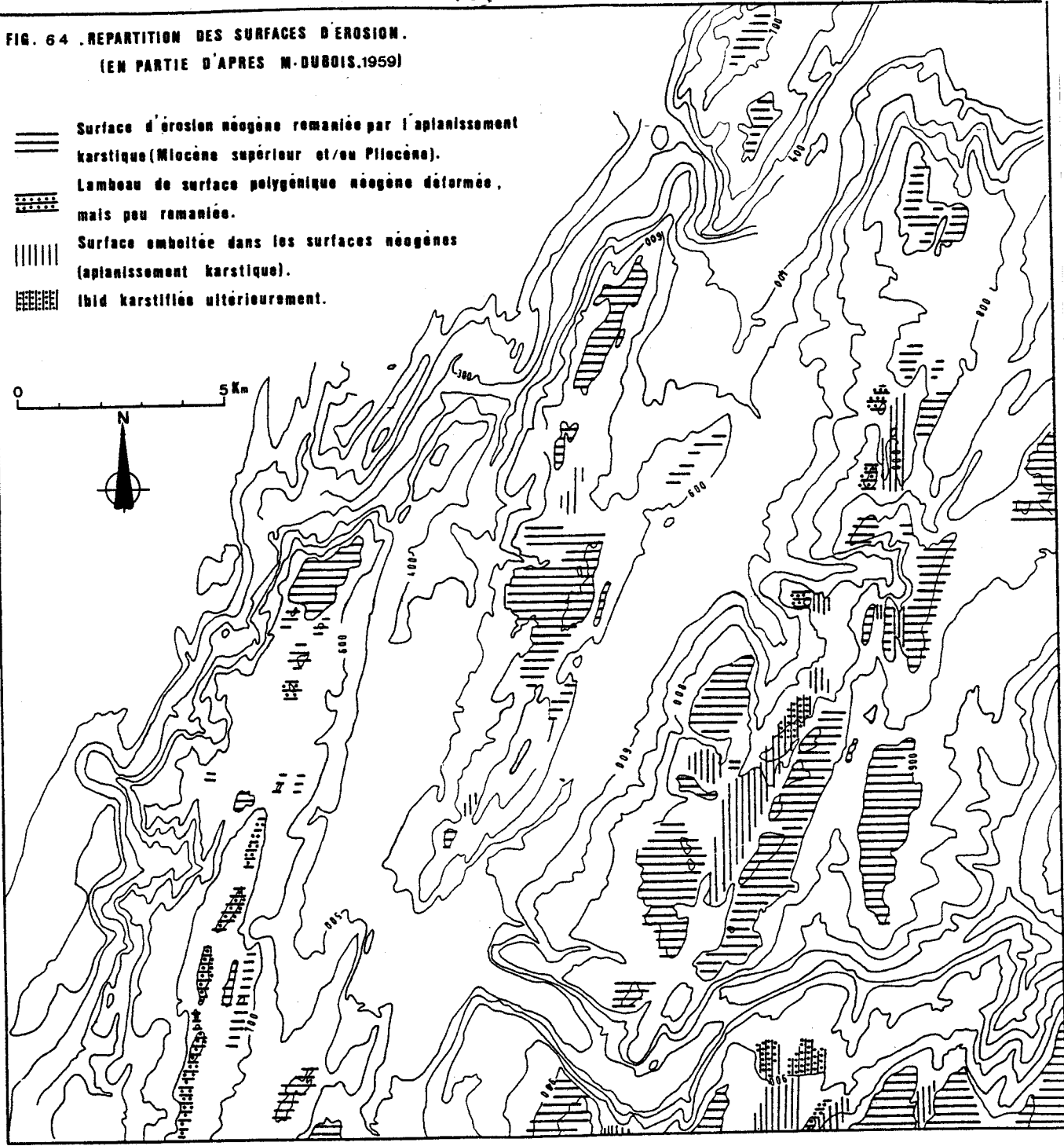
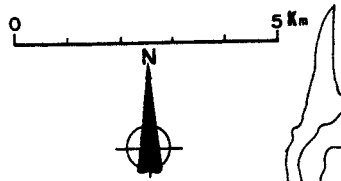
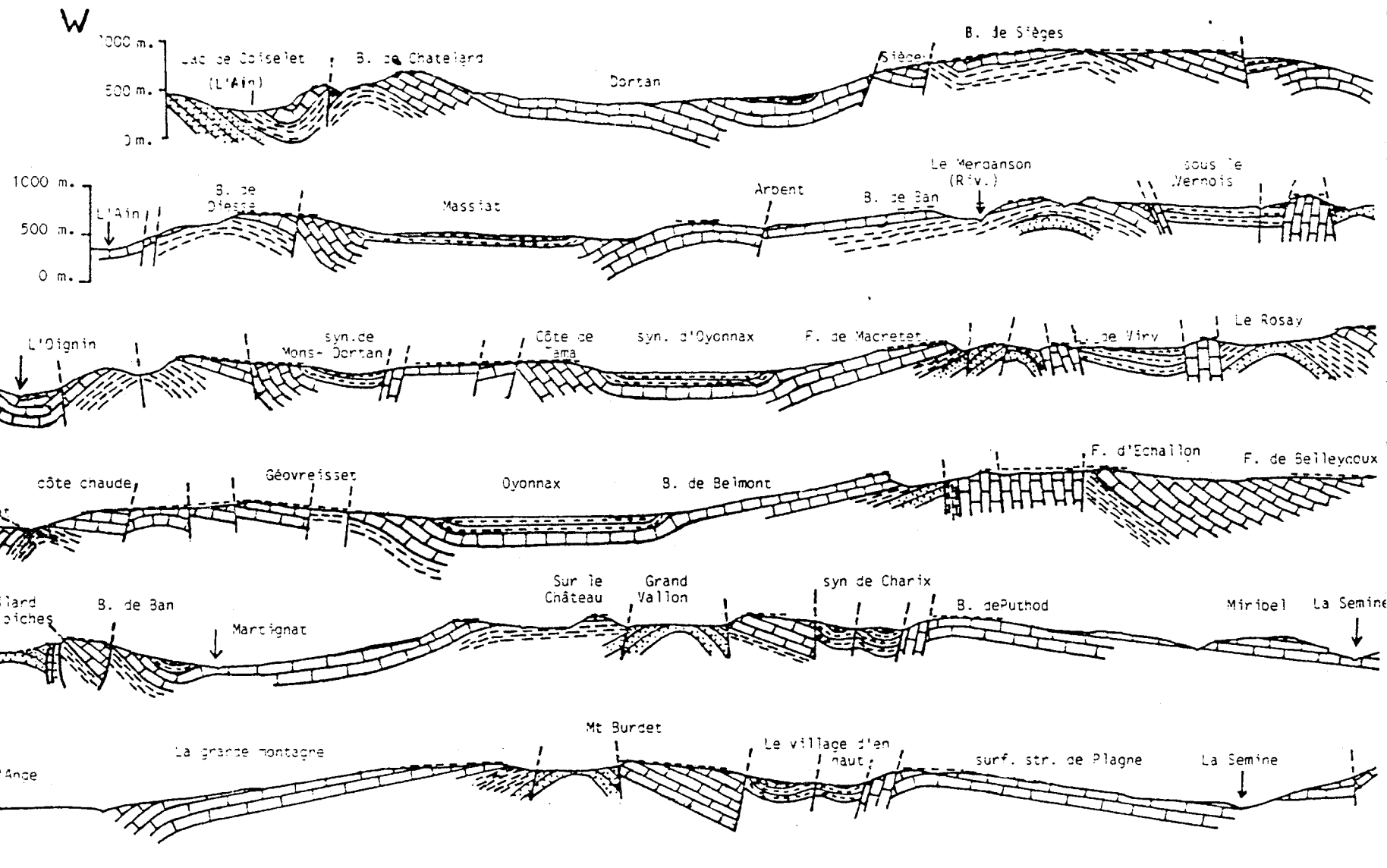
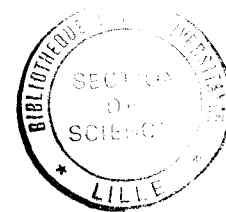
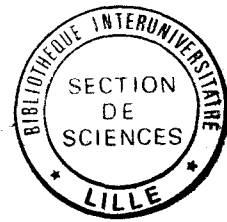


FIG.65- Profils géologiques (échelle 1/50000)

- Crétacé inférieur (Val, Haut, Bar)
- Jurassique supérieur calcaire (Raur, Seq, Kim, Port, Purb)
- Jurassique supérieur marneux (Oxfordien - Argovien)
- Dogger et Caltovien (Baj, Bath)
- Surface d'érosion pépontiennaise

Les repères topographiques sont figurés directement sur les coupes géologiques.
 Les unités lithologiques sont représentées sans entrer dans les détails de la stratigraphie locale (cf. par. ex les coupes au 1/25000 è, Fig 66)





Nous avons tenté de répondre à plusieurs questions relatives aux surfaces d'aplanissement dans la région d'Oyonnax.

- 1) Les sommets des Chaînes des Berthiants, des Joux blanches, des Joux noires (chaînon d'Apremont) et du plateau d'Echallon-Belleydoux correspondent-ils à une surface d'érosion?
- 2) S'agit-il d'une ou de plusieurs surfaces d'érosion?
- 3) Qu'en est-il exactement de la combe anticlinale d'Apremont et des dégagements en contrebas de ces surfaces?
- 4) Quel est l'âge relatif de ces surfaces?
- 5) Ont-elles subi des déformations tectoniques?
- 6) Quelles allures présentent ces surfaces d'érosion?

Examen des coupes géologiques.

Pour ce faire, nous avons réalisé une série de coupes géologiques E-W, aux échelles de 1/50000 (Fig. 65) et de 1/25000 (Fig. 66). Ces coupes nous ont permis de reconstituer l'allure des surfaces d'érosion.

Sur le terrain, nous avons fait des mesures de pendages et d'azimuths des couches pour pouvoir établir des coupes bien précises et avoir une idée sur la structure et la morphologie de la région d'Oyonnax. Le terrain est donc le meilleur moyen d'investigation. Outre les éléments fournis par les coupes géologiques, nous pouvons clairement observer - au flanc E de la cluse de Nantua - des couches du Jurassiques supérieur tranchées par une surface topographique. (photo 1). Les vues panoramiques des contreforts des M^t d'Ain (1127 m) ou du M^t Jora (1035 m) par exemple font apparaître ces montagnes comme un vaste plateau se relevant vers l'E (photo 2), s'agit-il bien d'un aplanissement?

Le tracé de la topographie actuelle (Fig. 67 coupe a) présente quelques irrégularités. Un autre trait (même Fig. coupe b) représente un "relief régularisé" tel qu'il se présenterait sans les marques du réseau hydrographique. La continuité topographique de ces ensembles montagneux que l'érosion a morcelé en entaillant des vallées prouvent qu'ils appartiennent à une surface d'érosion. Cet argument est peu convaincant: un relief plissé structural entaillé par des vallées pourrait donner lieu au même procédé d'analyse. Ce qui compte, c'est que ce profil ainsi restitué tronque les différentes couches calcaires.

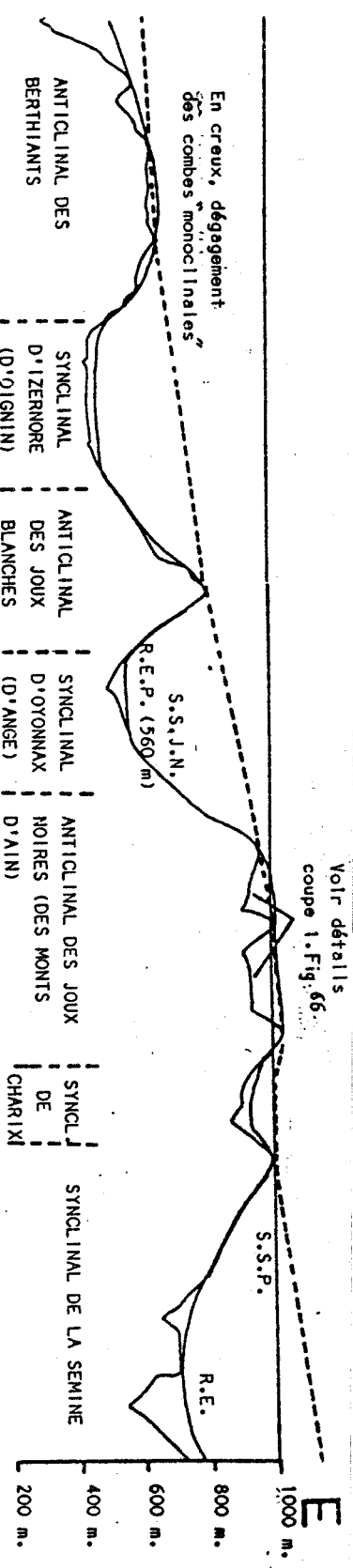


Fig. 67 - Profil synthétique au 1/100 000
 a : relief réel (x5)
 b : relief sans les marques du réseau hydrographique
 c : surface d'érosion néoalpinienne

En abréviation d'E. en W. :
 R.E. : replat d'érosion
 S.S.P. : surface structurale de Plagne
 S.S.J.N. : surface structurale des Joux Noires
 R.E.P. : replat d'érosion pliocène (560 m)

Voir détails coupe 1. Fig. 66

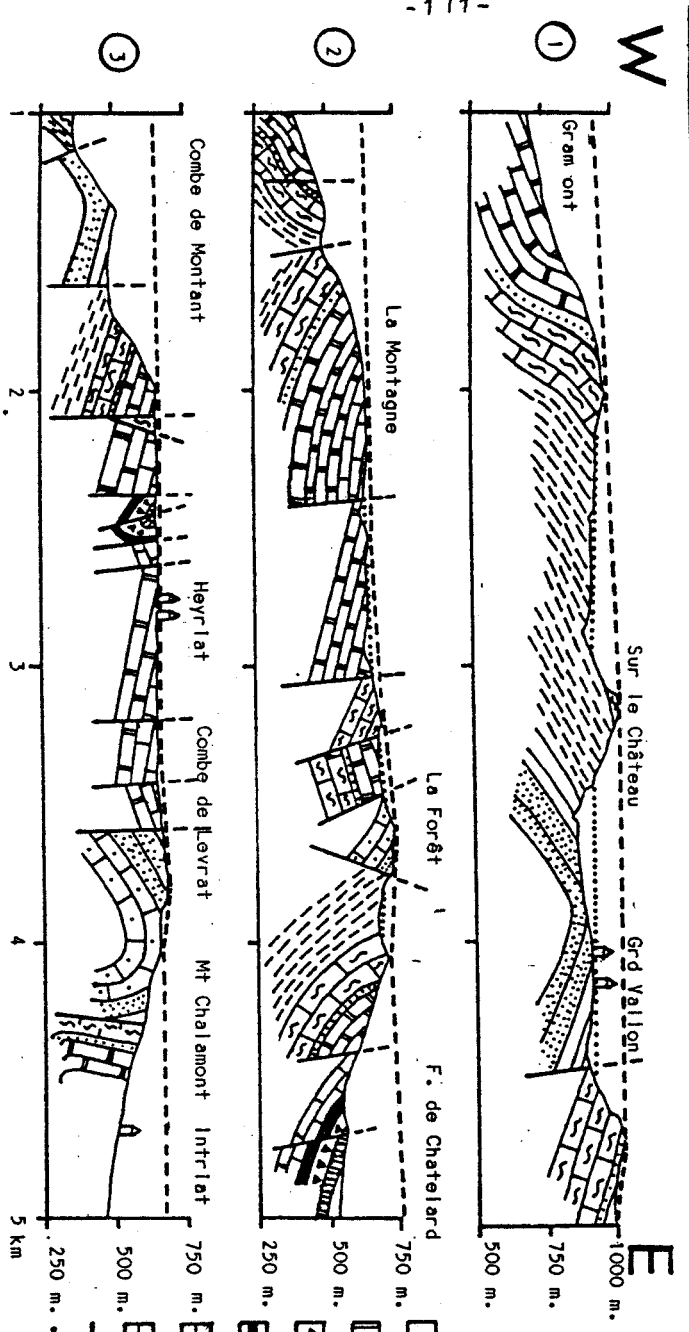


Fig. 68: coupes géologiques au 1/25000 dans chaque chaînon antichain

- | | | | |
|--|--------------|--|----------------------|
| | Barremien | | Séquanien |
| | Hauterlivien | | Rauracien |
| | Valanginien | | Argovien - Oxfordien |
| | Purbeckien | | Callovien |
| | Portlandien | | Bathonien |
| | Kimmeridgien | | Bajocien |
- Surface d'érosion néoalpinienne (supérieure)
 Surface d'érosion en baffle.

L'examen des coupes permet quelques constatations: Les chaînons apparaissent en général en relief marqué alors que les dépressions (grossièrement synclinales) correspondent à des entailles; ce qui ne veut pas dire que la tectonique est exempte de complications, bien au contraire. La morphologie, non plus, n'est pas plaquée sur la structure comme le pensent Margerie. E. de (1909), D Aubert (1975). (Il y a un contrôle tectonique direct mais pas un conformisme rigoureux). Le dépouillement des voûtes anticlinales et des flancs monoclinaux en est le meilleur exemple. La ciselure des volumes du relief nés de la deuxième phase de plissement tend à dégager un relief appalachien par rapport à l'ancien aplanissement déformé.

Un fait frappant se dégage de l'observation des différentes coupes. Dans tous les cas (coupes de A à F, Fig. 65 et Fig. 67), le tracé de la surface s'abaisse progressivement d'E en W. Cette inclinaison, étagée systématiquement au niveau de la chaîne du Jura, ne peut être expliquée que par un basculement du socle et de sa couverture. L'allure de cette surface est déformée et d'une pente moyenne de 3 à 5%. En effet, le tracé recoupe des terrains d'âge différents et arase tous les reliefs de failles (Margerie. E. de et Abb. Heim. 1888).

b) Examen de la figure 64.

Dans les types de formes que l'on trouve dans la région d'Oyonnax, les surfaces d'érosion dans la Haute chaîne occupent une place importante. La figure 64 montre que ces témoins sont particulièrement abondants dans la chaîne d'Apremont. C'est donc ici que nous pourrions mieux décrire ces lambeaux d'aplanissement. Dans les chaînes des Berthians et des Joux blanches (zone de faisceaux), ces lambeaux sont difficiles à étudier car d'une part le lanierage les morcèle considérablement, d'autre part ils sont fortement basculés et enfin ils coïncident localement avec les niveaux supérieurs du Pliocène inférieur.

* Dans la chaîne des Berthians, la surface se tient entre 800 et 850 m sur les sommets et à des altitudes moins basses de part et d'autre des points hauts. Vers l'E, les terrains du Jurassique supérieur sont tranchés vers 700-750 m. Vers l'W, se développent de petites surfaces aplanies d'une altitude de 700 m juste à l'W de Mens et de 580-600 m à l'W de Sonthonnax-la-M^{gne}. Nous rappelons aussi que ces surfaces se dressent entre des rainures (combes de Vau, à l'Ours, dépressions de Mens, de Napt...). Il s'agit d'une morphologie

préparée par la tectonique (escarpements de faille, blocs basculés...) et ensuite dégagée par l'érosion. Les aplanissements limités aux lanières la diminution de leur altitude de part et d'autre des sommets incitent à penser que nous sommes en présence de lambeaux d'une surface d'érosion qui a été déformée et à partir de laquelle les "combes" ont été creusées ultérieurement. Dans le chapitre B.2.1 (1^{ère} partie) nous avons montré une tectonique très faillée et plissée dans cette chaîne; dès lors on peut se demander s'il reste beaucoup de témoins de la surface d'érosion prépontienne. Il faut bien admettre que de telles surfaces déformées aussi fortement, tranchant ces dislocations doivent beaucoup de leurs aspects à l'érosion pontienne ou post-pontienne. Quelle que soit la période de l'établissement de ces surfaces (prépontienne, pontienne, ou post-pontienne ayant repris les surfaces antérieures), les déformations tectoniques ont été si violentes que les surfaces prépointiennes ont presque disparu.

* Dans la chaîne des Joux blanches, l'aplanissement ne constitue pas non plus l'essentiel du paysage. Plusieurs "combes" affouillées dans des terrains plus tendres s'étendent entre des sommets aplanis vers 600-750 m. Nous pouvons voir dans cette morphologie un relief appalachien: les combes se sont dégagées à partir d'une surface déformée et basculée. Telle est la morphologie du Bois de Samognat, les sommets du Jurassique supérieur ou du Dogger (La Forêt) sont nivelés entre 600-700 m.

Les mêmes formes apparaissent dans le secteur du Geovreissiat: des rainures creusées dans le Crétacé inférieur ou l'Oxfordien entre des buttes de terrains durs, tronqués par la surface topographique, butte du Valanginien au niveau de la Côte à 576 m, buttes du Bajocien de Bois de Ban-Mollard de Bretonne à 687 et 721 m.

Au N de Montréal, apparaissent des rainures oxfordiennes (Fme de Beauregard) entre des sommets du Dogger vers 650-700 m à l'W et un terrain rauracien nivelé vers 580-600 m à l'E.

* Le plateau des Joux noires et D'Echallon-Belleydoux est nivelé vers 900-1100 m, c'est surtout le Malm qui est recoupé: les bancs calcaires fortement ou légèrement pentés sont tronqués par une surface topographique inclinée vers l'W. Un bon ensemble de ces anciens niveaux perchés apparaît au Mont d'Ain (1120 m) où le Jurassique supérieur assez redressé est tranché par une pente topographique. D'autres aplanissements se retrouvent au N de la cluse de Nantua.

Le Mont de Nantua (932 m) recoupe nettement les couches (photo 1). Il en est de même pour le Mont Jora (1035 m) et le Mont Château (1014). Cette ligne de crête s'apparente à celle du signal des Monts d'Ain. Des formes structurales apparaissent localement: le véritable crêt qui domine la Combe d'Apremont. Ces aplanissements dominent nettement, par des abrupts, la surface structurale vers 750 m à l'W. Grossièrement c'est la même morphologie que celle des Monts d'Ain; à la surface structurale de Chamoise (au S de Nantua) correspondent les surfaces du Don et de la Forêt de Montréal (au N de Nantua).

Plus au Nord, les lambeaux d'aplanissement plus restreints et cernés de dépressions assez profondes, apparaissent vers 1050-1100 m dans le secteur du M^t de la Chaux, au N et au S du Grand pré et du ravin de la Sarsouille. Mais le relief y est très déchiqueté et des formes structurales sont nombreuses et l'emportent sur les aplanissements anciens.

D'autres lambeaux d'aplanissement se retrouvent sur le Crêt qui domine vers l'E la combe d'Apremont. Tel est le cas du M^t Burdet, les Chavonnes, sous les Gras... qui sont tronqués vers 1000-1045m.

Plus à l'E (à l'E du bassin de Charix), se sont développés des aplanissements qui s'inscrivent sur le Jurassique supérieur recoupé vers 950-1100 m (Bois de Puthod, Forêt d'Echallon...).

On peut encore identifier les traces d'une surface d'érosion dans le secteur de Viry, où les terrains légèrement inclinés ou redressés à la verticale, sont tronqués par une surface à une altitude de 880-1000 m.

Il serait fastidieux d'énumérer tous les lambeaux d'aplanissement (cf. Fig. 64). Nous remarquons seulement que ces surfaces ne sont pas absolument planes mais au contraire déformées et soulevées et/ou reprises par la karstification.

Devant ces variations spectaculaires, on peut dire que cette surface a été déformée et il n'est pas aventureux de penser que ces divers lambeaux d'aplanissement appartiennent à une même surface d'érosion.

Leurs traces, en dehors des dispositifs des couches, sont très discrètes pour ne pas dire absentes. C'est par ces relevés bien précis de pendages des couches que nous pouvons reconnaître les témoins d'un aplanissement; Ces relevés à partir desquels nous pouvons tracer nettement des coupes géologiques, démontrent la réalité d'une telle

surface qui tronque une structure ou plutôt des structures complexes. Les divers ensembles morphostructuraux présentent dans le détail des topographies moins régulières mais dont les parties hautes restent proches dans chaque ensemble.

Cette surface coupe les terrains sous des angles différents; sur les monoclinaux des chaînes des Berthiants ou des Joux blanches et dans les points hauts de la Haute Chaîne, les pendages sont plus ou moins modestes, alors qu'à proximité des accidents tectoniques (failles, chevauchements, flexures...) les pendages sont plus accusés. Dans ce dernier cas, on remarque clairement par exemple les deux dalles redressées dans le synclinal pincé de Viry-Charix-Combe Ferrand, la flexure de la dalle des Joux noires au N et au S de la cluse de Nantua. Plusieurs autres exemples figurent dans la région d'Oyonnax et nous n'allons pas les énumérer tous; ces relevés sont bien présentés sur les profils géologiques.

D'une manière générale, la continuité de la surface permet de mettre de côté ces données locales pour juger les liens de cette surface d'érosion avec l'environnement géologique régional. Nous constatons alors qu'une pente topographique recoupe les divers terrains sous des angles différents. Les coupes géologiques illustrent ce propos mieux qu'un long discours (Fig. 65). Dès lors, le doute n'est plus permis: l'ensemble de ces volumes montagneux a bien été aplani. Mais ce n'est pas tout, deux questions se posent:

- La tectonique n'aurait-elle pas créé cette inclinaison de la surface d'érosion ?

- Est-ce qu'il ne pourrait pas s'agir de surface de corrosion karstique ?

En tout cas, l'établissement d'une surface d'érosion est probable mais les preuves pour attester ces conditions sont pour le moins peu convaincantes. (Nous y reviendrons).

En résumé, cette surface prouve l'existence d'une étape de calme tectonique relatif qui en a permis l'établissement. Ce façonnement étendu peut renseigner sur la durée, plus ou moins importante, de cette étape prépontienne.

I.1.2.2. Les surfaces d'érosion emboîtées dans les aplanissements supérieurs (Fig. 66)

En contrebas des aplanissements des sommets, on peut observer localement des aplanissements partiels qui tranchent les

divers terrains. Il s'agit surtout de petites entailles creusées dans les surfaces supérieures au cours d'un simple "épicycle d'érosion", étant donné la faiblesse du creusement. Ces entailles se raccordent, dans la plupart des cas, par des ressauts à des replats de versants attribués au Pliocène. Leur creusement est rapporté à une période prépontienne, mais elles ont été déformées (phase du plissement pontien) et regradées par l'érosion pliocène (M. Dubois 1959).

Parmi ces surfaces emboîtées, on peut citer celles d'Apremont, de Berentin (Bief à la Dame), de Très-la-Joux (Tacon), celle au SW du Poizat...

La combe d'Apremont (930-950 m) est une encoche dans une voûte anticlinale. Son dégagement semble s'effectuer au Pliocène comme en témoignent certains replats latéraux mais le début du creusement peut être prépontien. Elle présente une pente très marquée, au N du Cris à 930 m; c'est par ce ressaut qu'elle se relie aux niveaux pliocènes.

Au N, à proximité du Petit Vallon, une surface topographique nivèle le coeur du Dogger; c'est une véritable forme emboîtée entre le signal de la Gotette et la ligne de crêtes à l'E d'Apremont. Un peu plus au Nord; apparaît un relief en buttes traduisant une morphologie ancienne, tandis que vers l'E les terrains ont été ployés et disloqués. C'est le cas du pli faille à l'E d'Apremont. Nous sommes donc en présence d'un aplanissement partiel affecté par le plissement puis repris par l'érosion karstique comme le montrent plusieurs dolines dans les calcaires bathoniens.

Cette surface emboîtée se raccorde vers l'E à une échancrure qui présente peut-être une ancienne cluse appartenant au système de formes prépontiennes qui aurait fait communiquer deux surfaces emboîtées (M. Dubois. 1959).

D'autres exemples existent; tel est le cas des dépressions du secteur du Mont de la Chaux et de la forêt d'Oyonnax. Ces encoches correspondent à des demi-combes (combe oxfordienne à l'W du Mont de la Chaux, combe à l'E du Crêt marquet...) et sont encadrées de sommets escarpés, et suspendues au dessus du ravin de la Sarsouille.

Les témoins de ces anciens aplanissements partiels figurent aussi dans les chaînes des Berthiants et des Joux blanches mais elles n'ont

pas une grande importance en morphologie car elles ont été fortement déformées et disloquées avant d'être reprises par l'érosion ultérieure.

Conclusion.

Les surfaces d'érosion que nous venons de décrire, contribuent à effacer l'impression de plissement de la région d'Oyonnax; elles se sont mises en place en fonction d'un niveau de base qu'était la mer molassique. Ces surfaces ont subi la phase de plissement qui les a déformées et basculées puis elles ont été façonnées par l'érosion pliocène. Il s'agit de surfaces polygéniques.

Quant aux surfaces emboîtées, elles supposent une reprise partielle du creusement dû à des déformations sans doute prépondérantes.

I.1.2.3. L'âge de la surface d'érosion

Les chaînons étudiés présentent des lambeaux d'aplatissement à des altitudes différentes (de 600 à 1100 m) ce qui incite à se demander s'il s'agit d'une même surface ou s'il y a plusieurs surfaces et, suivant le cas, en fixer l'âge ou les âges.

Ces questions sont d'une grande importance et des réponses qu'on y apportera dépendra l'histoire morphologique et tectonique de la région d'Oyonnax. C'est malheureusement impossible, faute de dépôts permettant une datation. Néanmoins, nous pouvons élucider ce "point noir" par analogie avec l'histoire morphologique et tectonique de la chaîne jurassienne.

Nulle part dans le secteur d'étude, il n'est possible de dater ces surfaces d'érosion. Peut-on étendre les données dégagées par A. Cholley dans le Jura méridional (A. Cholley. 1931, 1932, 1943) aux aplatissements observés dans la région d'Oyonnax ? (Encore que les vues de A. Cholley dans le bassin de Paris et le massif armoricain (A. Cholley 1953, 1956, 1957) aient été contestées par Klein (1975, 1985)).

Peut-on raccorder ces aplanissements à ceux étudiés dans d'autres secteurs du Jura et qui ont été datés pontiens ? (Surface de Montrond: G. Chabot (1927), L. Glangeaud et M. Dreyfuss (1950), A. Caire (1960-1963), surface de Vercel: J. P. Nardy (1975), surface de Champfromier: D. A. Rigassi (1977)....).

Comme nous l'avons montré en hypothèses, nous allons prendre le modèle de M. Dubois (1959), ce qui ne veut pas dire que les autres modèles ne conviennent pas. Les aplanissements du secteur d'Oyonnax ont été souvent déformés et soulevés sous l'effet du paroxysme pontien et ensuite repris surtout par l'érosion karstique.

"...Il semble que l'âge pré-pontien puisse être établi avec certitude ou du moins que ces surfaces aient commencé à évoluer et aient été façonnées dans leurs principaux traits avant le plissement pontien et doivent seulement une partie de leurs aspects à la période post-pontienne" (M. Dubois. 1959. p. 299).

Les surfaces emboîtées sont aussi déformées lors de la phase de compression et se distinguent nettement des entailles plus approfondies qui ont évolué en fonction des creusements plus récents. Elles sont donc comme les surfaces des sommets, prépontiennes et leur incision s'est effectuée au cours du Pliocène.

I.1.2.4. Rôle des déformations tectoniques.

Dans notre secteur, la surface d'érosion prépontienne était inclinée vers l'E et s'était établie en fonction d'un niveau de base situé à l'E. On ne peut pas savoir à l'échelle régionale l'aspect réel de cette surface inclinée: s'agissait-il d'une surface tranchant indifféremment tous les terrains? ou bien plutôt d'un système de glacis liés à des reliefs résiduels ou à l'érosion différentielle? Il est difficile de répondre en l'état actuel de nos connaissances.

Les aplanissements de sommets datés prépontiens (M. Dubois 1959) ont été déformés et basculés vers l'W au cours du Pontien. La surface auparavant inclinée vers l'E, est inclinée vers l'W. (cf. les rapports d'altitude entre les différents ensembles tronqués par la surface). Le soulèvement plus rapide et plus intense dans la Haute Chaîne et de plus en plus faible vers l'W, dans le Jura externe, est certain (l'E étant plus proche de la zone d'énergie), d'autant que la surface d'érosion elle-même est nettement basculée conformément à l'élévation de la Chaîne jurassienne. Le plissement pontien, accompagné d'un soulèvement, expliquerait bien la répartition actuelle des lambeaux d'aplanissement. Ces lambeaux ont été portés à 900-1100 m dans la chaîne des Joux noires et le plateau D'Echallon-Belleydoux, alors qu'ils sont à 600-800 m dans les chaînes des Berthiants, des Joux blanches et d'Affontaine-Emondeaux, sinon comment comprendre cette inclinaison

sans supposer un soulèvement postérieur à l'aplanissement, ce qui a été étayé dans d'autres secteurs du Jura. Le soulèvement s'est poursuivi plus longtemps au Pliocène. Ceci expliquerait la reprise d'érosion pliocène.

Ainsi, les surfaces prépontiennes auraient été déformées et soulevées puis réaménagées par l'érosion karstique. Logiquement, et compte tenu de ce qui précède, cette interprétation est proche de celle de D. Aubert.

En résumé, on retiendra les points suivants:

- élaboration des surfaces d'érosion au cours d'une phase prépontienne.

- Ces surfaces ont été déformées et soulevées par le plissement pontien.

- On ne saurait expliquer cette morphologie sans admettre des déformations postérieures à l'établissement des surfaces. La phase de compression du Miocène supérieur présente sans doute plusieurs étapes d'inégale importance: à une phase compressive responsable du plissement et du rejeu de failles ou même donnant naissance à des failles décrochantes, succède un soulèvement de l'ensemble de la chaîne.

Tectonique et morphogenèse ont donc constamment interféré tout au long du Miocène. Mais l'accélération des mouvements tectoniques au Miocène supérieur a donné l'acte de naissance de la chaîne Jurasienne. C'est cette tectonique qui reste prédominante dans la morphologie actuelle .

I.1.3. Essai d'interprétation et de reconstitution de l'évolution géomorphologique tertiaire.

Après avoir repéré et décrit les lambeaux d'aplanissement, nous allons maintenant essayer d'exposer l'évolution morphologique du Jura et plus particulièrement d'Oyonnax au Tertiaire. Disons tout de suite qu'il est impossible de retrouver actuellement intacts ces aplanissements prépontiens. Ils sont très déformés et même le plus souvent dérangés, mais aussi retouchés ultérieurement par l'érosion notamment karstique et même glaciaire et périglaciaire. Il s'agit bien de surfaces polygéniques.

* La phase d'érosion éocène.

Après l'émergence post-crétacée, le Jura a subi des mouvements tectoniques et une érosion qui a pu enlever une part du Crétacé et éventuellement du Jurassique, c'est le point de départ de l'évolution géomorphologique.

A l'Eocène, le Jura a connu une phase d'érosion; l'existence de surfaces d'érosion éocènes (L. Haubert. 1960, D. Aubert. 1969) ou du moins de la réalité de cette phase d'érosion est plus complexe surtout dans notre secteur où les dépôts molassiques n'affleurent pas. Les faciès éocènes (bolus, grès et sables siliceux, conglomérats, calcaires....) renferment souvent des pisolites et la kaolinite en est leur minéral typique: 57-74 % (F. Hofmann (1958), J. P. Vernet (1963), C. Sittler (1965)).

Les gisements de sidérolithique (Fig. 68) ont fait l'objet de plusieurs études: L. Rollier (1893), H. Liniger (1925), H. Sutter (1936) dans le bassin rauraque; A. Jaccard (1869), E. Renevier (1869), E. Renevier et H. Schardt (1899), H. Schardt (1923), H. E. Althaus (1947) dans le bassin de l'Orbe; A. Jaccard (1869) dans le bassin du Lac de St Point; G. Scolari (1956), C. Sittler (1965) dans les bassins de Genève et de Bellegarde; A. Lefavrais-Raymond (1962), J. Choignard (1964), C. Sittler (1965) en Bresse.

A l'Eocène, le climat était subtropical, chaud et humide comme en témoignent les données floristiques et géochimiques (F. Bourdier (1961), C. Sittler (1965)) et les murs du sidérolithique à morphologie karstique dans laquelle s'imprime un aspect tropical (A. Quiquerez (1852), E. Baumberger (1923), M. Gignoux et J. Mathian (1952), J. Martini (1962)). Le sidérolithique appartient à la catégorie des paléosols ou des altérites et se développerait sous une ambiance bioclimatique propice aux migrations du fer (climat "sidérolithisant") et durant une période de "timidité" relative de l'érosion mécanique.

A la fin de l'Eocène, apparaissent des indices de dessèchement: sables éoliens du Mormont (A. Bersier et H. Badoux (1937)), croûte calcaire de St Point et de Lohn près de Schaffhouse (F. Hofmann (1960), évaporite de la Bresse (J. Choignard (1964))).

Au début de l'Eocène, le Jura était en équilibre biostatique (W. Epprecht (1963)): un climat chaud et humide, une couverture végétale et pédologique déterminent l'altération des roches et activent une pédogenèse latéritique. Ceci conduit à une morphologie plus ou moins uniforme dans ses grands traits et accidentée dans le détail (D. Aubert 1975).

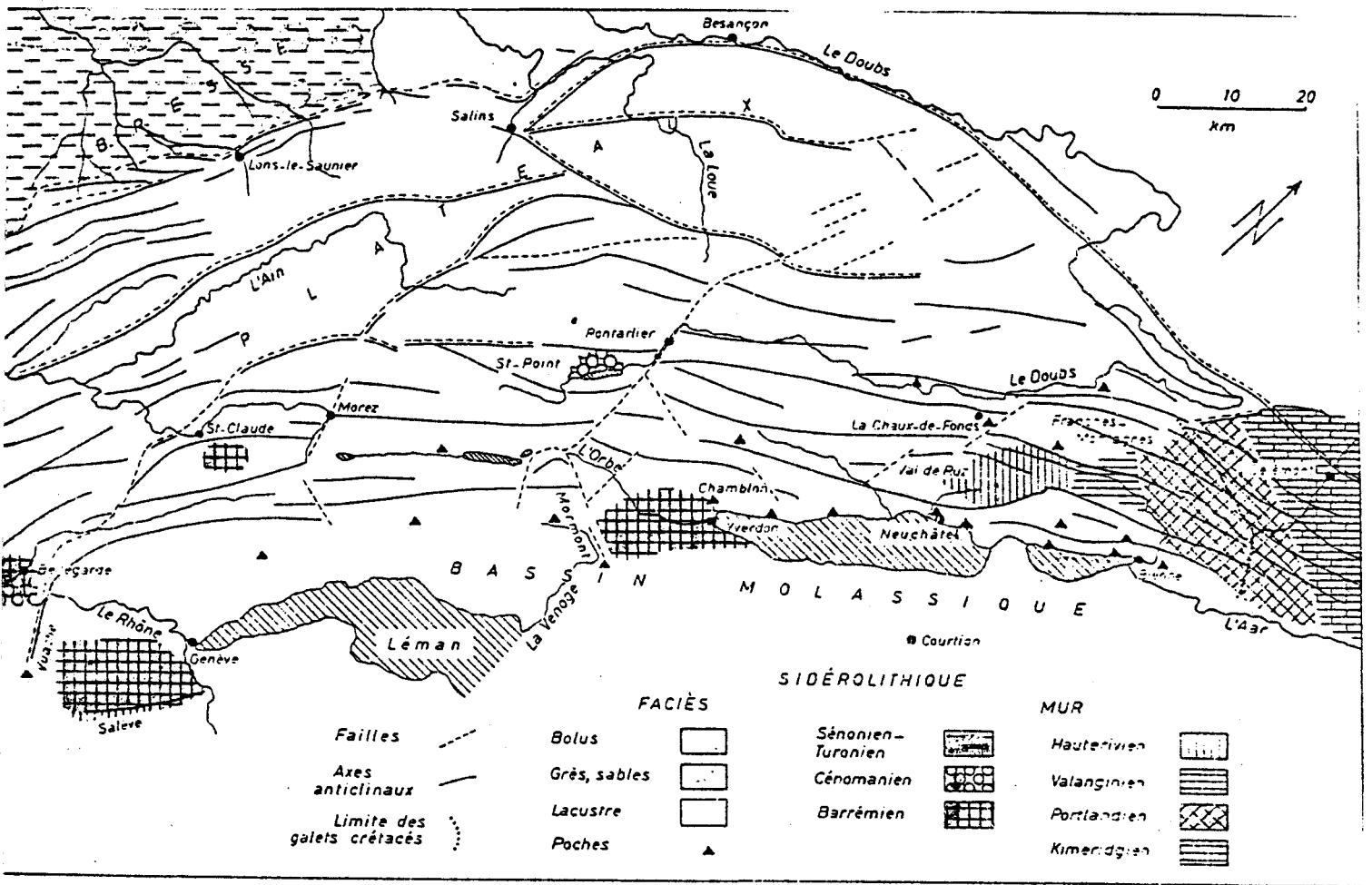


Fig.68. Répartition des sédiments et des faciès éocènes.

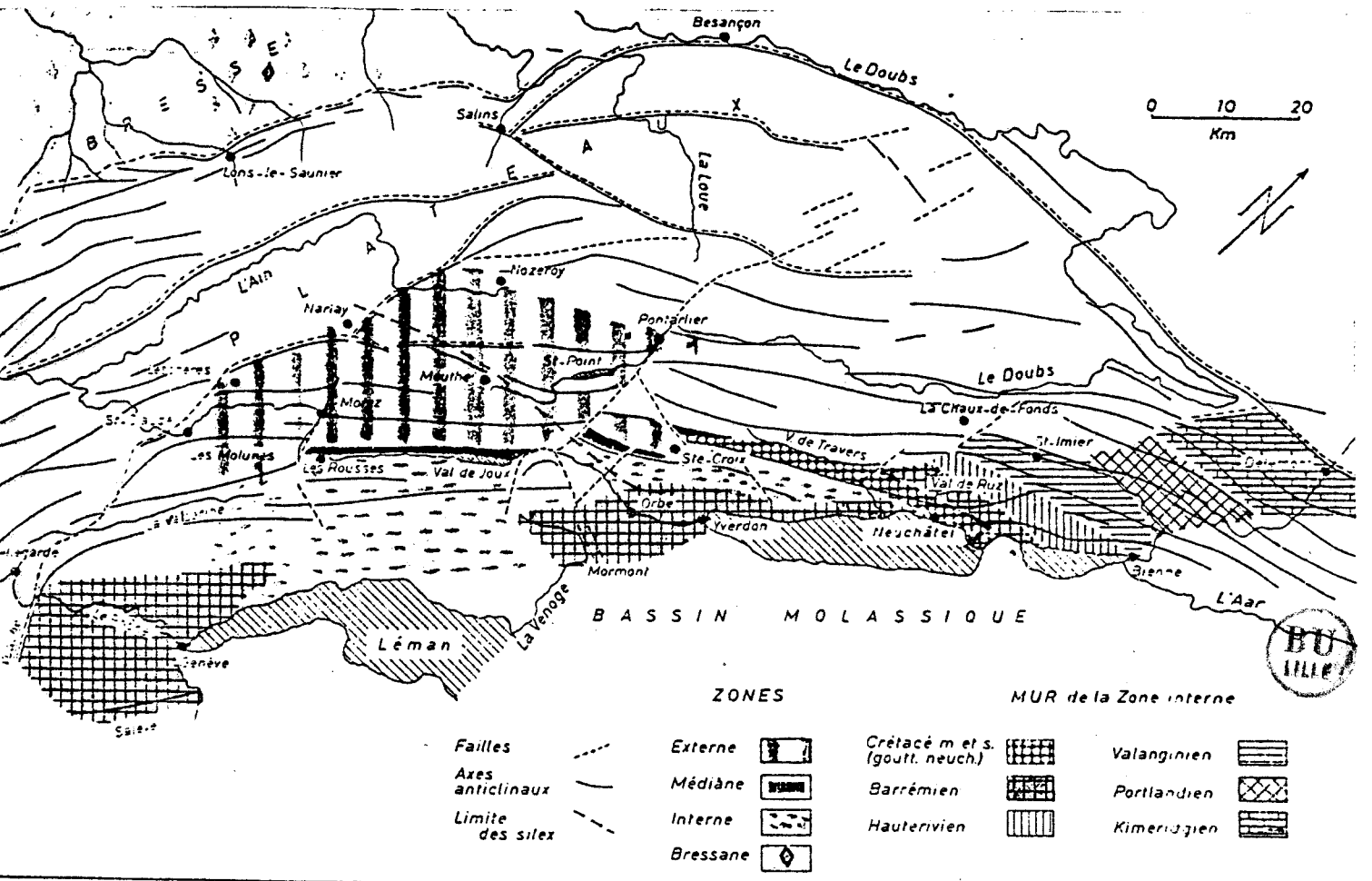


Fig.69. Répartition des sédiments et des faciès oligocènes.

(in D. Aubert, 1975)

A la fin de cette époque ou périodiquement, s'installe un régime rhexistasique.

* Le Jura à l'Oligocène. (Fig. 69)

Aucun dépôt oligocène n'apparaît dans le secteur d'Oyonnax qui devait être émergé et subissait une évolution subaérienne. Le fait majeur qui marque l'Oligocène c'est son instabilité tectonique (effondrement des fossés bressan, rhénan et molassique) et une transgression comportant des faciès variés (A.D. Rigassi (1957), P. Chauve (1959), J.P. Vernet (1964 a), R.C. Michel (1965)). Cette variété trahit celle des procédés et des conditions de morphogénèse définie par des alternances de biostasie et de rhexistasie et favorables à la formation des sols rouges tropicaux (G. Millot et al (1961), F. Touraine (1971)). Les meulière de l'Oligocène inférieur (L. Grambast et al (1969), P. Rat (1978)) traduisent une érosion biochimique de biostasie. Dans le massif armoricain, les meulière poitevines, mancelles, angevines, tourangelles... se rattacheraient à des séquences de climat "silicifiant" (C. Klein (1970), G. Millot et R. Fauck (1971)).

Les conglomérats oligocènes s'expliquent par une tectonique cassante (phase de distension de L. Glangeaud (1952)) qui a engendré des vagues d'érosion violentes mais brèves.

Au cours de cette phase, le Jura présente un plateau accidenté et incliné vers l'E. Ainsi l'Oligocène a été avant tout une phase tectonique.

* Le Jura au Miocène prépontien. (Fig. 70)

Le fait remarquable du Miocène est l'accentuation des déformations tectoniques (à la fin de l'Aquitaniens, Burdigalien, Vindobonien (L. Glangeaud 1948, 1949)) et la transgression marine (burdigalienne et helvétique) suivie au Tortonien d'un régime lacustre et continental. La sédimentation miocène est étroitement liée à la tectonique, celle-ci est responsable du grand sillon Bellegarde-Bienne et de la dorsale de son bord interne (D. Aubert 1975). Dans notre secteur, aucun dépôt burdigalien ou vindobonien (Helvétien, Tortonien) n'apparaît. La grande diversité et hétérogénéité des faciès miocènes dans le Jura (grès glauconieux, marnes, conglomérats...) atteste d'une grande instabilité à cette époque. Les dépôts molassiques fossilisent une surface d'érosion qui a été conservée par endroit (A.D. Rigassi 1957,

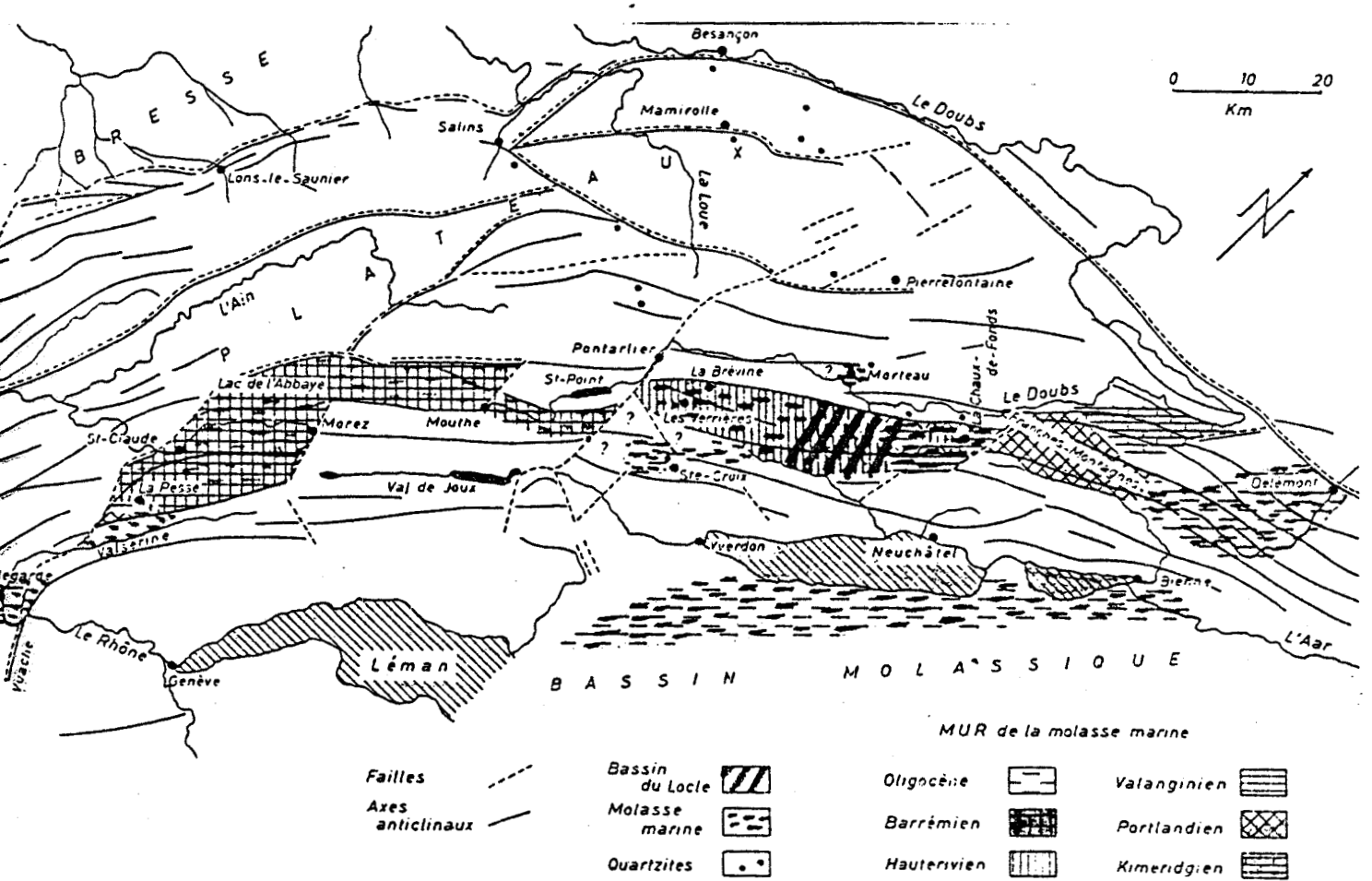


Fig.70. Répartition de la molasse marine miocène.

(in D.Aubert.1975).



F.Llac et M.Meurisse 1971). La morphologie qu'avait le Jura à l'Oligocène est encore conservée au Miocène: un glacis incliné vers l'E ou le SE, mais cette fois moins accidenté.

Le réseau hydrographique s'organise en fonction d'un niveau de base oriental (mer suisse) mais aussi du N vers le S (bas-Dauphiné). (L.Glangeaud(1949)). L'Ain s'était peut-être mis en place à cette époque (Vindobonien). C'est ce cycle ou plutôt ces épicycles plus ou moins brefs du Miocène inférieur et moyen qui semblent avoir façonné les aplanissements que l'on retrouve déformés et repris par l'érosion pliocène (A.Cholley(1932), M.Dubois(1959)).

A cette époque (Miocène) s'était mis en place une surface polycyclique d'importance. G.Chabot(1927) avait déjà signalé ce fait pour la région de Pontarlier qui "a bien dû se rattacher alors à la grande surface d'érosion qui se développait à l'W pendant la même période".

Dans le Jura méridional, cette surface prépontienne a été localement fossilisée par des dépôts burdigaliens et vindoboniens, mais elle a dû être exhumée avant le paroxysme pontien par creusement et déblaiement de la molasse (M.Dubois.1959).

Les procédés d'érosion étaient sans doute les mêmes qu'à l'Oligocène puisque le climat est resté chaud et humide (F.Bourdier(1961), C.Sittler(1965), D.Aubert(1975)). L'érosion fluviale et la dissolution karstique (lapièz miocène des Verrières(D.Aubert(1972)), crevasses karstiques du mur de la molasse (J.Favre(1911)) ont été effectives. Ces données nous donnent une idée sur les conditions et les processus de l'établissement de la surface supérieure dite prépontienne.

* Le Jura à la fin du Vindobonien et au début du Pontien.

Sur les bordures de la chaîne jurassienne, apparaissent dans le Vindobonien final et à la base du Pontien, des lits caillouteux traduisant des manifestations tectoniques nouvelles qui ont déclenché une reprise d'érosion. Aussi ces déformations ont-elles soulevé le Jura interne et l'on assiste à un retrait général de la mer.

La reprise d'une érosion intense et limitée est due à des soulèvements plus forts et individualisés. A cette érosion localisée, il faut rattacher les surfaces emboîtées (combes d'Apremont, de Très-la-Joux, Berentin...) qui se développent là précisément où les soulèvements ont été plus intenses (M.Dubois 1959). Ce sont donc des surfaces emboîtées dans les aplanissements Oligo-miocènes et de la même génération que celles de Trepot et de Montrond qui ont recreusé la surface

d'Ornans; si on l'attribue au prépontien (M. Dreyfuss et L. Glangeaud (1950), M. Dubois (1959)) et non pas au Pontien (G. Chabot (1927), S. Daveau (1965), J. P. Nardy (1975), (1985)). Outre ces vestiges morphologiques, cette phase d'érosion a influencé beaucoup les modalités du plissement pontien. Et c'est sur cette surface que vont se produire les grands accidents tectoniques au Pontien (L. Glangeaud (1951)).

I.2. Les conditions climatiques et tectoniques de la morphogenèse au Miocène supérieur (Pontien).

Il est très difficile de définir ces conditions dans le Jura du fait du très petit nombre de données.

I.2 .1. Les données et les inconnues paléoclimatiques de la morphogenèse dans le Jura au cours du Miocène supérieur.

* Le témoignage de la flore.

Aux Arsures, les éléments de la flore indiquent une végétation de caractère tempéré représentée par des conifères (D.Obert et H.Meon-Vilain.1970).

Dans l'Ardèche, F.Bourdier (1961) signale à la même époque le Charme, le Hêtre, le Chataignier. H.Meon-Vilain (1970) qualifie le climat au Miocène supérieur de relativement chaud et humide.

Ces indications nous donnent une idée sur les conditions climatiques, mais nous ne savons pas s'il s'agit vraiment du Miocène supérieur ou du Pliocène.

* Le témoignage des dépôts.

- En Ajoie et dans le bassin de Delémont, des "cailloutis vosgiens" attribués au Pliocène surmontent des "sables vosgiens" siliceux (H.Liniger.1964, 1967) occupant une ancienne vallée ou un cours d'eau coulait des Vosges vers le S. Il en est de même pour le Doubs qui était parcouru par un cours d'eau d'origine vosgienne qui a mis en place les argiles à quartzites subordonnées aux sables à Mastodon, de la forêt de Chaux (L.Glangeaud, M.Dreyfuss 1950). Cet épandage des sables atteste d'une activité fluviale qui s'est manifestée sans doute dans la vallée du Doubs.

- Près de Salins, le conglomérat des Arsures (gompfolite) a suscité plusieurs hypothèses (A.Caire 1958, S.Duplaix et S.Guillaume. 1963, G.Chevassu. 1965, D.Obert et H.Méon - Vilain. 1970).

M. Piroutet (1918) avait découvert un tuf à Cinnamomum, Rhododendron.

Les analyses palynologiques attribuent ce dépôt au Miocène supérieur ou au Pliocène inférieur (D.Obert et H. Méon-Vilain. 1970). L'un des affleurements étant chevauché par du Trias, et par conséquent antérieur au plissement , peut être attribué au Pontien. Sur le plan morphologique , ce dépôt est d'importance ; le gisement principal occupe une dépression karstique et les autres reposent sur une surface d'érosion (D.Aubert. 1975). M.Mathis (1973) signale une brèche analogue , riche en pisolites superposée au Séquanien corrodé.

- Dans la Bresse , la mer a été remplacée par un bassin fluvio-lacustre ou se sont déposées des argiles lignifères , des marnes calcaires à Mollusques... (A.Lefavrais-Raymond. 1962 , R.Combemorel.1972).

Ces exemples fragmentaires ne nous apprennent pas grand chose sur ce qui se passait sur l'aire jurassienne au Miocène supérieur . Le complexe fluvio - lacustre pontien (marnes, sables et lignites) se prolonge au Pliocène .La parenté entre les deux étages (Pontien,Pliocène) est telle que F.Bourdier (1961) les met dans un même niveau et que R.Combemorel (1972) constate qu'il est difficile de distinguer le Miocène terminal du Pliocène lacustre. Ces données appuient la théorie d'Aubert d'après laquelle l'érosion karstique a dû se produire dans les mêmes conditions qu'avant (D.Aubert.1975). Le problème qui se pose est celui de la durée du Miocène supérieur. En plus ,on sait qu'au Pontien, en France ou ailleurs se sont annoncées d'importantes mutations phytogéographiques et climatiques et le travail de l'érosion serait contrôlé par des mouvements tectoniques d'importance.Cette crise mio - pliocène mérite une étude précise du fait qu'elle précède ou c'est plutôt à cette période que le Jura est plissé . Son examen devrait nous révéler l'état du Jura ou même d'autres aires à la veille de cet évènement.

I.2.2. Quelques données géochronométriques.

La limite Miocène-Pliocène est aussi controversée que celle de l'Oligocène-Miocène ou Eocène-Oligocène.

Au Miocène supérieur, s'est déposée une série continentale marquée par une faune à Hipparions qui atteste d'un renouvellement important des mammifères et des changements bioclimatiques (J.Viret.1958, R.Hoffstetter.1958, L.Ginsburg.1968). Trois interprétations différentes pour le Miocène supérieur:

- laisser dans le Miocène supérieur tous les dépôts continentaux entre le Tortonien et le Plaisancien marins (cf.Gouvernet.1958)
- ranger dans le Pliocène inférieur les dépôts à Hipparions (J.Viret.1958).
- La limite idéale devrait être entre les formes primitives des Hipparions (faciès valaisan) du Miocène supérieur (E.Perconig. 1966, E.DE.Aguire et al 1967) et les formes évoluées (faciès pikermien) du Pliocène inférieur (M.Gignoux.1950, R.Hoffstetter. 1958).

Il faut dire que le problème est complexe et l'appel au Messinien de la Méditerranée risque de ne pas le résoudre.

- En Italie, bien que R.Selli(1960-1964) ait proposé un nouveau stratotype (la série Pasquasio-capodarso), donner aux évaporites la valeur d'un étage reste encore un problème (G.Deniziot, E.Szoit, G.De.Marcq.1969).

- Dans le bassin de Melilla (Maroc NE), G.Choubert et al(1966) ont identifié un "cycle" sédimentaire messinien, qui prend place entre les "cycles" tortonien et plaisancien-astien. Des auteurs ont été même jusqu'à introduire le terme de l'Andalousien pour caractériser la série marine qui s'est déposée, à la même époque, à l'E de Séville (E.Perconig.1966, E.De Aguire et al.1967).

En tout cas, un point commun semble réunir les divers points de vue:

Dans le bassin méditerranéen, un épisode continental a séparé la régression tardi-tortonienne de la transgression plaisancienne (G. Demarcq.1964 b, 1970, G et J Mascle.1971; G.Clauzon et C.Robert). Aussi faut-il chercher à dater ces périodes.

En 1966, la commission de géochronologie de l'I.U.G.S a proposé de raccourcir le Miocène (15 MA), d'allonger le Pliocène (8,5 MA) et de fixer vers 10 ± 3 MA la limite entre les deux (commission de 1967 p.407, cf aussi A.Holmes.1937,1959, J.L.Kulp.1959,1960, Symposium Holmes 1964 p.260-2...).

Les mesures sur "l'âge" isotopique de la limite Miocène-Pliocène au Maroc étayeraient les limites fixées en 1964 (symposium Holmes 1964): la limite Messinien-Plaisancien se placerait entre 6 et 7 MA (R.Charlot et al.1967, G.Choubert et al 1968, cf aussi L.Glangeaud et al 1965, L.Glangeaud.1968, R.Selle 1970, E et M Tongiorgi 1964...).

I.2.3. L'originalité et les causes de la crise miopliocène.

La reprise d'érosion au Miocène supérieur n'est pas propre au Jura; elle paraît s'étendre sur une grande échelle. Sans entreprendre d'étude exhaustive, nous allons seulement examiner les aspects régionaux du problème en faisant quelquefois allusion au domaine mésogéen.

I.2.3.1 Les causes climatiques.

* Le témoignage de la faune.

Au Pontien, les mammalogistes ont montré un changement climatique vers une aridification. La migration des Hipparions (en Afrique du N et en Europe) atteste d'un changement phytogéographique important. Or "l'installation de la savane, exigée par le peuplement mammalien, n'apparaît pas clairement dans les documents paléobotaniques" (R.Hoffstetter 1958). La multiplication des singes (Pliopithecus, Dryopithecus) "tend à prouver l'existence au Pontien, d'un climat chaud avec de larges zones forestières" (J.Viret 1958). L'image floristique la plus satisfaisante de l'Europe W et centrale au Miocène sup est celle proposée par L.Trevisan d'un paysage de parc de steppe arborée ou, mieux, d'une mosaïque forêt-steppe, le taux de couverture était susceptible de varier beaucoup d'un secteur à l'autre du continent (L.Trevisan in R.Hoffstetter 1958. p.320, cf aussi C.Klein.1975).

* Le témoignage des dépôts et des sols.

Les données sédimentologiques traduisent une aridification au moins saisonnière du climat au Miocène supérieur.

Dans toute l'Europe méridionale, les flores et les faunes "pon-tiennes" sont associées à des dépôts "rouges" ou "évaporitiques". Tel est le "limon de Cucuron" (Basse-Durance) riche en Hipparions, rongeurs... (A. Gaudry. 1873. b, A. de Lapparent. 1906, G. Demarcq. 1964 b, 1970, G. Demarcq et al. 1983, P. Mein et J. Michaux. 1979, R. Ballesio et al. 1979, J. P. Aguilar et G. Clauzon. 1981, 1982, J. P. Aguilar. 1982, G. Clauzon. 1981).

Cette série continentale de Cucuron s'est déposée dans un laps de temps de 2,5 MA, compris entre -8,5 et -6MA (G. Clauzon et C. Robert)

Les minéraux argileux prédominants sont les smectites et en deuxième lieu la palygorskite parfois associée à la sépiolite (H. Chamley et E. Colomb. 1967; H. Chamley et al. 1978; H. Chamley et al. 1980; G. Clauzon et C. Robert).

La genèse de ces minéraux requiert un climat chaud ou subaride lorsque les minéraux fibreux se manifestent (G. Millot. 1964, 1979, G. Millot et al. 1969, 1976; Y. Tardy. 1969; Y. Tardy et al. 1970; H. Paquet et al. 1969; H. Paquet. 1970; A. Ruellan. 1971; M. Lamouroux. 1972, G. Bocquier et al. 1970; Bocquier. 1973, N. Trauth. 1977; J. Y. Gac. 1979; J. Vaudour. 1979).

- En Espagne, les gisements de Crevillente 6 (H. De Bruijn et al. 1975) et de Librilla (C. Montenat et al. 1975) sont interstratifiés dans les derniers niveaux messiniens, marins et infra-évaporitiques. Ces deux gisements sont similaires, par leurs associations faunistiques, à ceux de la Tour dans le Roussillon et de Vivès dans le bassin de Riez-Valensole. (G. Clauzon. 1979; G. Clauzon et al. 1982; H. Mercier. 1979; J. P. Aguilar et G. Clauzon. 1981; J. P. Aguilar. 1982; M. Dubar. 1983).

- Dans le bassin pyrénéen, les dépôts rouges résultent du remaniement du Keuper (P. Birot. 1937; M. Calvet. 1982).

- Dans le bassin de Catalayud-Daroca, le changement latéral rapide des faciès, l'existence de niveaux gypsifères et l'extension des dépôts carbonatés à la fin de l'épisode de comblement attestent d'une aridité atténuée (B. Bommer. 1956).

- En Catalogne, l'analyse des argiles conduit de même à un "dessechement progressif du milieu" (J. L. Martin-Vivaldi et al. 1957; H. Got. 1973).

- En Italie, apparaissent des évaporites au sommet de la série "messinienne" tant en Toscane (G. Denizot. 1951, L. Trevisan in Cl. Gouvernet 1958) qu'en Sicile (L. Ogniben. 1957, P. Braquet. 1971; G. Mascle et J. Mascle. 1971; H. Chamley et al. 1977).

Tous ces exemples indiquent une "aridification" au Miocène supérieur. Pour B. Bomer (1956), elle s'est manifestée dès le Vallésien; pour d'autres c'est au Pikermien qu'elle a pris son ampleur (M. Crusafont-Pairo. 1958).

En tout cas, cette évolution n'a pas fortement marqué une grande partie de l'Europe W (L. Trevisan in R. Hoffstetter. 1958). Un climat tempéré chaud et une forêt mixte ont dominé de l'Helvétien au Reuvérien (CP. Sittler. 1958).

Les traits du relief: pédiplaine pontienne au sens de A. Caire (1960-1963) sont en accord avec une aridification au Pontien, tandis que la théorie d'Aubert exige des conditions de biostasie pour que la karstification puisse se développer. Tout cela ne veut pas dire que c'est le climat qui a déclenché la reprise d'érosion pontienne, il faut envisager d'autres facteurs.

I.2.3.2. Les causes eustatiques.

La régression "pontienne" serait due en partie à des mouvements eustatiques (G. Denizot. 1937, 1951, 1952 b, 1966) et pourrait avoir abaissé le niveau marin de 2000 m par rapport au zéro actuel (G. Denizot. 1952; L. Glangeaud. 1967; G. Clauzon. 1974). Cet événement majeur a revêtu des aspects paléogéographiques et géomorphologiques considérables (Ed. Suess. 1897-1918; A. De Lapparent. 1906; H. Baulig. 1928; J. Boucart. 1960-1963; L. Ginsbourg. 1964 a; G. Goguel . 1965, A. Cailleux. 1967 b, V. V. Beloussow et al . 1973; M. B. Cita. 1974; G. Clauzon. 1975, 1979, 1982).

La reprise d'érosion marquée dans l'ensemble de la région méditerranéenne (C. Cornet. 1961, 1965, 1968) est une conséquence de la régression eustatique messinienne. (K. J. Hsü et al. 1973, G. Clauzon. 1973, 1975). L'érosion régressive est remontée jusqu'à la Bresse ce qui n'aurait pas eu d'influence décisive dans le Jura.

L'assèchement climatique a certainement plus d'importance combiné à la tectonique.

I.2.4. La crise du Miocène supérieur dans son contexte planétaire.

Un fait majeur a marqué la Terre au Mio-Plio-Quaternaire et la plupart des auteurs lui accordent une grande importance comme le montrent quelques exemples qui suivent:

- En Méditerranée moyenne, les bassins d'effondrement se sont mis en place au Miocène final (Pontien ou Ponto-pliocène) et à la fin du Pliocène ("Villafranchien") (J. Auboin. 1958, 1960, 1963 a et b; J. Auboin et A.V. Borrello. 1966; L. Glangeaud. 1968 ...).

- La Méditerranée occidentale a connu son paroxysme tectonique entre l'Oligocène sup et le Miocène sup (M. Durand-Delga. 1963).

J. Boucart (1949, 1960-1963) pense que "c'est de ce moment que datent la plupart des traits géographiques, non seulement de la Méditerranée, mais probablement de tous les océans actuels, et le soulèvement des grandes montagnes qui les bordent...".

- Dans les Alpes, la phase ponto-pliocène est "faite de toute une série de contractions successives qui s'étalent du Pontien à la fin du Pliocène avec un maximum à la limite Pontin-Pliocène" (J. Debeltas. 1963).

- Dans le Jura, la plupart des auteurs se mettent d'accord sur deux phases tectoniques: une phase de distension et une phase de compression (cf. Chapt. tectonique).

- L'Afrique du N a connu, en plus de la phase préparatoire de l'Eocène moyen et supérieur, la phase de compression du Nummulithique final, la phase de glissement miocène et une phase ponto-plio-quaternaire marquée par "la surrection des chaînes actuelles de l'Atlas et l'affaissement des bassins subsidents" (R. Raynal. 1961; L. Glangeaud et J. Marçais. 1964; A. Faure-Muret. 1964; A. Michard. 1976). La dernière phase complexe comporte deux maximas: l'un au Miocène supérieur (magmatisme et volcanisme intense) l'autre au Plio-Pleistocène ("Villafranchien"). (G. Choubert et al. 1964; G. Choubert et A. Faure-Muret. 1965; G. Choubert et al. 1966; G. Choubert et al. 1968...).

- L. Glangeaud estime que, lors de la phase sarmato-pontique "toute la région comprise entre la dépression périalpine suisse et le N du Sahara" fut soulevée par une mégaonlation (L. Glangeaud. 1967; L. Glangeaud et al. 1967; A. J. Pannekock. 1969; G. Clauzon. 1974).

- Des phénomènes identiques ont touché, au Mio-Pliocène, les parties centrales et orientales du système alpin (Caucase: V. E. Khaïn et E. Milanosky. 1960-1963) et du système himalayen (P. Bordet. 1961; P. Bordet et al. 1967).

- Les Rocheuses et les Andes ont connu des événements analogues au Ponto-Pliocène et au Quaternaire. "Il paraît y avoir une communauté d'évolution entre les chaînes andines et les chaînes méditerranéennes, parenté qui va juste dans la chronologie" (J. Auboin et A. V. Borrello. 1966).

En tout cas, on comprend mal les causes du retrait de la mer au Miocène et de son retour au Pliocène. Mais on peut dire - d'après les exemples décrits ci-dessus - que la crise tectonique mio-pliocène est un fait d'ordre planétaire.

Dans le Jura, la "pédiplaine" pontienne (A. Caire. 1960-1963, J. P. Nardy. 1975, 1975 a; D. Rigassi. 1977...) trouve une explication dans l'aridification (même saisonnière) qu'a connu le monde méditerranéen (et qui a peut-être même été responsable de l'assèchement total de la Méditerranée (crise de salinité*)). Mais peut-on vraiment raccorder cette aridification d'une zone méditerranéenne à une autre zone tempérée humide? On remarque actuellement que ces deux zones ont des climats différents, des latitudes différentes et donc des modèles différents.

Pour Aubert, "l'érosion karstique a dû se poursuivre comme précédemment, les conditions climatiques requises étant réalisées". Le chevauchement du Jura sur la Bresse (sur plus de 7 Km: G. Lienhardt. 1962) "a dû se produire sans déranger le paysage, en état de biostasie...". La question reste encore soulevée et la référence à la Méditerranée n'est pas de nature à résoudre les problèmes du Pontien et de la morphologie tertiaire du Jura qui constitue encore "l'auberge espagnole."

* "... Il n'est pas nécessaire d'invoquer un assèchement, même partiel, de la Méditerranée, pour expliquer sa crise de salinité".
(L. Lliboutry. 1982).



CHAPITRE II

ETUDE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

CHAP. II . Etude du réseau hydrographique. (Fig.71).

Deux points essentiels vont être abordés dans ce paragraphe:

- 1) - mise en place du réseau hydrographique.
- 2) - analyse morphostructurale du réseau hydrographique.

II .1. Mise en place du réseau hydrographique.

II .1.1. L'organisation et le polygénisme du réseau hydrographique.

L'installation du réseau hydrographique est liée à la mise en place des ensembles morphologiques. Elle est guidée par la topographie prépontienne et reprise par les déformations tectoniques du Miocène supérieur et les modalités de la morphogénèse mio-pliocène ou même quaternaire.

Le Pliocène est d'une grande importance car, c'est la période pendant laquelle le Jura a acquis la morphologie que nous lui connaissons avec une inclinaison vers l'W et non plus vers l'E comme c'était le cas pendant une grande partie du Miocène. C'est aux modifications du réseau hydrographique que A. Cholley (1948) faisait allusion quand il parlait de tracés liés aux dislocations de la surface aquitanienne. De même L. Glangeaud (1949) note qu'au Tortonien le drainage du Jura comtois et bernois est dirigé vers le Sud et qu'au Pontien supérieur, il y a eu un "renversement de drainage".

Le réseau hydrographique s'est adapté plus facilement à la structure; il y a une concordance fréquente mais pas absolue (A. Gibert. 1945). "L'ajustement de l'hydrographie à l'économie générale du plissement n'est pas mise en question" (A. Gibert. 1945, R. Lebeau. 1947).

Le tracé de l'Ain est complexe et ne s'accorde pas toujours à la structure (J. B. Martin. 1911, A. Gibert. 1945). C'est une rivière ancienne dont le tracé N-S remonte au prépontien (plus précisément au Vindobonien pour M. Dubois (1959)) traduisant sans doute un drainage de la topographie oligo-miocène vers les golfes de la mer molassique au S (subsidence du Bas-Dauphiné).

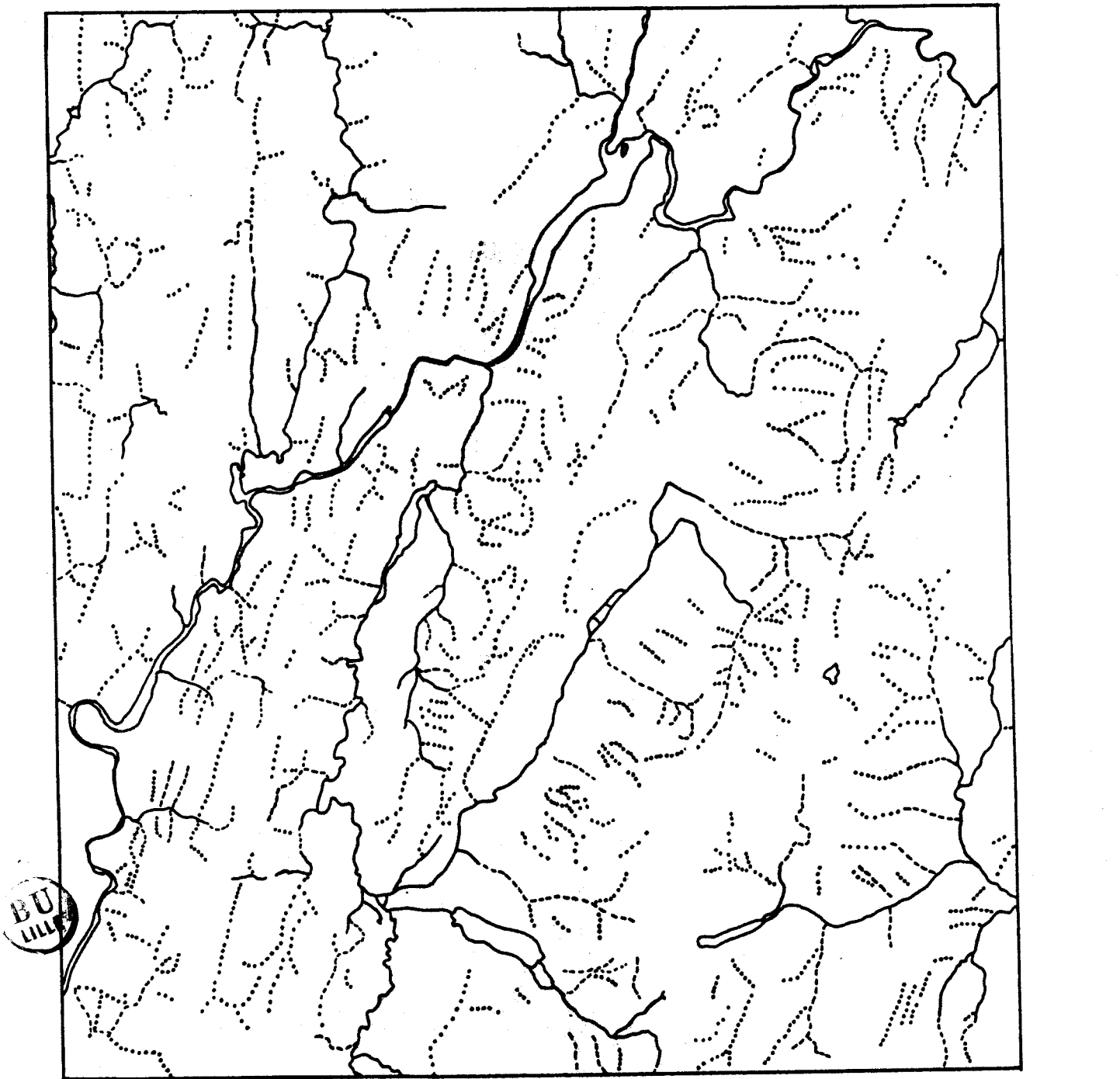


FIG . 71 . ECORCHE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE .

— réseau pérenne

- - - réseau temporaire

..... vallée sèche

○ lac

□ barrage artificiel

0 2 4 Km



Ce cours d'eau (L'Ain) suit des dépressions synclinales mais recoupe localement les anticlinaux en cluses. Cela est aussi le cas de la Bienne (H. Douxami. 1902, A. Gibert. 1945, A. Gioud. 1948, A. Journaux. 1951) et d'autres cours d'eau: L'Oignin, l'Ange, le Merloz, la Semine... Ces différents cours d'eau sont fréquemment conformes à la structure. Mais cette conformité n'est, en aucune manière, le signe d'une adaptation des cours d'eau à des déformations tectoniques liées à la crise miopliocène; les effets des "crises" plus anciennes auraient été effacés par l'aplanissement antérieur (A. Cholley. 1943, 1956); elle marque au contraire une des constantes de l'évolution hydromorphogénique. Le rôle essentiel de la crise miopliocène est, d'avoir provoqué l'incision des cours d'eau dont certains s'étaient déjà mis en place et quelques remaniements de détail.

Ainsi dès lors, on peut penser que le réseau s'est mis en place à la suite de la tectonique oligocène dont les accidents sont N-S à NE-SW et est antécédent aux plis pontiens qu'il recoupe localement en cluses.

Que ces cours soient adaptés, surimposés ou antécédents, on peut dire qu'un réseau cohérent et hiérarchisé n'était apparu qu'au Pliocène; les premières vallées se sont mises en place au moins au Pontien et peut être même dès le Vindobonien. Les désaccords avec la structure peuvent permettre d'en juger. Mais c'est au Pliocène qu'il y a vraiment un réseau comme en témoignent les vestiges topographiques (M. Dubois. 1959). Ce système hydrographique a été défini par le soulèvement au cours du Mio-pliocène et l'abaissement de niveau de base.

II.1.2. Le creusement des vallées et la dissection des surfaces d'érosion.

L'aplanissement prépontien est entaillé par des cours d'eau comme l'illustre la coupe (Fig. 66), c'est donc de cette surface que serait parti le creusement de certaines vallées. La répartition des replats traduit des mouvements tectoniques qui ont introduit une reprise d'érosion. D'une manière générale, on peut distinguer deux types de replats* :

* Les hauts replats

Des replats d'érosion se situent nettement vers 800m, au dessus de la cluse de Nantua s.l.

* à la suite de M. Dubois (1959), nous allons attribuer ces deux types de replats, successivement, au Pliocène inférieur et supérieur, quoique cela reste hypothétique (dans notre secteur).

Entre le Poizat et Lalleuyriat, une vallée sèche s'abaisse doucement de 900 à 820 m; elle correspond à un affluent du cours pliocène (?) de la cluse. Entre Lalleuyriat et la Batteuse, cette vallée est marquée par deux talus de 10 m, indices d'un creusement ultérieur (Fig. 72). Au lieu dit "Batteuse", s'étend vers 800 m un replat d'érosion recouvrant nettement les terrains du Jurassique supérieur. Ces mêmes traces d'érosion se développent au NE de Lalleuyriat (les fermes de Sur le Rocher et du Follet, à la Bassue d'en Haut, à la Combe Fontenay... cf carte topographique au 1/25000 feuille d'Oyonnax ou au 1/50000 feuille de Nantua; Fig. 77 . :

Entre la Batteuse et la Serra, apparaissent des replats vers 750-700 m, mais nous avons du mal à comprendre s'il s'agit d'un ancien replat (équivalent de celui de la Batteuse vers 800m) abaissé par la karstification au cours d'une phase ultérieure (Pliocène supérieur (?)) ou bien d'une surface structurale. Ces formes topographiques sont parfois indiquées par la toponymie, tel est le cas du hameau du Replat à 850 m. Ce replat est profondément entaillé par le Bief à la Dame (Fig. 73).

En face de ces replats (rive droite de la cluse), apparaissent d'autres replats: au S de Chailley, Plagne... mais on a peut-être affaire à des surfaces structurales (pour P. Bienfait (1981), il s'agit de la surface structurale de Plagne. Fig. 16). Ces formes se raccordent nettement aux replats de la Batteuse-la Serra (M. Dubois 1959). Au N des Neyrolles, vers 760-740 m, un replat se développe sur le Bief du Mont; il correspond peut-être à celui au S des Neyrolles et à l'W du Bief de Colliard.

Plusieurs combes sont suspendues au dessus de la cluse de Nantua. Dans la partie inférieure de la Combe d'Apremont, entre la colonie de vacances et la Late, une "surface" aplanie se développe vers 830 m. Cette surface est limitée vers l'W par un ressaut du Landéron entre 820 et 830 m, lié à une reprise d'érosion (Fig. 74). A l'W de la Tour (même figure), l'érosion ultérieure a entamé cette vallée par un torrent étroit en V.

Entre la Late (830m) et le Molet (860 m), après une montée douce une rupture de pente sépare cette partie inférieure de la combe de la haute surface (930 m). (Fig. 75). Il s'agit d'une surface du Pliocène inférieur aménagée ensuite par les actions karstiques (M. Dubois. 1959).

- Dans le val de Charix, le profil présente une pente très douce

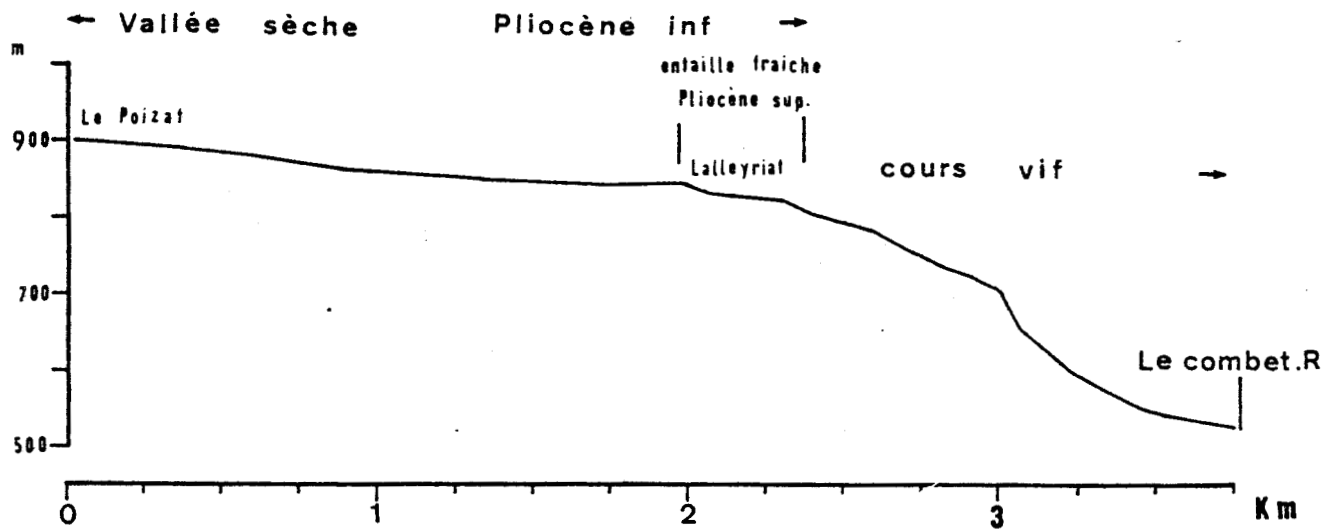


Fig.72.Profil en long du Ravin du Peu.

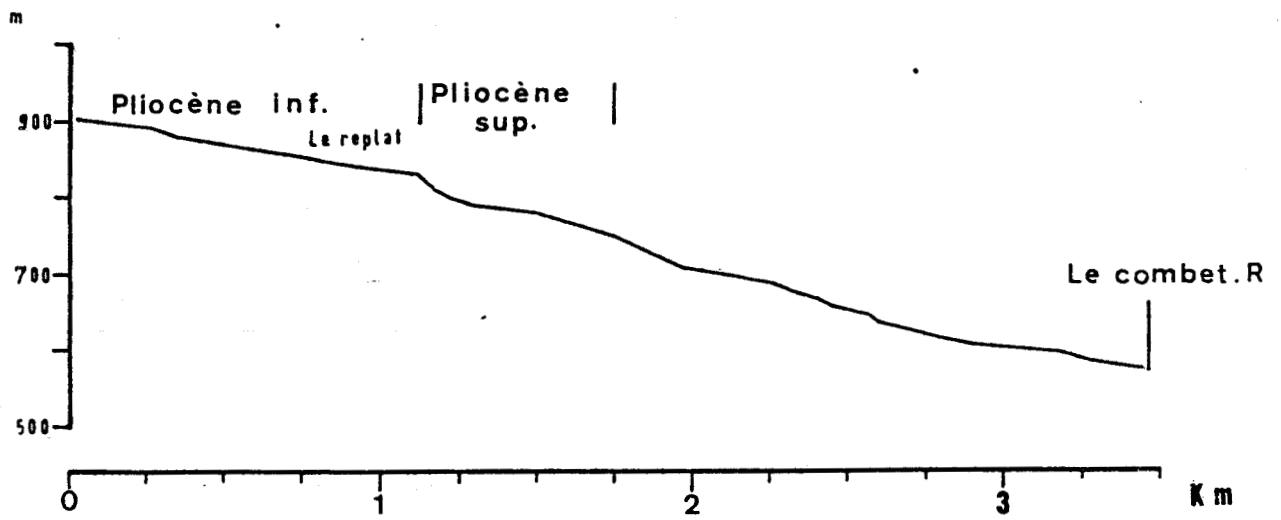


Fig.73.Profil en long du Bief à la Dame.



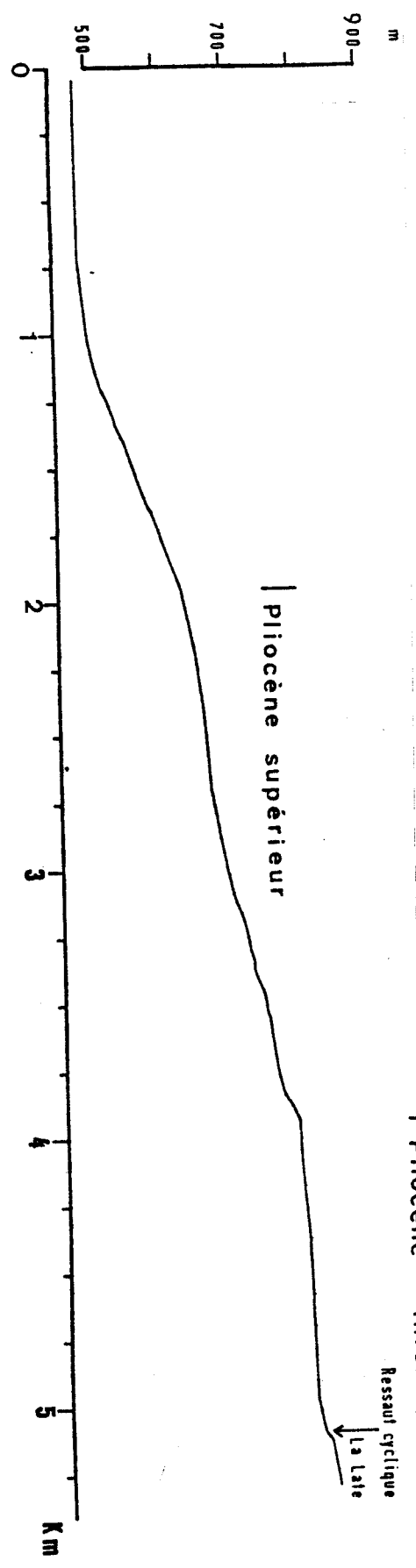


FIG. 74. — Profil en long du Bief du Landéron.

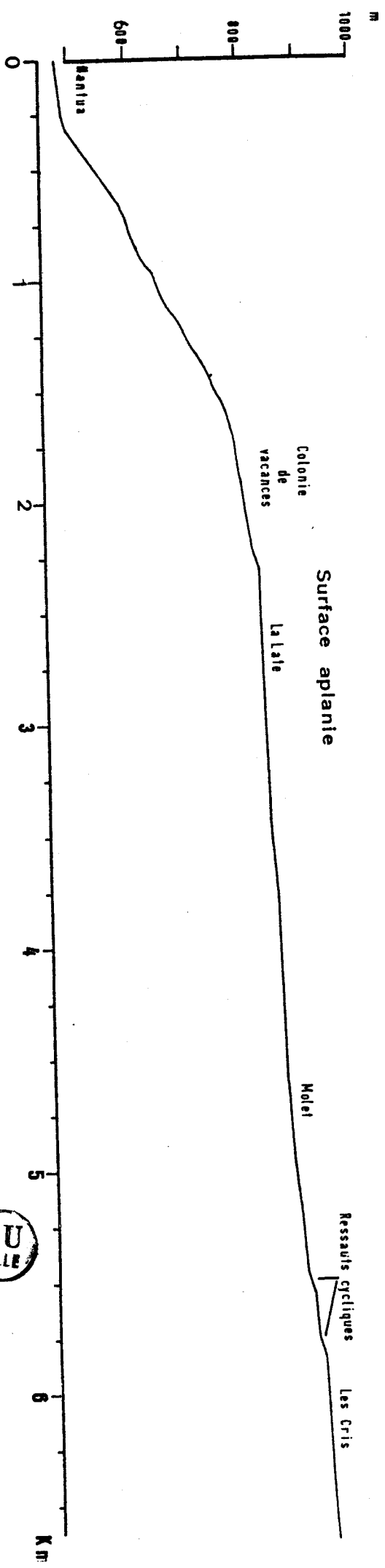


FIG. 75. — Profil en long de la combe suspendue au dessus de la cluse de Manhua.



du lac Génin au Village d'en Haut. Puis on assiste à des sinuosités jusqu'à Charix et vers 770-750 m, se développe une surface aplanie recoupant le Crétacé inférieur et un ressaut très net ou même une cascade entre 700-650 m (Fig. 76).

Plusieurs niveaux apparaissent à proximité Sud de Charix: Les Combes, le Crêt du Bief, la Serra... La répartition de nombreuses dolines dans ce val et le bassin fermé du lac Génin et des Renons traduit une karstification importante.

- Dans la vallée de la Semine (rive droite), aux versants raides et même escarpés s'oppose, au dessus, une morphologie molle (Le Crêt, le Favillon...). De Belleydoux au Crêt d'Echallon la morphologie s'abaisse doucement de 860 à 855-820 m. Localement les replats d'érosion coïncident avec des surfaces structurales. Ces replats se relient nettement à ceux décrits au S de la cluse de Nantua (Lalleyriat) et appartiennent à la même génération de replats.

Nous pouvons citer d'autres replats vers 830-800 m: les replats de Béjà d'en Haut de Plagne, de Grange du Frêne... Celui de Plagne apparaît coïncider avec une surface structurale, mais de l'autre côté de la Semine (rive gauche) à la même altitude la surface aplanie de Marnod recoupe nettement les terrains redressés.

La topographie offre plusieurs exemples de replats bien développés dans la vallée de la Semine indiquant une vallée affluente de la vallée de Nantua et qui est actuellement suspendue.

Sur les bords de la cluse de Nantua, on observe un système de replats qui s'abaissent plus ou moins vers la confluence avec la cluse, artère maîtresse de drainage. On peut donc reconstituer le sens de l'écoulement pliocène. C'est vers l'W que le drainage d'ensemble se faisait. (Fig. 77). Ce sens d'écoulement s'explique d'une part par l'intensité du soulèvement plus fort à l'E qu'à l'W et d'autre part par l'altitude basse des replats, vers 750-700 m à l'W au lieu de 850-800 m à l'E. Mais si la cluse coulait vers l'W, on comprend mal sa terminaison devant la chaîne des Berthiants. "Il semble qu'elle se soit dirigée en majeure partie vers Cerdon à travers la dépression synclinale de Peyriat-Ceignes-Labalme" (J.B. Martin. 1911, M. Dubois. 1959). De ce fait, il faut admettre un coude à l'E de Volognat.

Dans la partie W de la cluse de Nantua, la plupart des replats sont vers 750 m. Tels sont ceux qui dominent l'Ange et la Sarsouille.

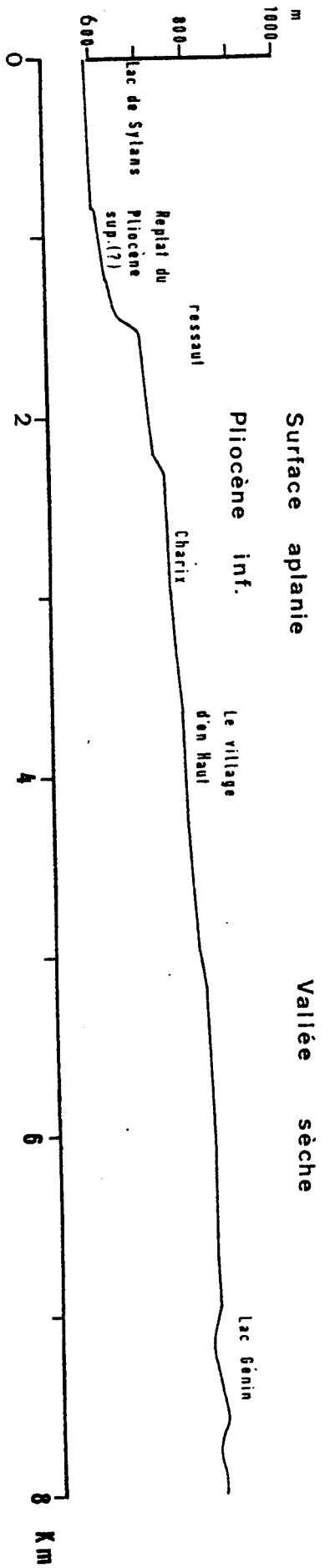


Fig. 76 .— Profil en long du R^{au} de Charix.

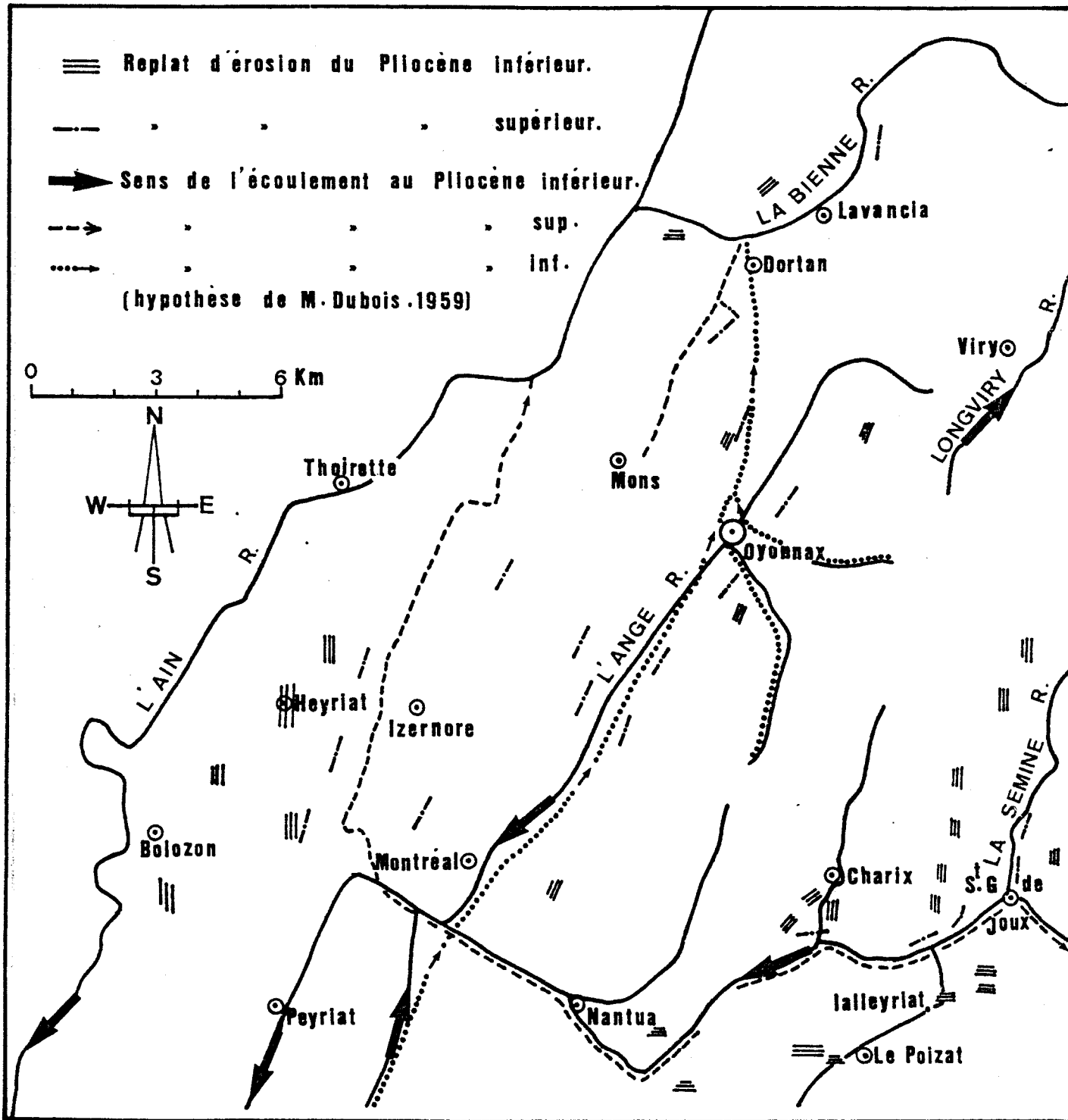


FIG. 77 .REPARTITION DES REPLATS D'ÉROSION ET SENS DE L'ÉCOULEMENT AU PLIOCÈNE .



Sur la rive droite de l'Ange, la chaîne des Joux Blanches est peu élevée, contrairement à celle de l'Avocat vers le S (hors du secteur étudié). On peut penser au Pliocène inférieur (?) à une vallée dissymétrique (le synclinal lui même est dissymétrique) plus élevée à l'E qu'à l'W et le versant W devait presque coïncider avec les sommets de la chaîne des Joux Blanches; les aplanissements pré-pontiens se sont trouvés dans le plan de l'érosion pliocène à tel point qu'il est très difficile de les distinguer.

Sur la rive gauche de l'Ange, plusieurs témoins d'anciennes vallées apparaissent entre 780-750 m en s'abaissant légèrement vers le S jusqu'à la cluse : replats de la Forêt de Macretet, de Niermes, de la Forêt de Montréal (Fig. 78 a et b), de Chamoise... Aussi faut-il noter que cette dalle des Joux noires est légèrement pentée vers l'W (10-25°. cf. Fig. 39, 1^{ère} partie) avant de s'envoyer par une flexure sous le synclinal de l'Ange. On peut donc penser à des replats structuraux ou substructuraux.

- Dans la chaîne des Berthiants (comme d'ailleurs dans la chaîne des Joux blanches) on relève difficilement les traces des replats. Quelques uns se développent vers 650-600 m : replats de Mornay, à l'E de Crépiat... Le profil du ravin de Mornay (Fig. 79) présente un ressaut très net de 50 m (entre 590-540 m), indice d'une reprise d'érosion ultérieure. Vers le N, la dépression d'Heyriat est aplanie vers 650-630 m. De telles formes apparaissent à des altitudes supérieures à 600 m vers Sonthonnax la M^{gne}. Ces formes topographiques correspondent peut-être à des traces du Pliocène.

Sur le versant W de la chaîne des Berthiants (rive gauche de l'Ain), on peut observer à Napt, à Très-le-Mont, à Solomiat... vers 650-600 m des topographies aplanies. A l'W de Napt, vers Très-le-Mont, des cailloutis pliocènes (?) ont été signalés par J.B. Martin (1911). En tout cas, la surface topographique tranche nettement les terrains (Fig. 65) mais parfois on a du mal à distinguer les replats d'érosion des replats structuraux (surtout dans une zone fortement tectonisée) et les replats du Pliocène inférieur de ceux du Pliocène supérieur.

Vers le N, zone de confluence de l'Ain et de la Bienne, les indices des vallées anciennes sont très minces; les versants ont été sapés par les langues glaciaires de l'Ain et de la Bienne et les anciens vestiges ont dû disparaître. Toutefois, on peut observer une

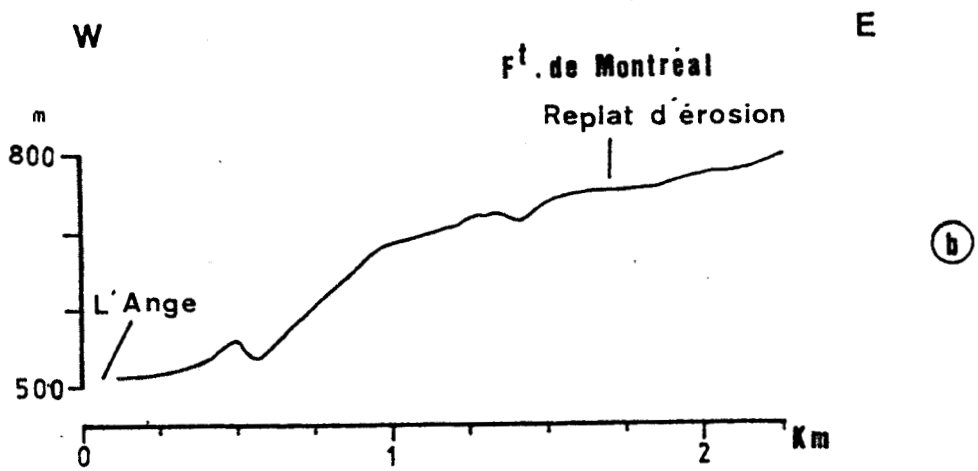
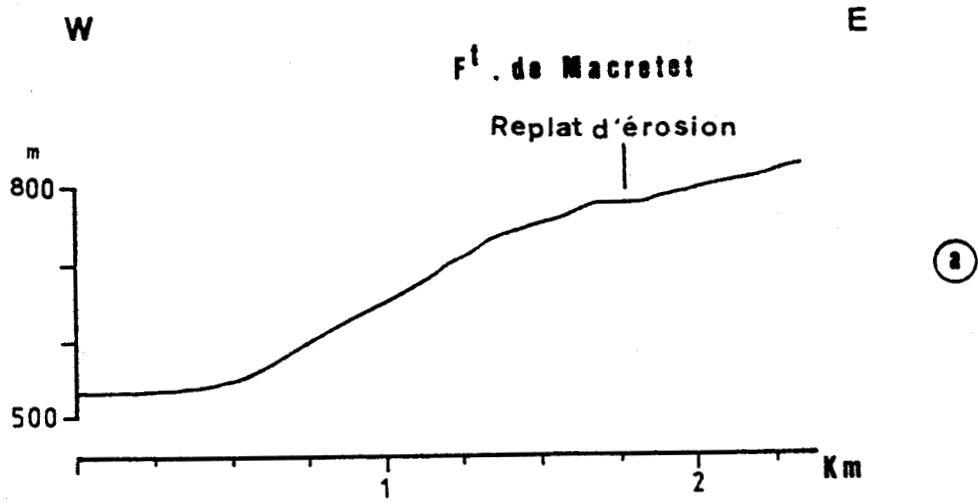


Fig. 78 .— Quelques replats du Pliocène inférieur sur la rive gauche de l'Ange

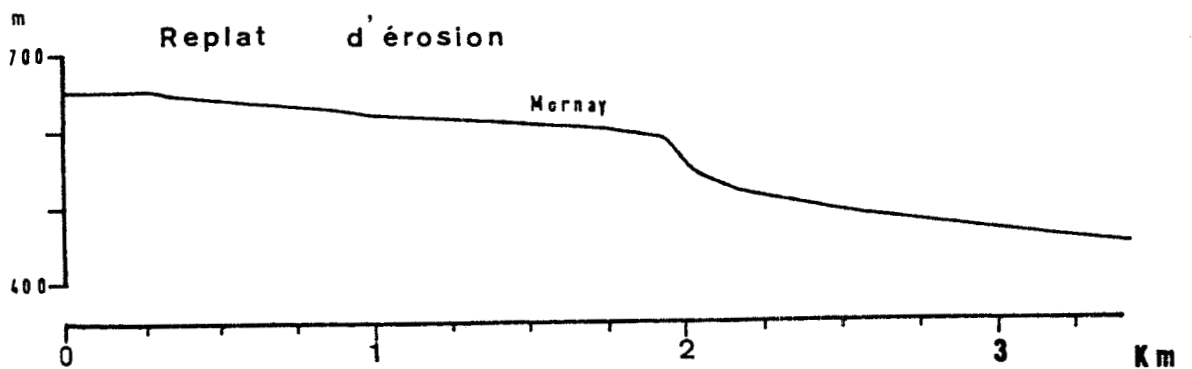


Fig. 79 .— Profil en long du Bluff des Evonnas



topographie suspendue vers 600 m au S de la confluence de l'Ain et de la Bienne puis une autre vers le Bois des grandes Teppes. Il semble qu'il y avait un passage direct de la Bienne à travers l'extrémité N des Monts Berthiants au Pliocène inférieur (M.Dubois.1959).

* Les bas replats.

Une deuxième génération de replats correspond à une morphologie de vallée proche de l'actuelle (profondeur, étroitesse...); l'élargissement étroit de la vallée correspond à un épisode assez court, contrairement à l'épisode précédent (Pliocène inférieur).

- Dans la cluse de Nantua, on a peu d'indices de l'écoulement pliocène (du fait du passage d'une langue glaciaire). Le trait majeur du drainage dans la cluse, réside dans l'apparition de deux sens d'écoulement. Cela est dû à un éboulement qui est à l'origine de la formation du lac de Sylans (M.Dubois.1959).

Nous pouvons citer quelques exemples d'E en W.

- Le Village de S^t Germain de Joux est situé sur un "delta" aplani (510-500m) à plus de 35-45m au dessus des thalwegs de la Semine et du Combet (J.B.Martin 1911). Le replat de Longetand (NE de S^t. Germain de Joux) à 550 m se poursuit vers le N sur la rive gauche de la Semine (Lès Combes).

- Quelques replats apparaissent au moulin de Charix vers 600 m au dessus d'une cascade de 10m (Fig.76), sous les Challey vers 600 m, à Grange de Frébuge (570 m). Ces traces montrent qu'au cours de cet épisode, la profondeur de la cluse ne dépassait pas 570 m et que l'érosion ultérieure a recreusé la vallée d'une trentaine ou quarantaine de m. La cluse aurait été creusée principalement au Pliocène inférieur.

Sur la vallée de l'Ange, deux replats apparaissent nettement en topographie:

le replat de Groissiat est situé vers 560 m, il recoupe nettement les terrains du Crétacé inférieur pentés vers l'W; le replat d'Evron (580-560 m) coïncide avec des niveaux durs du Malm à pendage W faible. A ces deux replats (Fig. 80a) on peut relier facilement celui d'Ijean (600 m); il s'agit d'une demi combe.

Au N d'Alex, vers 560 m se développe un replat qu'occupe la D 984 d entre un "linéament" morphologique à abrupt E (à peine de 10 m) et une surface aplanie à l'E. (Fig.80 b). Ce "hogback" a été repris par l'érosion récente suivant un mécanisme appalachien (fig.81). Le linéament morphologique correspond à une crête valanginienne (Les Colonnes), le replat correspond à une "combe" purbeckienne et vers l'E

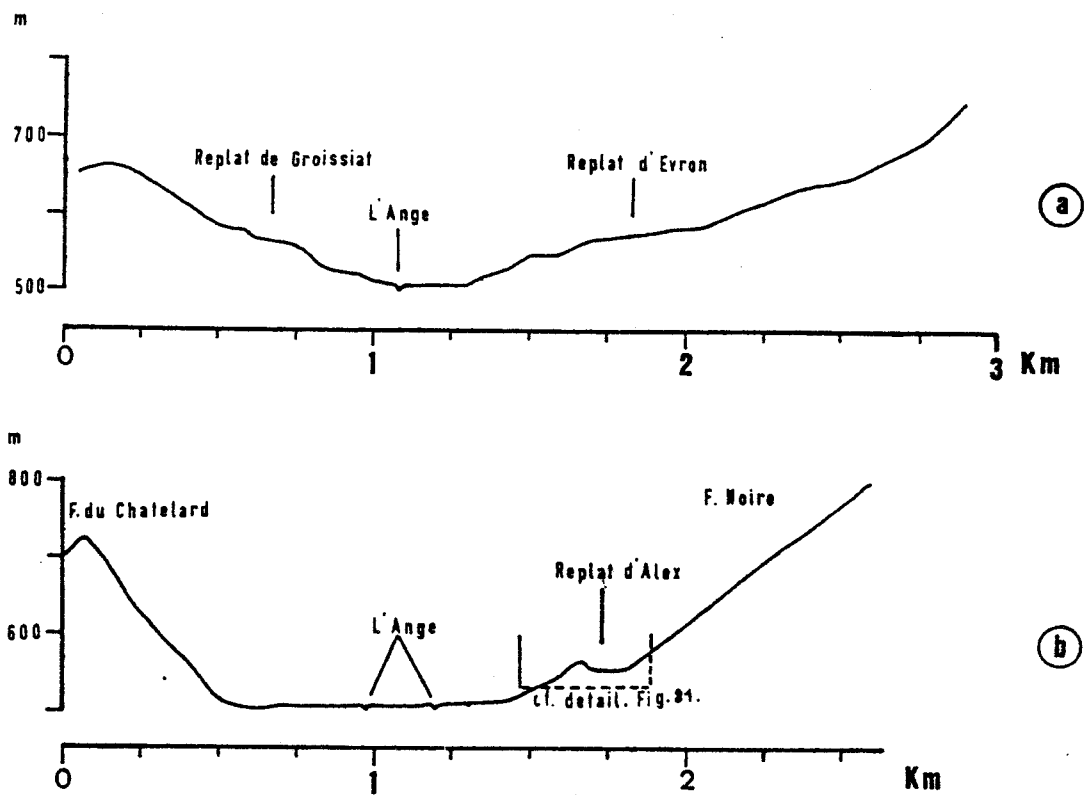


FIG.80.-Quelques replats d'érosion du Pliocène supérieur le long de la vallée de l'Ange.



s'étend la dalle calcaire du Portlandien.

D'autres replats sont situés vers 600-570 m à l'W d'Oyonnax; ces altitudes croissant vers le N, indiquent un écoulement vers le S au Pliocène supérieur.

- Sur la vallée de l'Oignin, on peut relever des surfaces aplanies dont les altitudes décroissent vers le N (donc un écoulement vers l'Ain).

Au N de Géovressiat, se développent des replats vers 570-550 m qui ont été retouchés par l'érosion ultérieure. Plus au N, ce sont les replats du Bois de Samognat et d'Arfontaine (550-530 m) sur la rive droite de l'Oignin et les replats de Mornay à 600 m, de Gr^{ge} du Mont (570 m) à l'W de Perrignat, de Sorpiat (530 m)... sur la rive gauche.

En aval de S^t Germain de Béard, la vallée de l'Oignin est située dans l'axe de la vallée sèche de Peyriat.

On voit qu'au Pliocène supérieur, le système hydrographique était déjà bien organisé et les directions bien esquissées.

- Sur la vallée de l'Ain, on relève peu de traces des replats du fait du passage d'une langue glaciaire et d'une couverture des versants par des éboulis. C'est vers 450-400 m que se développent ces surfaces aplanies (à l'W de Balvay).

A l'E de Bonbois, le Bief de Pisse vacré présente 2 ressauts très nets: le premier entre 460 et 630 m, le second entre 420 et 350 (Fig. 82). Ce dernier ressaut correspond peut-être au Pliocène sup., le palier du Pliocène inférieur étant vers 650-630, légèrement supérieur à celui de Solomiat.

Sur la Bienne, se développent des replats au NE de Lavancia et à Maissiat (500-450 m) sur la rive gauche et au Bois de la Gr^{de} côte des Arêtes sur la rive droite. Dans le bassin de Mons-Dortan, les replats des Platières Taillefer (490 m) et de Vouais (460-450 m) s'individualisent nettement dans le relief mais peuvent prêter à hésitation car ils coïncident avec une structure subhorizontale.

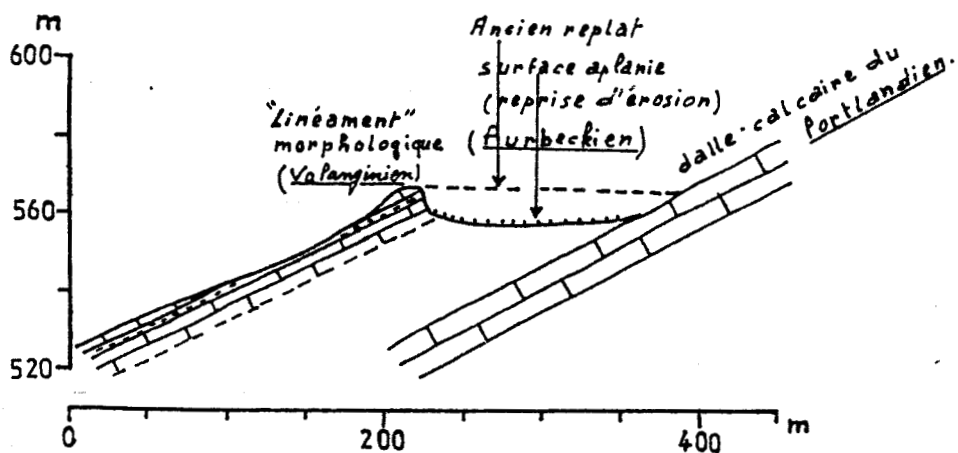
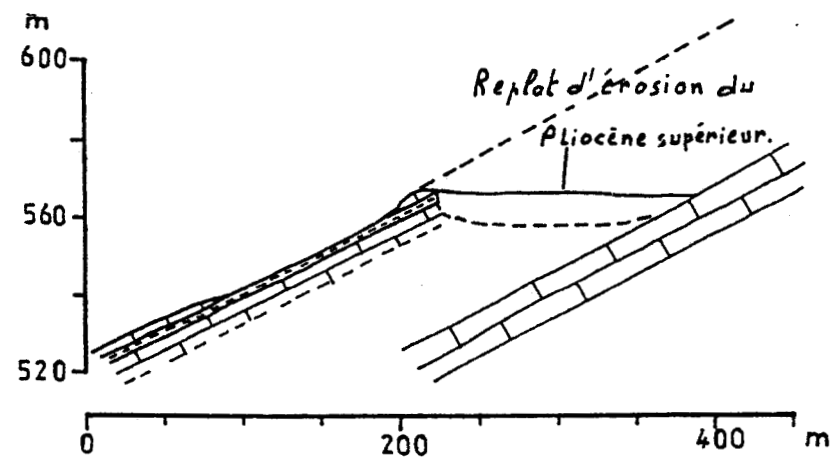
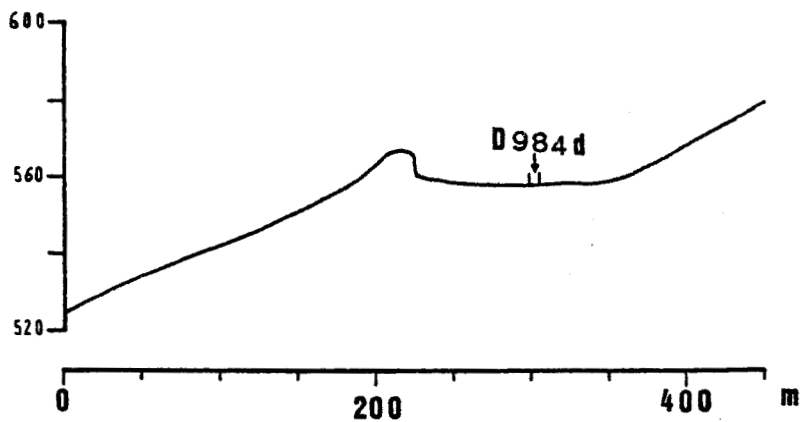


FIG.81. REPLAT D'EROSION DU PLIOCENE SUPERIEUR REPRIS SELON UN MECANISME APPALACHIEN (=HOGBACK).

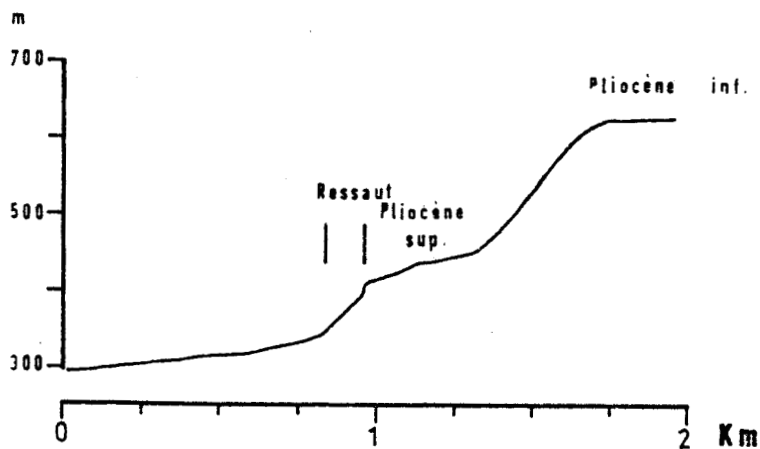


Fig. 82 . Profil en long du Bléf de Pisse-Vacré.

II .2. L'Analyse morphostructurale du réseau hydrographique.

II.2.1. Principes et méthodes.

L'analyse du réseau hydrographique est axée sur l'étude des caractères "graphiques" des réseaux d'entaille et des anomalies de drainage (R.Prud'homme et M.Vigneaux.1970,R.Prud'homme.1972,J.J.Naudin et R.Prud'homme.1971). Cette analyse se fonde sur la corrélation entre le drainage et l'environnement géologique (Ibid):

- L'installation et le tracé d'un réseau hydrographique sont en grande partie dirigés par les caractères de la structure et il est possible de partir du réseau hydrographique pour comprendre l'environnement géologique.

- "L'importance de l'effet enregistré dans le tracé de l'hydrographie n'est pas en rapport direct avec l'importance de la cause structurale qui en est à l'origine et que, bien souvent, la direction d'un accident tectonique repéré par l'étude du réseau est bien plus exacte que sa localisation géographique" (R.Prud'homme et M.Vigneaux 1970.p.8).

- L'évolution d'un réseau aboutit à la recherche d'un équilibre entre l'agent de l'érosion, le réseau de drainage et le cadre structural (L.E.Milton.1965,1966,1967).

Il est certain, comme le précisent J.J Naudin et R.Prud'homme (1972), que si les documents obtenus sont satisfaisants, la part de l'hypothèse et du coefficient personnel dans l'interprétation reste très grande.

Ces méthodes d'analyse morphostructurale ont été appliquées au Bordelais (R.Prud'homme et M.Vigneaux.1971), au Maroc aux régions de Rabat-Casablanca (Griboulard.1980) et de la moyenne Moulouya (D.Lefevre.1985).

Avant d'aborder cette analyse morphostructurale du réseau hydrographique dans la région d'Oyonnax, nous signalons deux points de départ qui se posent souvent dans ce type d'analyse:

- nous avons pris la totalité des entailles du relief (réseau vif et vallées sèches) contrairement à ce qu'on trouve dans la presque totalité des publications.

- Le terrain d'étude présente un cadre géométrique sans aucune correspondance avec les limites naturelles des bassins versants.

Ces deux points étant dégagés, nous pouvons maintenant aborder l'examen du réseau hydrographique.

II.2.2. Les caractères graphiques.

* Les types de réseau de drainage.

Si on prend le classement des types de drainage de A.D. Howard (1967), le réseau hydrographique du secteur d'Oyonnax prend le qualificatif du type parallèle **associé aux** types dendrique et treillisé (zone de fractures). Ce type de réseau se trouve **dans les** structures allongées et parallèles. Il se caractérise par un très fort pourcentage de vallées sèches, phénomène courant dans les paysages calcaires où la karstification s'est bien développée. La valeur du rapport vallées sèches/vallées actives est de 2,97. Cette zone karstifiée permet l'établissement du réseau de densité moyenne avec une proportion moyenne de drains actifs.

* Anomalies de drainage.

Ces anomalies permettent d'avoir accès à des caractères structuraux. A.D. Howard (1967) les définit comme des "déviations locales par rapport à un drainage régional". Il en établit une liste très complète: rectilinéarité, méandres, tourbières, largeurs irrégulières, changement de directions... (Fig. 83.)

- Anomalies de direction.

On peut distinguer deux types de direction: des directions purement topographiques (sens de la pente) et des directions structurales. La **comparaison** de ces directions théoriques du drainage et le réseau réel fait apparaître des anomalies de direction :

- . L'Ain et la Bienne par exemple ont localement des directions non conformes et coupent transversalement les plis anticlinaux en cluses.
- . Il en est de même pour le Merloz, le Combet, la Semine...

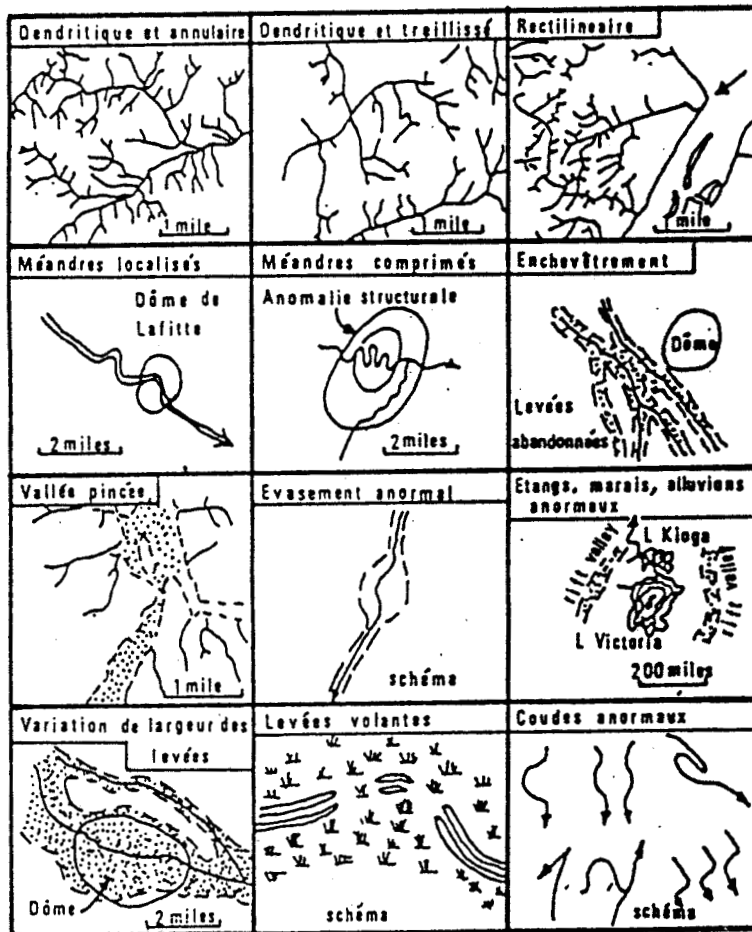


Fig.33. Anomalies de drainage (d'après HOWARD A.D. 1967)

. L'Ange et le Merdanson, rivières anticlinales au début, coupent en ruz la dalle des Joux noires et ont des tracés contournés et non conformes.

- Convergences et confluences.

. L'Oignin, l'Ange et le Merloz confluent à l'W de la cluse dans une dépression ouverte à travers la chaîne des Joux Blanches.

. La plupart des cours d'eau confluent avec l'Ain.

. Au SE de la figure n° 71, des rivières principales (Semine, Combet, Tacon) acheminent leurs eaux vers la Valserine.

Au NE, la Bienne est une Zone de confluence des cours d'eau situés dans la partie N et NE d'Oyonnax (le Longvirv, le Merdanson, R^{au} de Maissiat...).

- Changement d'axe de drainage.

. L'Ain de direction moyenne NE-SW change brusquement de direction à Coiselet (N 110°E), à Thoirette (N 80°E), des méandres à Cize-Bolozon, à Granges...

. L'Oignon entre Béard et Charmine reçoit sur sa rive gauche plusieurs affluents descendant du flanc E de la chaîne des Berthiants, alors que sur la rive droite il reçoit à peine trois ou quatre cours d'eau dont le principal est le Bief d'Anconnans qui récolte les cours descendant du flanc W de la chaîne des Joux Blanches.

. L'Ange et la sarsouille forment des coudes très prononcés à Oyonnax.

. Le Combet (Sylans-S^t. Germain de Joux) qui coulait vers l'W (Pliocène inf.?) achemine actuellement ses eaux vers la Semine pour rejoindre la Valserine.

- Changements localisés d'axe et méandres.

Les exemples sont nombreux; nous allons en citer quelques uns.

. Le méandre de l'Ain à Cize-Bolozon dû à un décrochement.

. Le méandre de la Bienne entre Dortan et Lavancia.

. Les méandres de l'Oignin avant Brion, après Béard et pendant sa traversée de la plaine d'Izernore.

* Le problème des captures.

Plusieurs indices (coudes, mauvais drainage, déformations tectoniques tardives...) permettent de déceler les captures

de quelques cours d'eau.

Le mécanisme de capture est la différence de puissance érosive entre des cours d'eau, les plus actifs étant favorisés par la proximité d'un niveau de base (in R. Lhénauff, 1977).

A Sylans, le renversement de drainage au Pliocène supérieur (?). (cf. chap II.1.2) s'explique par un "éboulement" (M. Dubois, 1959); on assiste donc à un détournement et non pas à une capture. Il en est de même pour l'ancienne vallée de Peyriat-Ceignes-Cerdon qui était l'exutoire des eaux de la cluse de Nantua au Pliocène inférieur (Ibid).

D'après la figure n° 71, on observe plusieurs cours d'eau à tracés aberrants qui convergent à l'W de la cluse. Ce sont l'Oignin, l'Ange et le Merloz puis le Merdanson au N. Ce phénomène est dû à des lacs de barrage et à des phénomènes d'épigenie glaciaires.

- L'Ange né à Apremont, prend une direction grossièrement NNE à NW; il semblait devoir continuer vers la Bienne. Avant sa confluence avec la Sarsouille, il fait un coude à Oyonnax et file vers le SW dans le synclinal d'Oyonnax. Il en est de même pour la Sarsouille qui forme un remarquable coude à Oyonnax.

- Le Merdanson, échappé de la combe Sur Perruche se dirige successivement vers le N, vers l'W et vers le S ou il semblait devoir continuer vers le SW dans le val d'Oyonnax, puis repart vers le N pour rejoindre la Bienne.

- Enfin le Borrey venu du haut bassin d'Aranc, coule quant à lui du S vers le N. Après sa confluence avec le Van il est nommé l'Oignin. Celui-ci coule vers le N et après avoir reçu le Merloz et l'Ange perce la chaîne des Joux Blanches en se dirigeant vers le NW, ensuite après les méandres de S^t. Germain de Béard il occupe la plaine et se dirige NNE vers l'Ain. Ces cours d'eau (l'Oignin et l'Ange) ont un tracé conforme à la tectonique comme l'avait signalé J.B. Martin (1911). (L'Ange n'est conforme à la tectonique qu'en partie).

M. Dubois (1959) a tenté de reconstituer l'écoulement de cette région complexe. Il pense à un drainage continu du S vers le N en direction de la cuvette de la Bienne la plus creusée (Pliocène inférieur). Pour prouver cette hypothèse, l'auteur écrit:

" la chaîne des Joux Blanches présente, au S de la croix Chalon, un abaissement d'axe remarquable qui devait tôt ou tard solliciter le passage d'un cours d'eau: à une époque postérieure, peut-être dès la fin du Pliocène inférieur... les eaux issues de la cluse de Nantua ont dû emprunter ce passage et se diriger vraisemblablement ... vers Peyriat-Ceignes et Cerdon... Ce cours d'eau transversal, contribua à affouiller le "carrefour" de Brion, et le drainage du Val Ange-Borrey se trouva morcelé: un petit affluent venant de la région de Martignat... ne devait pas tarder à capturer à Oyonnax la section amont de l'Ange. " Le ruisseau d'Arbent (Merdanson) demeura au N, seul à couler vers la Bienne, mais au S la combe du val conservait elle aussi son drainage S-N avec le Borrey. "... il est probable que les mouvements tectoniques qui affectèrent le Jura à la fin du Pliocène avaient détourné les eaux de la vallée sèche de Ceignes-Labalme-Cerdon... Les grandes lignes du réseau hydrographique se trouvaient donc déjà fixées au début du Quaternaire (M. Dubois. 1959. p.612,613).

Cette reconstitution doit être prise sous réserve; le problème qui se pose est celui de l'abaissement de l'axe anticlinal de la chaîne des Joux Blanches. Dans le chapitre de tectonique (B.2.2.2.1^{ère} partie), nous avons posé la question d'un ennoisement de l'axe anticlinal. Si c'est le cas, cet ennoisement devrait être attribué au Miocène supérieur (phase de compression) et la cluse de Nantua, artère principale l'avait exploité aisément au Pliocène inférieur. De ce fait nous ne pouvons pas penser à un écoulement S-N dans le val de l'Ange-Borrey au Pliocène inférieur comme le pense M. Dubois (1959). Si un tel écoulement avait eu lieu, ça ne serait pas, en tout cas, au Pliocène inférieur mais plutôt au cours d'une phase prépontienne ou tout au plus pontienne.

Par ailleurs, l'étude des phénomènes glaciaires (cf. Chap. V), montrera que les glaciers ont laissé des traces dans le réseau hydrographique. Un lac occupait le N d'Oyonnax au Würm (carte géologique de Moirans-en-Montagne, J. Tricart et al. 1981).

Au tardi-Würm, le lac s'est vidé et les eaux de Merdanson se sont évacuées vers le N, ce qui a contribué à entailler la gorge à l'W d'Arbent et permet d'expliquer le cours

actuel du Merdanson vers la Bienne après un coude si prononcé (J. Tricart et al 1961). Ce phénomène est même indiqué par la toponymie (Embouteilleu).

L'Ange et la Sarsouille se sont frayés des cours épigénétiques d'abord sur le flanc W (surtout pour la Sarsouille) puis sur le flanc E.

Aux alentours de la cluse-Brion, les cours d'eau se sont creusés des cours épigénétiques. Tel est le cas de l'Ange au NE de Montréal, de l'Oignin à S^t. Martin-de-Frêne et surtout à Béard où il a creusé une gorge de 30-40 m à travers le vallum morainique et la roche en place puis forme un coude vers le SW ensuite s'encaisse dans la plaine d'Izernore et enfin après un coude très net entaille la gorge de Charmine pour rejoindre l'Ain.

En résumé, on peut dire que les captures semblent avoir joué un rôle important dans l'organisation des éléments du réseau hydrographique. La finalité de l'évolution d'un réseau hydrographique est la recherche d'un équilibre entre l'agent de l'érosion, le réseau de drainage et l'environnement topographique et géologique (J. J. Naudin et R. Prud'homme. 1971, R. Prud'homme 1972). Au terme de l'évolution d'un paysage, il est inéluctable que le réseau soit conforme aux lignes structurales (L. E. Milton. 1965, 1966, 1967).

II .2.3. Les directions du réseau.

* Corrélation drainage-structure.

Le réseau hydrographique est génétiquement en rapport avec la structure; ses éléments s'ordonnent conformément au jeu des accidents tectoniques.

Les directions du réseau et les anomalies résiduelles de drainage (méandres).

- Diagrammes d'orientation des écoulements.

Nous avons effectué des mesures sur des segments dont la longueur a été déterminée en fonction de l'échelle (Fig. 71), puis nous avons présenté ces résultats sur des rosettes en longueurs par direction. Les directions ont été notées de 10° en 10°, de 0° à 180° par rapport au Nord géographique. La valeur de l'unité de parcours varie suivant les tracés et atteint parfois 1mm soit 100 m sur le terrain.

(même chose pour les failles). La longueur totale est 652,2 Km et la densité de drainage est $1,01/\text{Km}^2$.

La figure n° 84 fait apparaître des valeurs dominantes:

. La rosette n°1 présente une dominance des valeurs N à NE ($0^\circ-40^\circ\text{E}$): 40,56 % avec un maximum de N $10^\circ-30^\circ\text{E}$ (22,42%) puis un angle à N $70^\circ-80^\circ\text{E}$ (6%).

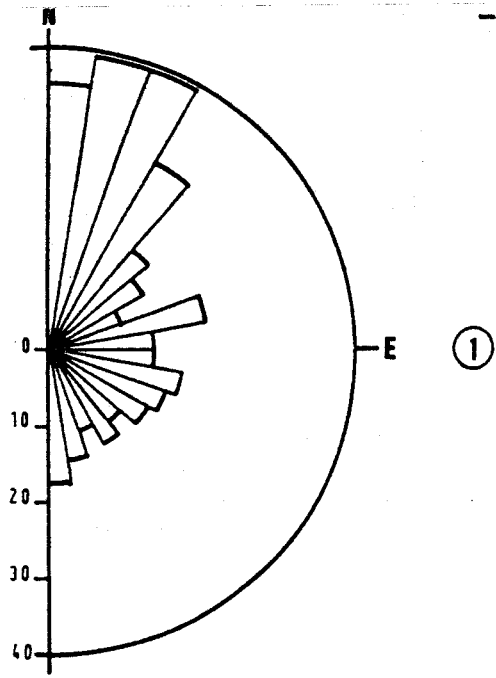
. La rosette n° 2 présente elle aussi des angles forts N à NE: 40,21 % avec un maximum de N $10^\circ-20^\circ\text{E}$ puis des angles à N $90^\circ-110^\circ\text{E}$ (13,98 %) et à N $130^\circ-140^\circ\text{E}$ (6,59 %).

La rosette n°3, comme les deux précédentes (elle est d'ailleurs une synthèse) fait apparaître des angles forts N à NE (40,4 % avec un maximum de N $10^\circ-20^\circ\text{E}$, 100° à 110°E (6,34%), 70° à 80°E (5,24 %) et $130^\circ-140^\circ$ (4,9%).

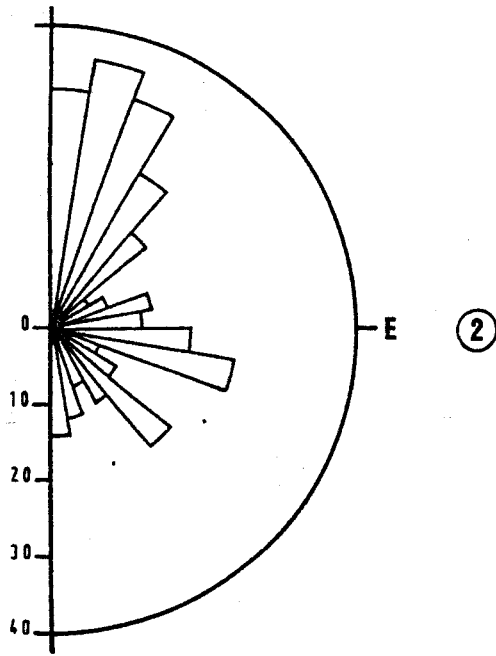
Le fait frappant est la dominance des angles $\text{N}0^\circ-40^\circ\text{E}$ (40,4%), en seconde position les pics $100^\circ-110^\circ\text{E}$, $70^\circ-80^\circ\text{E}$ et $130^\circ-140^\circ$, autrement dit ENE à SE et enfin un angle S à SSE. Ces valeurs sont très importantes car elles comportent à la fois les directions structurales et topographiques d'écoulement.

L'analyse structurale détaillée démontre une relation étroite entre tectonique et réseau hydrographique. Le système faillé du secteur étudié est caractérisé par un réseau de failles d'orientation $\text{N}10^\circ-40^\circ$ (longitudinales). C'est à ces failles que serait liée la structure en graben du Jura (Oligocène) qui a été reprise par le plissement (Pontien).

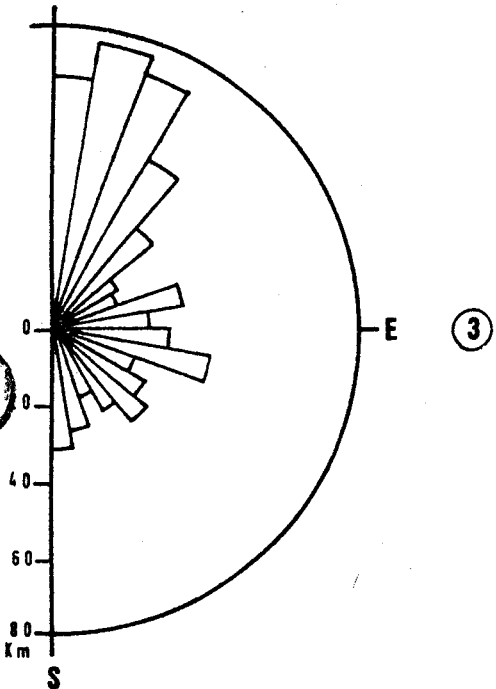
Des histogrammes et rosettes d'orientation des failles et des cours d'eau ont été établis (Fig. 85). Aux failles $\text{N}10^\circ-40^\circ$ correspondent des cours d'eau de même direction. Il en est de même pour les pics $140^\circ-150^\circ$ et $170^\circ-180^\circ$. Par contre les failles $70^\circ-80^\circ$, $90^\circ-110^\circ$, $150^\circ-160^\circ$ n'ont pas de correspondances très marquées dans les directions des cours d'eau. Si les failles longitudinales se manifestent nettement dans les orientations des cours d'eau; les failles transversales, bien que d'extension généralement limitée, jouent un rôle très important dans la mise en place des cours d'eau: cluses de Nantua, de Dortan, Biefs de la Touvière, de Liez (Martinet)... Les pics du réseau hydrographique ($70^\circ-80^\circ$, $90^\circ-110^\circ$, $130^\circ-140^\circ$, $150^\circ-160^\circ$) n'ont pas de failles homologues très nettes. Ces directions correspondent plutôt à des directions topographiques dominantes (Fig. 84.°). On constate donc qu'il y a une bonne corrélation entre structure et drainage.



①



②



③

Fig. 84

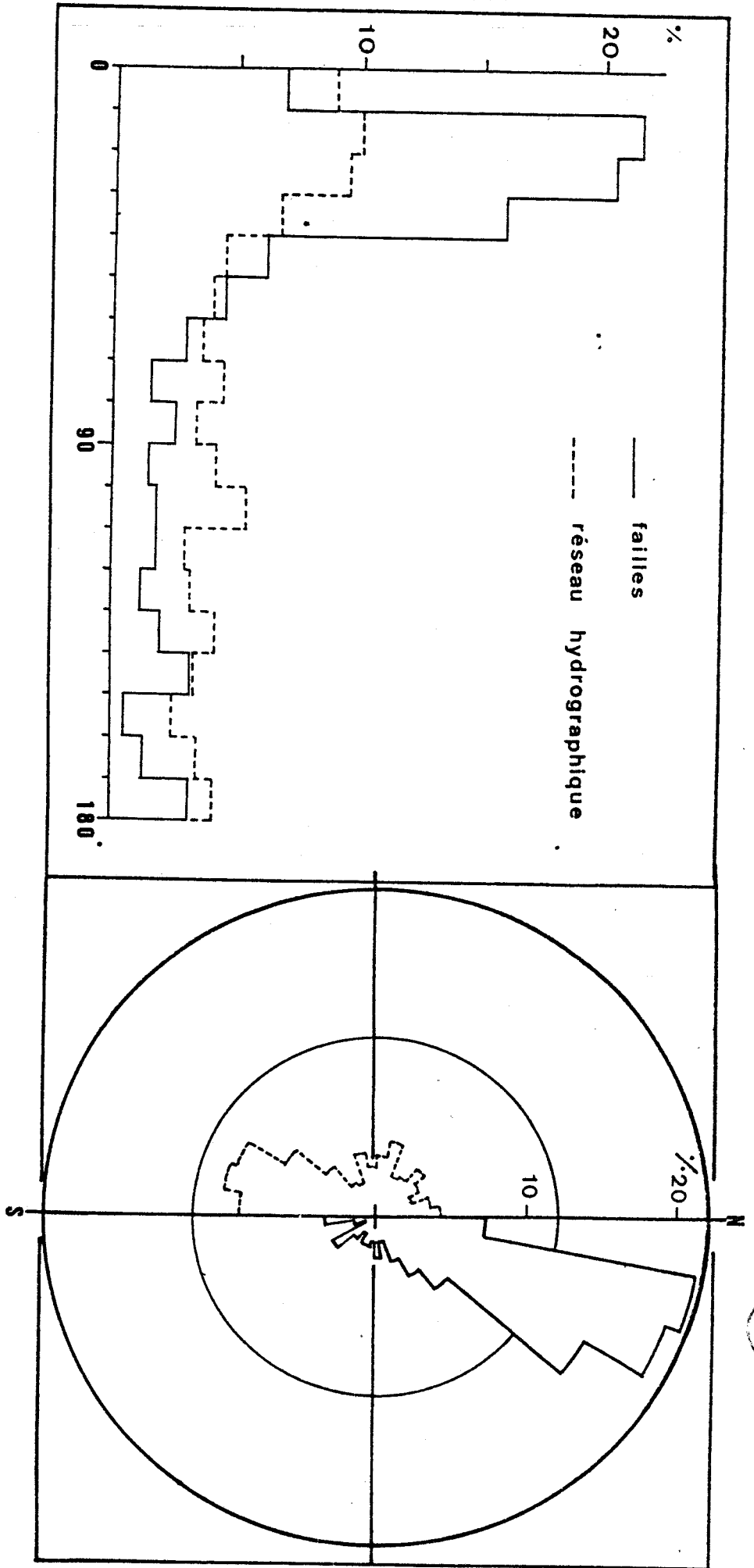
Direction du réseau hydrographique

1:réseau vif

2:vallées sèches

3:réseau vif et vallées sèches

FIG. 85 . HISTOGRAMME ET ROSETTE DES DIRECTIONS DES FAILLES
ET DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE .



* Signification et orientations des méandres.

"Le méandre est le trajet de moindre travail pour le fleuve" autrement dit la courbe d'équilibre entre la charge solide, le débit, la pente et aussi la structure géologique (W.C. Langbein et L.B. Léopold. 1966, A.E. Scheidegger. 1967). Il traduit la proximité d'un obstacle local. (Pour plus de précisions sur ce phénomène de méandre voir G.H. Dury. 1954, 1956, L.B. Léopold et M.G. Wolmann. 1957, 1960 L.B. Léopold et al. 1964, R.A. Bagnold. 1960, S. Leliavsky. 1961, B. Quesnel. 1964, M. Dreyfuss. 1967, A.D. Knighton. 1977...).

Les exemples de méandres sont nombreux parmi lesquels:

- Les boucles que forme l'Ain à Cize-Bolozon et au lac de Vouglans; elles semblent dûes à des décrochements; d'autres méandres à Granges, Balvay...

- La Bienne entre Dortan et Lavantia forme des méandres très nets dans des dépôts quaternaires. Nous pouvons remarquer un ancien méandre qui apparaît clairement en topographie au lieu dit "le reculet".

- L'Oignin avant de recevoir le Merloz serpente dans des dépôts quaternaires; à Béard où il coupe le Vallum morainique qui barrait la vallée, puis plusieurs autres méandres dans la plaine d'Izernore.

- L'Ange au S de Martignat et au Martinet où il coupe une moraine terminale.

- Le Combet entre le Burlandien et St Germain-de-Joux.

- La Semine en amont de St Germain-de-Joux (à l'W des Combes)

II.2.4. Profils en long et courbes de vallées.

1) Profils en long.

* Le profil en long de l'Ain est en grande partie équilibré (Fig. 86):

- entre les lacs de Vouglans et de Coiselet, une pente forte (1,7 %) correspond à la traversée des gorges.

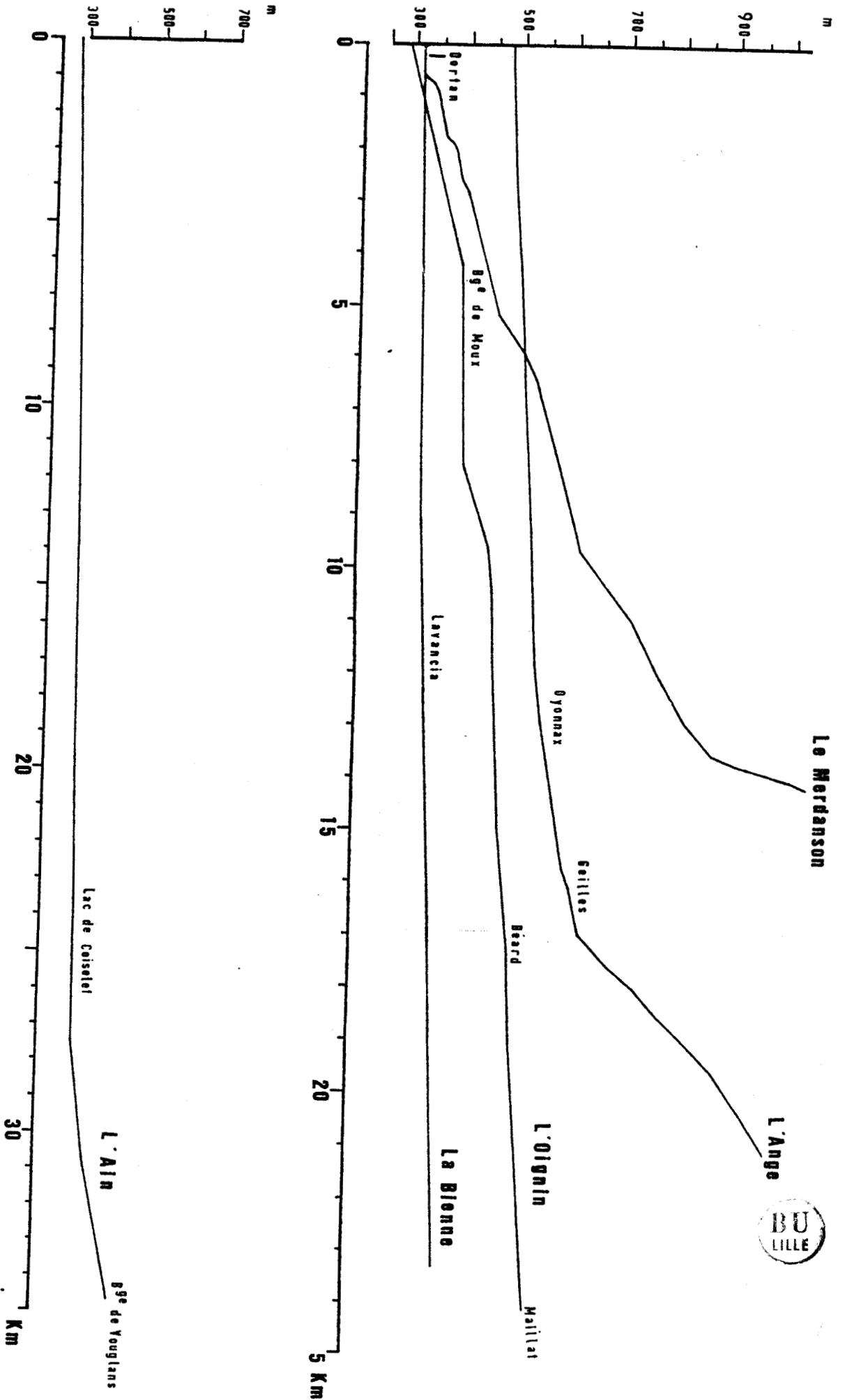


Fig. 86. — Profils en long des principaux cours d'eau



- Ensuite jusqu'à Bolozon, la pente est très faible et régulière: 0,1 %. Les profils en long des affluents de l'Ain sont différents:

- * La Bienne traverse le Jura central par un tronçon à tracé monotone (Fig. 86); à profil régulier et à pente très faible (0,09 %) et ~~un~~ uniforme. On peut remarquer un très léger ressaut dans les gorges juste à l'amont de Lavancia.
- * L'Oignin marque nettement 2 ruptures (Fig. 86):
 - De Maillat jusqu'au NW d'Izernore, la pente est de l'ordre de 0,5 %, puis un ressaut juste en amont de l'usine électrique des Tablettes où le cours s'enfonce dans des dépôts quaternaires (3 %).
 - La pente devient très faible et régulière (barrage de Moux) puis s'accélère jusqu'à la confluence avec l'Ain (2,8 %).
 - Une autre rupture non négligeable apparaît à Béard où l'Oignin franchit un vallum morainique et s'enfonce dans la roche en place.
- * L'Ange marque 3 profils distincts (Fig. 86):
 - à l'amont de Geilles (combe d'Apremont) les pentes sont très fortes: 8,5 %.
 - Entre Geilles et Oyonnax (traversée du flanc W de l'anticlinal d'Apremont), les pentes sont grossièrement de l'ordre de 1,6 %.
 - L'arrivée dans le bassin d'Oyonnax se marque par une rupture de pente; (il en est de même pour la Sarsouille); dans le bassin, la pente est plus faible et régulière: 0,4 %.
- * Le Merdanson montre un court tronçon à pente plus forte (Fig. 86):
 - Des pentes très fortes dans la partie la plus haute: 22 % puis 6 % jusqu'à l'amont d'Arbent.
 - une rupture de pente à Arbent; le profil est plus équilibré: 0,9 %.
 - un ressaut dans les gorges à l'W d'Arbent (5,8 %)
 - enfin 3 ressauts avant la confluence avec la Bienne.

2) Les courbes de vallées et le modelé des talwegs.

La dissection du relief par l'hydrographie a depuis longtemps préoccupé les géomorphologues. H. Baulig (1925) puis G.H. Dury (1951) avaient défini "une surface fictive à partir de la topographie où une partie des interfluves était systématiquement éliminée". La technique graphique consiste à relier par des tracés rectilignes tous les points de même cote des fonds de talwegs (R. Prud'homme 1970, 1972, R. Prud'homme et M. Vigneaux. 1970, J.J. Naudin et R. Prud'homme 1971).

La carte ainsi obtenue (carte des courbes de talwegs) permet quelques observations sur l'activité et le stade de l'érosion, traduites en termes de dureté et de résistance à l'érosion. "une convexité tournée vers l'aval traduit le fait qu'il y a un surplus de matériau à éroder, donc que la vallée est relativement inactive par rapport en particulier aux vallées où toutes les courbes dessinent des angles dont la convexité est tournée vers l'avant" (J.J. Naudin et R. Prud'homme 1971. p.129, J.J. Naudin 1971). Les figures 87 et 88 illustrent les différentes combinaisons que peuvent présenter les courbes de talwegs.

L'application de cette méthode sur la région d'Oyonnax permet une cartographie schématique des formations résistantes et des obstacles au creusement et de déduire le contrôle structural (Fig. 89). Les bancs durs figurent mieux sur les anticlinaux que sur les synclinaux; ceci étant dû à la présence de dépôts quaternaires qui tapissent les synclinaux et adoucissent la topographie. On peut noter l'existence de bancs tendres sur les anticlinaux qui forment l'ossature du relief. Ces bancs tendres apparaissent nettement sur les cartes géologiques sous forme de bandes de marnes et de calcaire marneux (Oxfordien, niveaux marneux du Malm, du Crétacé inférieur, Puberckien...) ou même de dépôts quaternaires.

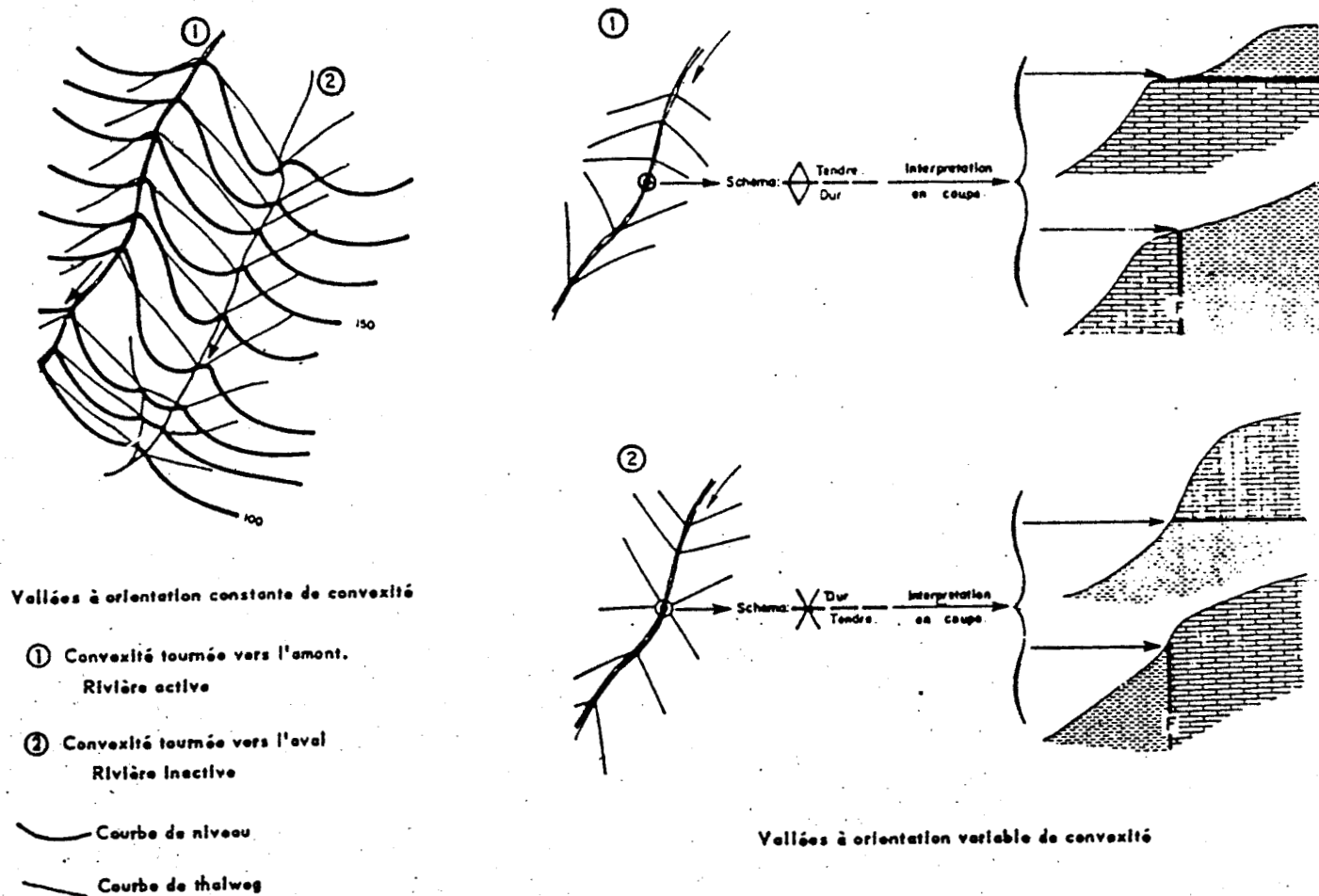


Fig. 87 - Etablissement des courbes de thalweg.

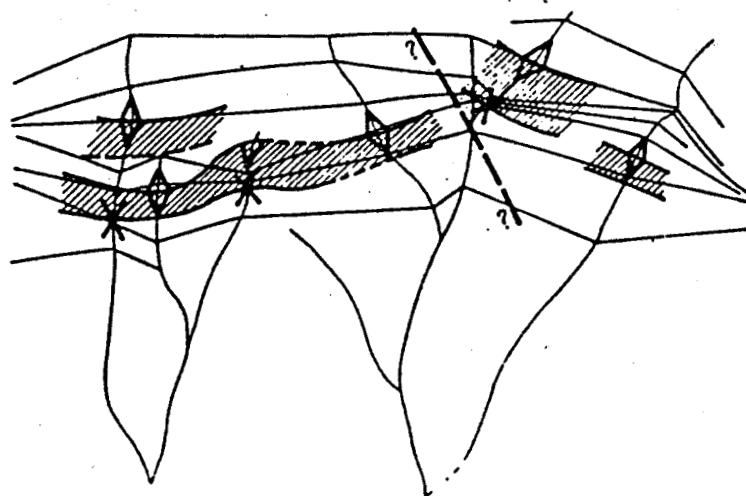


Fig. 88 - Exemple d'interprétation.

(in. J. J. Naudin et R. Prud'homme. 1971)

Interprétation.Conclusion.

Les grands traits de la structure apparaissent nettement et contrôlent l'organisation du drainage:

- train de plis anticlinaux et synclinaux N 20 E à N 40 E.
- failles longitudinales et transversales.

L'analyse structurale cartographique fait apparaître de nombreuses anomalies dans l'organisation des surfaces, du drainage, dans les profils longitudinaux, que l'on peut attribuer au contrôle structural:

- La lithologie se manifeste par des obstacles de couches dures (Fig. 89): le Jurassique supérieur explique les ressauts de l'Ain au N de Chancia (entre les lacs de Vouglans et de Coiselet), de la Bienne au N de Lavancia, de l'Oignin (partie aval), du Merdanson à l'amont d'Arbent... et des anomalies de direction. Le Bathonien et l'Oxfordien-Argovien expliquent les ressauts de l'Ange à l'amont de Geilles; enfin les dépôts quaternaires expliquent le ressaut de l'Oignin au NW d'Izernore.

- Dans les bassins, les profils longitudinaux sont tendus et uniformes. Les cours d'eau empruntent nettement les bassins synclinaux; mais parfois ils franchissent les anticlinaux en cluses. Un autre élément à signaler est la correspondance parfaite du tronçon amont du Merdanson (combe) à une faille N-S.

L'esquisse structurale du secteur étudié montre nettement l'influence de la structure sur l'organisation du réseau hydrographique (Fig. 90):

- La chaîne des Berthiants sépare les cours de l'Ain et de l'Oignin.

- Celle des Joux blanches sépare les cours de l'Oignin et de l'Ange; la confluence entre les deux cours se fait à l'W de la cluse de Nantua dans une zone qui correspond à un ennoyement (?) de la structure.

- Il en est de même pour les chaînes des monts d'Ain et de Puthod-Echallon.

- La discontinuité des structures se traduit par des changements dans l'organisation et l'orientation des cours d'eau: dédoublement de la chaîne des Joux blanches à l'W d'Oyonnax (chaînon de Truchebeate), l'Ange coule dans le bassin d'Oyonnax

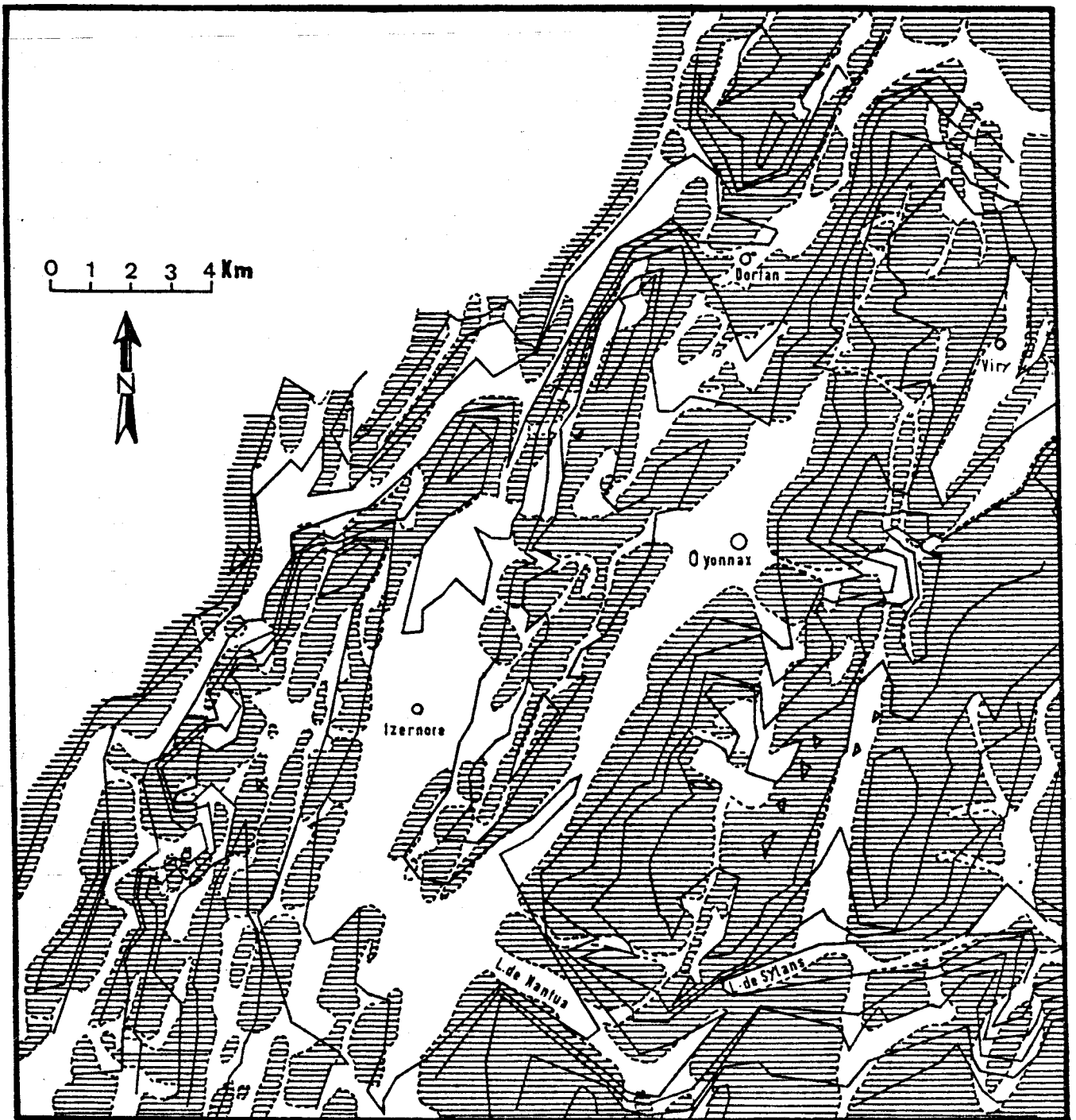


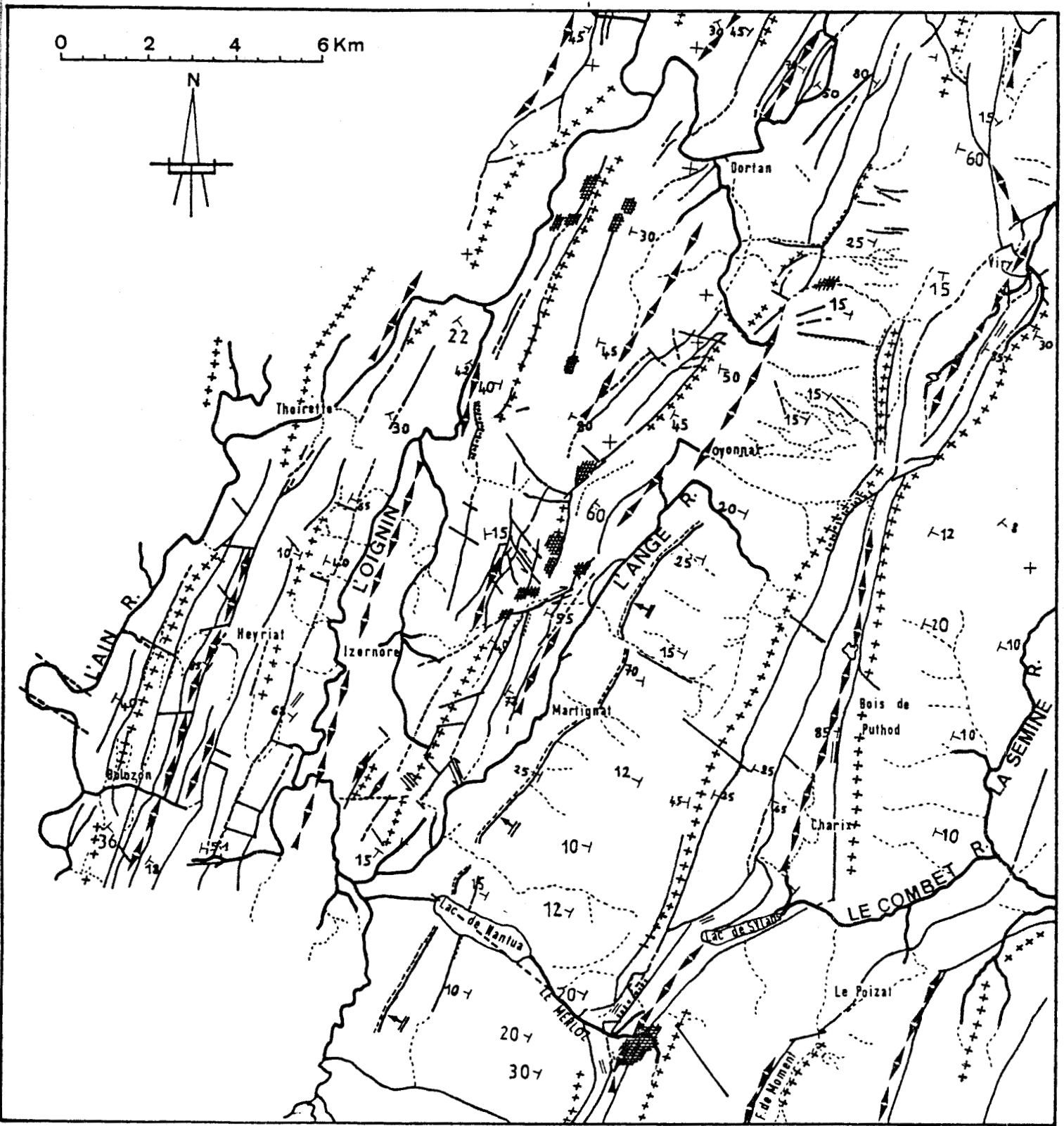
Fig. 89. REPARTITION DES BANCs DURS (HACHURES)

— COURBE DE THALWEG —

FIG. 90 . ANALYSE STRUCTURALE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

- Réseau perenne
- - - Réseau temporaire et sec
- ++ Axe anticlinal
- synclinal
- Faille
- supposée
- Flexure
- Zone broyée

- Lac
- Chevauchement
- ≡ Decrochement
- T 30 Pendage avec sa valeur
- + Couche horizontale
- = " verticale



vers le sud, le R^{au} de Maissiat coule dans le bassin de Mons vers le Nord; pincée de la Forêt d'Oyonnax, le R^{au} de Charix coule vers le sud et celui de Longviry vers le nord; les deux cours d'eau coulent dans un même bassin dans des sens différents. Il en est de même pour l'Ange et l'Oignin.

- Le franchissement des anticlinaux par des cours d'eau (cluse) ne se traduit pas toujours par des ruptures de pentes (cas de l'Ain: cluses de Coiselet-Coisia, de Thoirette, et de la Bienne: cluses de Vaux-les-S^t-Claude, de Dortan-Chancia), contrairement à l'Ange et le Merdanson qui drainent des combes et coupent les anticlinaux en demi cluses; les ruptures de pente sont très nettes à l'entrée dans les bassins synclinaux.

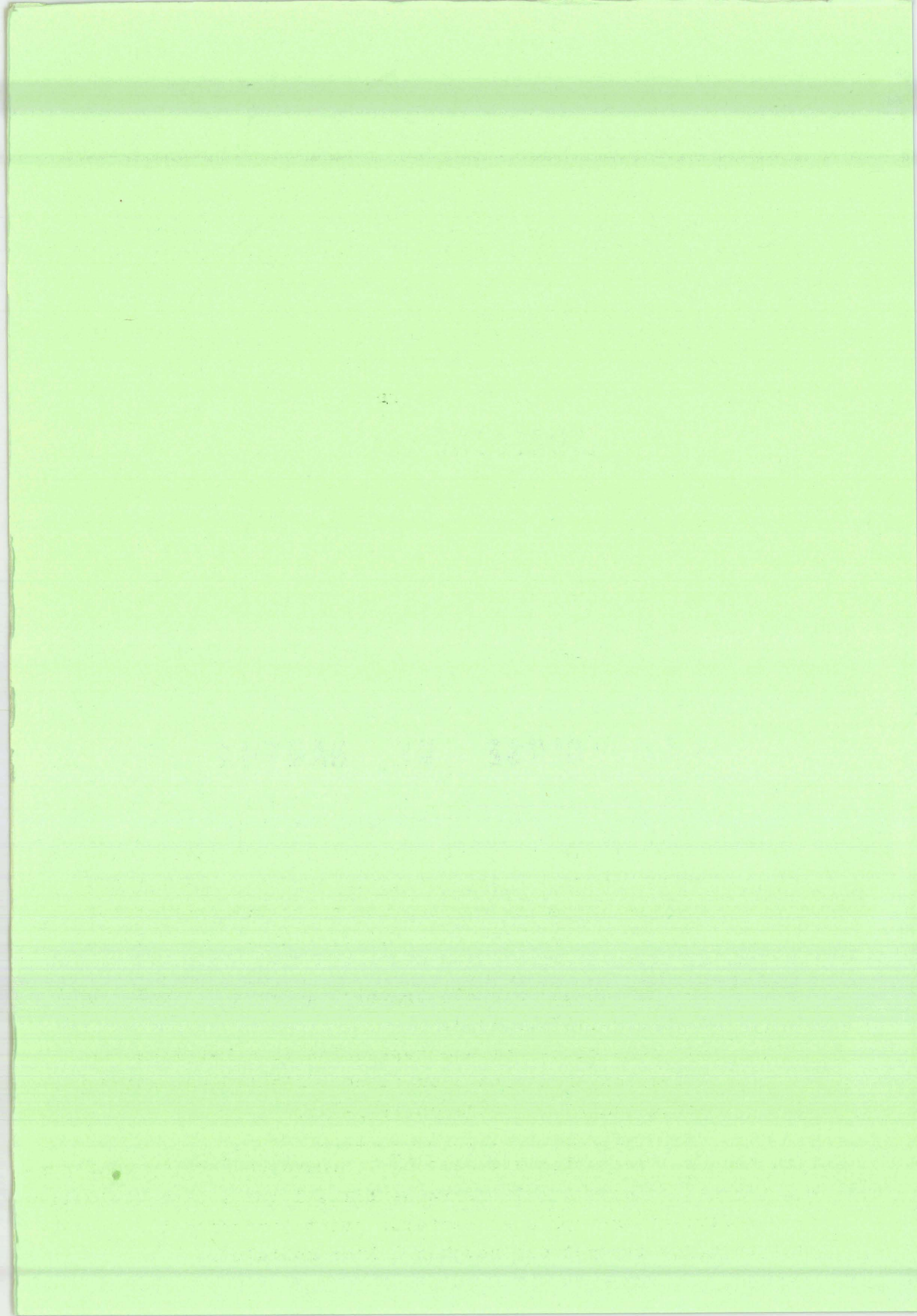
Quoiqu'il en soit, ces cluses sont le plus souvent dues à des discontinuités structurales (cf. Chap. suivant).

- Le renversement de drainage au Pliocène supérieur dans la cluse de Nantua (et même dans tout le Jura au Pontien) est dû à la structure.

- D'autres anomalies d'ordre structural se marquent par des méandres (ceux de l'Ain au N de Vouglans et à Bolozon), des brusques coudes ...

CHAPITRE III

LA CLUSE DE NANTUA



I. Généralités.

La cluse est un phénomène complexe qui a fait l'objet de nombreuses études concernant sa genèse, ses modalités, son age... Plusieurs définitions ont été avancées; en voici quelques unes.

I.1. Quelques définitions.

Cluse ou clue en provençal; du latin clusa.

- 1)- "Les cluses ou gorges qui traversent une chaîne de part en part..." (J.Thurmann 1836.P 8).
- 2)- "... des cluses, c'est à dire des coupures transversales, établies aux points les plus bas des bourrelets anticlinaux, permettent à certains cours d'eau de traverser les plis saillants". (A.de.Lapparent. 1898.P 126).
- 3) "De courtes percées transversales (note: au travers des chaînons), cluses/gaps/Quer-, Durchbruchtäler, Klusen, correspondant aux lacunes entre les anticlinaux ou aux abaissements d'axe, par où s'échappe une partie du drainage". (H.Baulig.1956, ch.494 P.140).
- 4) "cluse: passage d'une rivière à travers un mont" (M.Derruau.1956 P 302, 1974.P 345).
- 5) "A water gap is a geomorphic term for a short gorge or a valley cut by a river through a resistant ridge or mountain range" (Rh.W.Fairbridge.1968).
- 6) "Certaines rivières traversent les monts. Du fait du relief, la vallée devient alors particulièrement profonde, et, dans les couches dures, étroites. Elle forme une gorge. C'est une cluse". (J.Tricart.1968.P 130 , cf aussi P 182).
- 7) "Le passage bas qui traverse un mont est une cluse (P.George.1974.P 333).
- 8) "Une cluse est une dépression topographique due à l'érosion, tranchant d'un flanc à l'autre une structure anticlinale" (M.Monbaron.1975.P.5).

Nous tenons à remercier vivement M^r J.L.Mansy, maître de conférence à l'UER des sciences de la terre de Lille I, qui a bien voulu lire ce chapitre et en expliquer certains points (présentation stéréographique, rabattement des couches à l'horizontale).

Sans multiplier ces définitions, nous pouvons dire que celle de M. Monbaron, essentiellement descriptive, les résume toutes (Fig. 91.)

A côté des cluses, on trouve d'autres formes apparentes: ruz (ou demi cluse). Ces entailles recoupent transversalement un flanc d'anticlinal. Elles sont nombreuses dans notre secteur et prennent des formes différentes (D. Barsch. 1969). Leur étude paraît très importante mais malheureusement elle demande beaucoup de temps pour les mesures des fractures et le traitement. Avant d'aborder la cluse de Nantua, nous allons faire une synthèse sur la genèse des cluses.

I.2. Le point de la question.

Chaque géographe ou géologue qui s'est penché sur les paysages calcaires plissés (Jura, Préalpes, Moyen Atlas) s'est trouvé aux prises avec ces manifestations naturelles (cluses) et a tenté d'exprimer son point de vue sur ce problème. Il n'est pas question d'exposer celui de chaque auteur. Contentons-nous de citer les principales théories sur cet énoncé.

I.2.1. L'épigénie.

Deux mécanismes peuvent l'expliquer.

- L'antécédence.

Les cours d'eau se sont mis en place avant les mouvements tectoniques et s'enfoncent lentement sur place en coupant les anticlinaux au cours de leur édification, tout en gardant leur direction primitive (ex. L'Ain, La Meuse dans les Ardennes (J.W. Powel. 1875); La Moselle en aval du confluent avec la Meurthe...).

Cette modalité a été proposée pour le Jura par A.F. Foerste (1891).

("The chief streams of the Bernese Jura follow consequent synclinal valleys for the most part; but they frequently pass from one synclinal valley to another by transverse cirques, which seem to be persistent courses of streams that flowed here antecedent to the folding of the region..." (A.F. Foerste. 1891. P 417)). Dès lors plusieurs auteurs ont admis cette théorie et l'ont appliquée dans le Jura (Ed. Brückner. 1898, M. Lugeon. 1901, F. Machacek. 1905, A. Heim. 1919, R. Elbert. 1920. E. Schlaich. 1934, E. Schwabe. 1939,

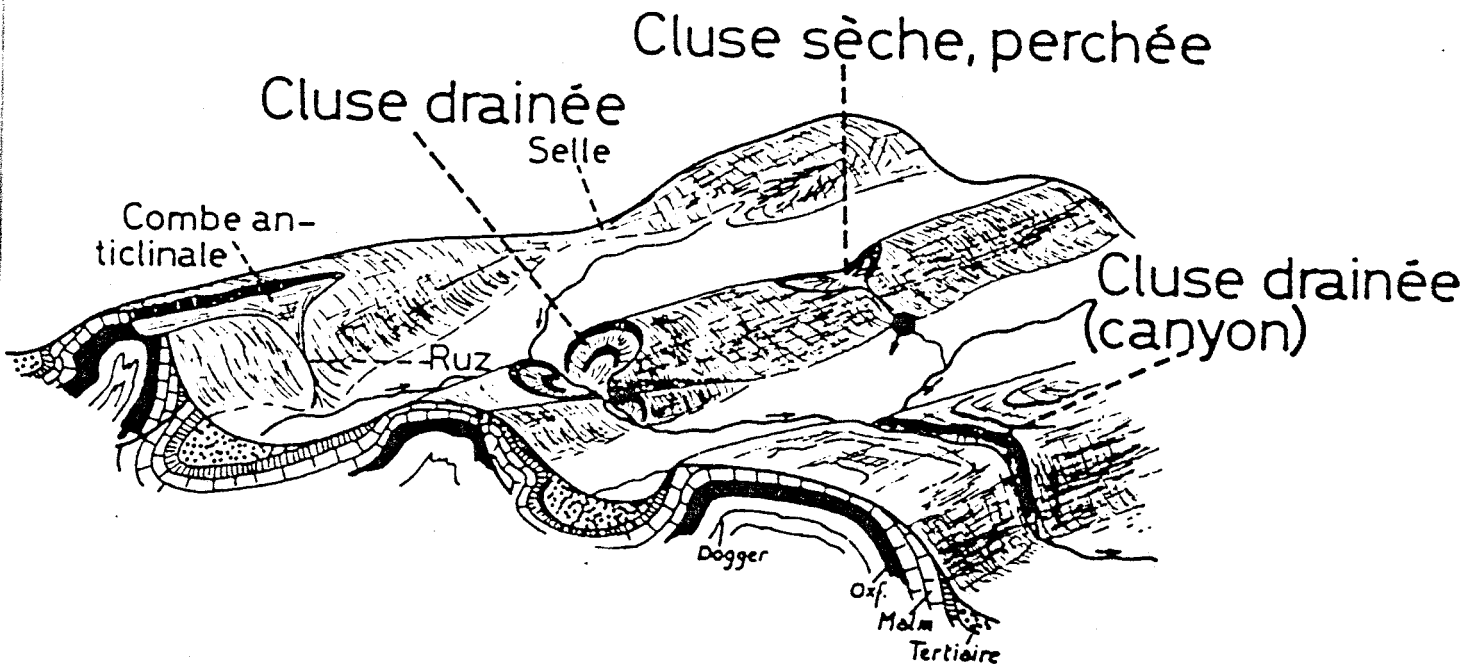


Fig. 91
 Bloc-diagramme schématique, représentant les principaux types de cluses. (in M. Monbaron. 1975).

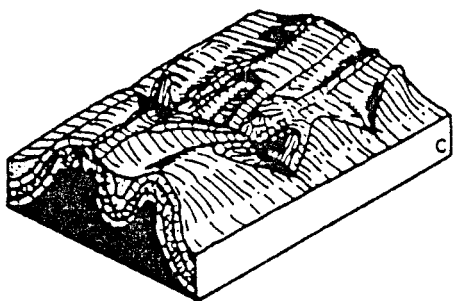
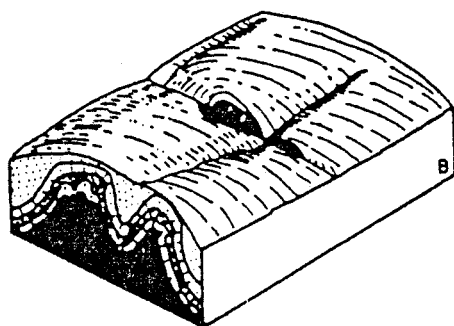
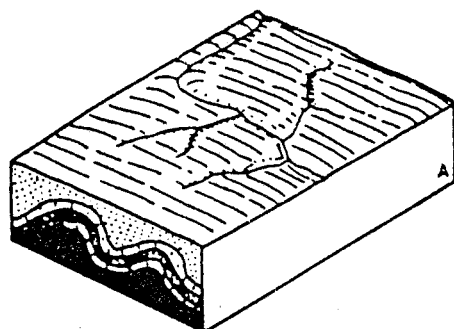


Fig. 92 . La surimposition, selon Vosseler (1947)

E.Erzinger.1943,G.Bloch.1946,H.Liniger.1953,D.Barsch.1969).

L'antécédence peut effectivement se produire.(Par exemple, le tracé aberrant de l'Ain s'explique par ce mode). Elle ne constitue pas un accident de l'évolution,comme le pensaient les davisienens mais plutôt la règle dans toute les zones de tectonique active (J.Tricart.1968).Elle est fréquente dans toutes les chaînes de montagnes et les auteurs l'ont nettement exprimée depuis sa formulation.

La surimposition.

Les cours d'eau coulaient sur une topographie déjà en cours de dissection (ou sur une surface d'érosion:G.Maw.1866) et se sont enfoncés petit à petit en conservant là aussi leur direction primitive (surimposition progressive de J.Tricart.1968.P.122).

Ce mécanisme fournit une explication commode dans les zones plissées.Mais la surimposition pure (= mise en place d'un cours d'eau sur une couverture meuble discordante (Tertiaire) qui masque les terrains plissés sous jacents (Mésozoïque).(M.Derruau.1974) a été peu appliquée dans le Jura.On admet plutôt l'interférence de la tectogenèse et de la morphogenèse (P.Schlee.1913, P.Vosseler.1947 (Fig.92),D.Barsch.1969).Il est parfois difficile de faire la part des deux mécanismes épigéniques,qui peuvent d'ailleurs,jouer ensemble.L'opposition entre eux posée par les davisienens est formelle.En fait,le plus souvent,il y a antécédence et surimposition à la fois.Ce n'est qu'en phase terminale que diffèrent les deux mécanismes.Dans l'antécédence pure, le pli est affecté dès son ébauche tandis que dans la surimposition le pli n'est attaqué qu'en cours ou même en fin de surrection (J.Tricart.1968,M.Monbaron.1975).

Toutefois,les deux mécanismes n'expliquent pas logiquement la direction plus ou moins perpendiculaire des cluses par rapport aux anticlinaux (M.Monbaron.1975).Un autre problème se pose: celui de l'alignement régional de certaines cluses:Birse, Sorne (E.Schwabe.1939,E.Erzinger.1943,M.Monbaron.1975).

I.2.2. L'érosion régressive (dite parfois remontante).

L'entaille progresse vers l'amont à partir du niveau de base (d'un synclinal à travers un anticlinal).Le cours d'eau finit par capturer les eaux du synclinal amont,créant ainsi une dépression transversale.Cette érosion est très importante dans

les terrains à dénivellations brusques: failles récentes (M. Der-ruau. 1974. P.84).

Un autre mécanisme est celui de l'érosion régressive qui affecte deux ruz opposés de part et d'autre d'un anticlinal. Ce qui aboutit à l'établissement d'une cluse au profit du ruz le plus actif.

Plusieurs auteurs voient l'un des deux mécanismes la cause principale de la genèse des cluses (Fr. Jenny. 1897, F. Machacek. 1905, pour les affluents de la Birse; cf. aussi G. Bloch. 1946, A. Heim. 1919 pour la cluse de Crémines, W. Schürer. 1928 pour celles de Reuchenette et du Taubenloch.

Ce mode d'action s'effectue selon les lois élémentaires à partir de toutes les ruptures de pentes. Mais pourquoi les cluses ? La localisation des ruz dépend de certaines règles précises (proximité d'une culmination axiale par ex.) que ne suivent pas les cluses. Théoriquement, chaque ruz devrait représenter l'ébauche d'une future cluse, ou alors être la cicatrice d'une cluse avortée. Enfin les ruz opposés n'existent que rarement (M. Monbaron. 1975).

I.2.3. Les causes tectoniques.

On peut distinguer trois éléments:

- L'abaissement de l'axe anticlinal (= torsion vers le bas de l'axe d'un pli: A. Foucault et J. Raoult. 1984). Les cours d'eau auraient emprunté ces ensellements, point faible de la structure. La figure n°93 illustre cette théorie. Plusieurs auteurs admettent ce mode d'action (P. Schlee. 1913 associe surimposition et abaissement d'axe), E. Fournier. 1900, EMM. de Margerie 1909). Certains auteurs admettent le déversement des lacs occupant les synclinaux par les ensellements des anticlinaux (cdt. Barré in Gén. Berthaut. 1913). Cette théorie s'applique mal pour l'origine des cluses et l'examen de détail des cluses du Jura semble la contredire (M. Monbaron. 1975). En effet pas de trace de ces lacs dans la morphologie ni de dépôts lacustres pour en témoigner.

- Les failles.

Plusieurs auteurs attribuent les cluses à des failles ou des décrochements transverses; celle de Nantua par ex. (A. Marez. 1931, J. Lang. 1963, M. Clin et J. Perriaux. 1964). D'autres

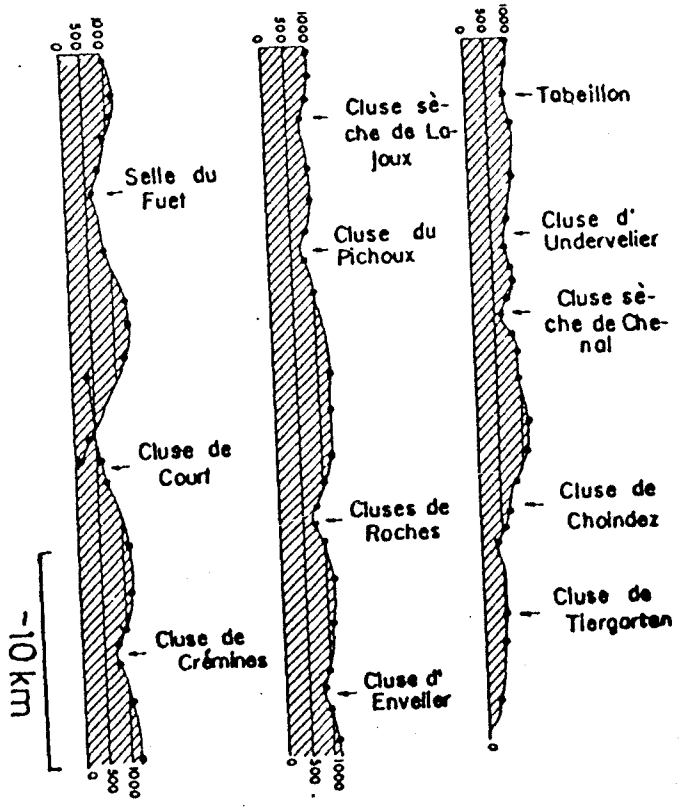


Fig. 93 . Schéma tiré de Schlée (1913), montrant la position des principales cluses jurassiennes par rapport aux ensembles axiaux.



exemples sont cités par A.Heim.1919,M.Monbaron.1975...
En réalité il est difficile de détecter ces accidents.Sur-tout plusieurs autres éléments tectoniques figurent dans les cluses et doivent jouer un rôle important,d'autre part ces failles sont le plus souvent masquées par des dépôts quaternaires.En tout cas on peut dire que l'érosion a pu exploiter facilement ces accidents (P.Chauve.1971).

- Les fractures.

Les familles de fractures ont un rôle non négligeable dans l'orientation des cours d'eau (A.Burger.1959,D.Aubert.1969,L.Kiraly et al 1971).Mais il est très difficile - en l'absence de trace - d'affirmer que ces fractures sont responsables de la mise en place d'une telle cluse.

I.2.4. La karstification.

Il est intéressant d'évoquer la karstification dans un paysage calcaire.Des cours d'eau souterrains auraient créé des cavités à l'emplacement des vallées actuelles,sapé les parois de leurs lits jusqu'à l'effondrement du toit des cavités et auraient continué à travailler comme un cours normal:"théorie de l'effondrement".(Penck in A.F.Foerste 1891,A.Hettner.1912,E.Rickenbach.1925...)Mais on peut s'interroger sur l'origine de l'ancien cours.D'autre part,il faut signaler les traces de l'effondrement puisqu'il s'agit d'un phénomène d'ampleur.Or dans la plupart des cas,il n'en est rien.

Conclusion.

L'exposé de ces théories donne une idée sur la complexité du phénomène cluse qui a suscité beaucoup de spéculations.Chaque cluse est un cas d'espèce et plusieurs auteurs ont déjà mis en garde contre la tentation de généraliser les résultats obtenus à propos de telle ou telle cluse (F.Machacek.1905,A.Heim.1919).Enfin,il faut admettre que les cluses sont le résultat de plusieurs facteurs d'ordre différent :structure,hydrogéologie,contexte morphologique et bioclimatique (M.Monbaron.1975).Après avoir fait le point sur la question,nous allons voir le cas de la cluse de Nantua.

II. La cluse de Nantua: cadre morphologique et structural.

La cluse de Nantua-Bellegarde est l'une des principales coupures du Jura. Cette percée transversale au pli se présente entre de hautes murailles calcaires. Son orientation moyenne sur la feuille de Nantua est presque E-W (N 89). Sa largeur est variable selon les lieux: plus de 700 m à Nantua, 450-475m aux Neyrolles, à peine 300 m au Lac de Sylans. (carte topo de Nantua-Oyonnax au 1/25000, Fig. 94).

Elle est composée de deux cluses proprement dites: la cluse de Nantua s.s et celle de S^t.G. de Joux-Chatillon-en-Michaille. Une troisième prête à hésitation (celle de la Tour-le Moulin de Charix). Ces cluses sont reliées entre elles par des tronçons de liaison.

II.1. Complexité morphologique de la cluse de Nantua et ses abords.

En analysant les cartes topographiques au 1/50000 et 1/25000 (Feuille de Nantua et Nantua-Oyonnax) on se rend compte facilement de la complexité du relief de la cluse de Nantua.s.l et de ses abords (cf. carte morph. de la Haute Chaîne). On peut rapidement distinguer trois ensembles de morphologie nettement différente (Fig. 95):

- à l'E, un plateau troublé par des accidents tectoniques (virgation de la forêt de Moment et les amygdales de Lalleyriat)
- à l'W, un plateau franchi par la cluse de Nantua s.s (dalle de Joux-Neuves et anticlinal d'Apremont)
- au centre, une zone à structure complexe: bord W du synclinal de Charix.

II.2. Complexité géologique de la cluse de Nantua.s.l.

L'étude géologique (carte au 1/80000, feuille de Nantua, Fig. 95) permet de définir grossièrement les grandes unités structurales, alors que la carte tectonique (Fig. 39) donne une idée sur la géométrie de ces unités. Notre intention n'est pas d'étudier en détail la structure de la cluse. Seuls nous ont retenu les points essentiels pour expliquer sa localisation. On peut distinguer quatre unités:

-La cluse de Nantua.s.s (tronçon* 13-15)

On n'observe pas de faille transversale dans la cluse de Nantua qui est couverte de dépôts quaternaires. Néanmoins des failles subparallèles apparaissent sur la rive gauche du lac (Fig. 39).

* Pour la numérotation des tronçons, voir Fig. 97 .

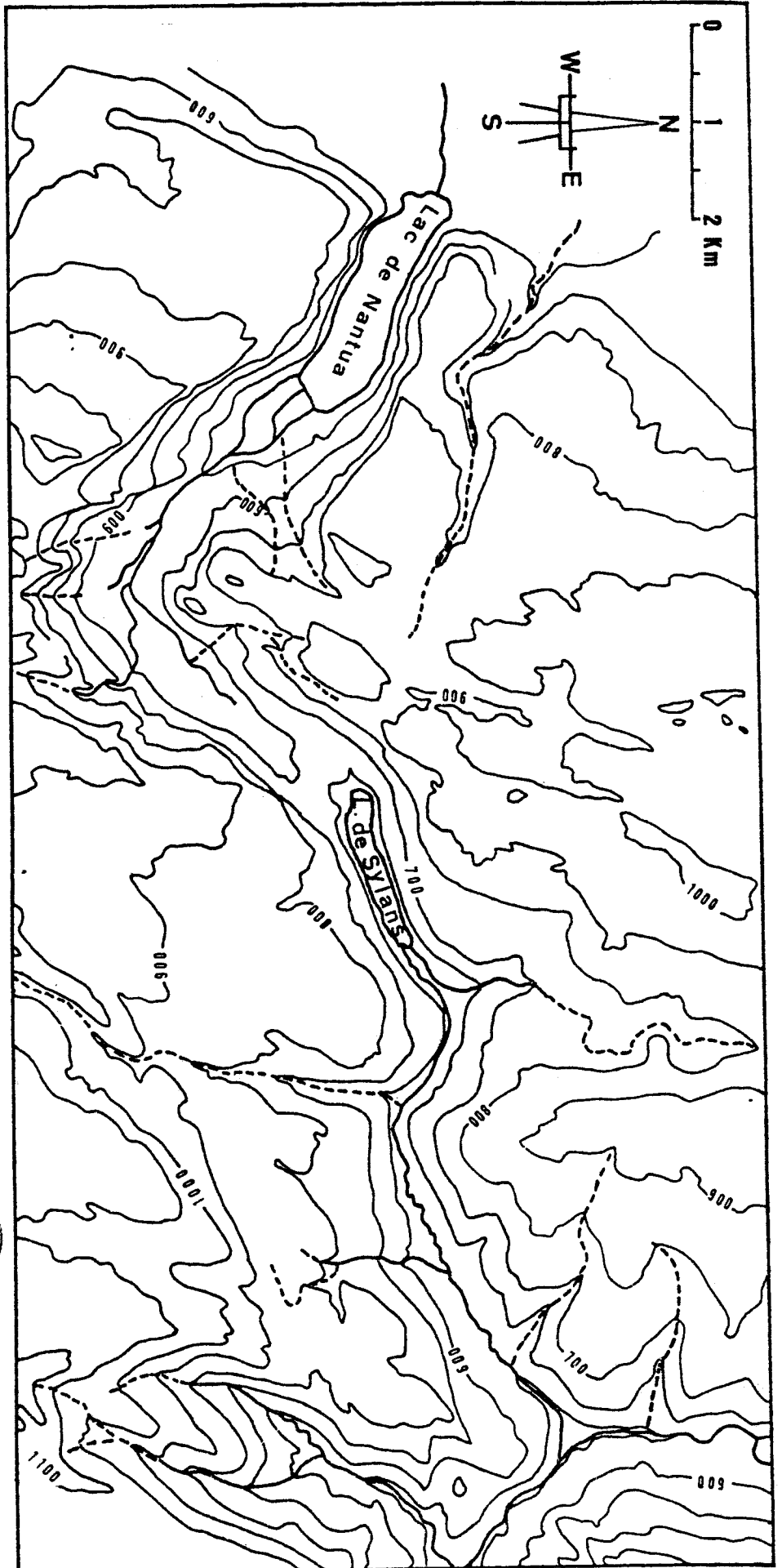


Fig. 94. Cluse de Nantua: Isohypeses et cours d'eau.

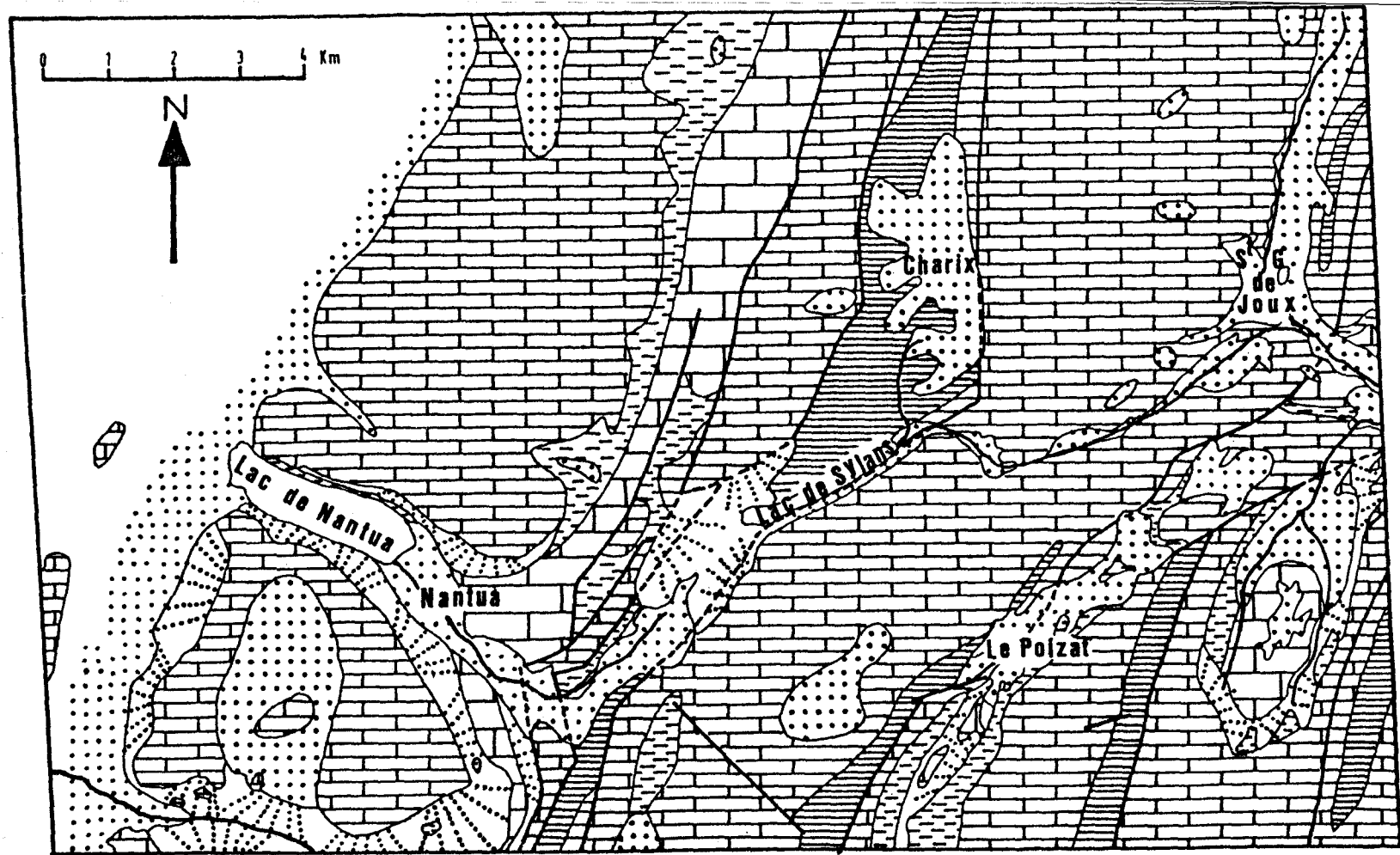


Fig.95. Carte géologique de la cluse de Nantua (d'après carte géol. de Nantua au 1/80000)



Quaternaire



Eboulis



Crétacé inférieur



Jurassique supérieur calcaire



Jurassique supérieur marneux



Dogger et Callovien



Faïlle visible



Faïlle masquée



Au S des Neyrolles, le Crétacé inférieur est intensément fracturé selon une direction préférentielle N 120 à N 140. D'autre part, argument important, la géomorphologie régionale suggère l'idée d'une double faille: les parois limitant la cluse correspondent aux deux coudes de la boucle de l'Ain à Cize (M. Clin et J. Perriaux. 1964). Il existe indéniablement des failles de même direction dans les chaînes des Berthiants et des Joux blanches.

-Les Neyrolles-Lac de Sylans. (tronçon 8-12).

Cette unité correspond au bord W du synclinal de Charix; sa direction est soulignée par des stries de friction horizontales N 40° E. Cette direction des stries peut être celle du "glissement" des Neyrolles dans un sens SW-NE et non pas NE-SW (Ibid). Pour plus de précision, voir chap. tectonique.

-Le lac de Sylans-S^t. G. de Joux. (tronçon 2-7).

Cette unité est constituée essentiellement du Jurassique supérieur, son fond est couvert de dépôts quaternaires. Elle possède la direction de l'accident de la forêt de Moment, au Poizat et à Lalleuyriat. (carte tectonique; Fig. 39).

-S^t. G. de Joux-Chatillon-de-Michaille (le tronçon en fait partie).

Ce secteur, dans son ensemble est moins rectiligne que les précédents (carte au 1/100000 feuille de Lyon-Genève). Il présente une morphologie accidentée et des structures locales complexes que l'érosion a décapées en faisant apparaître les terrains du Dogger (combe du Tacon).

En conclusion, d'après cette brève description géologique des différentes unités de la cluse de Nantua s.l., une constatation remarquable s'impose: l'origine de chacun des tronçons décrits est plus ou moins due à un accident tectonique.

II.3. Origine de la cluse de Nantua.

L'Origine de cette cluse est difficile à mettre en évidence. Plusieurs théories peuvent expliquer sa genèse: abaissement d'axe anticlinal, effondrement karstique, décrochement... Autant d'hypothèses peuvent être formulées. Il faut donc discuter chaque hypothèse. Deux hypothèses à écarter:

-Nous n'avons aucun indice d'un abaissement d'axe anticlinal de part et d'autre de la cluse.

-Rien ne permet d'affirmer l'hypothèse d'effondrement karstique (absence de toute trace de tels effondrements); la masse du Mont Cornet redressée à la verticale résulte d'un étirement par décrochement du synclinal de Charix. (Abbé. J.B. Martin. 1911, J. Lan 1963, cf. chap. tectonique). La masse qui domine la gare de Nantua est dû à un glissement le long du versant du Mont; plusieurs autres glissements marquent la cluse de Nantua (Colonne, Neyrolles...).

- Enfin, les deux hypothèses étant écartées, il paraît logique de chercher une solution liée à une faille transversale (E. Chanel. 1901, 1902, A. Marez. 1931, M. Clin et J. Perriaux. 1964). On peut donc admettre que la structure géologique a tenu un rôle d'importance dans la position de la cluse de Nantua.

III. La fracturation.

III.1. Généralités.

III.1.1 - Définition.

Les fractures sont des joints obliques ou perpendiculaires à la stratification. plusieurs figures de fracturation peuvent être distinguées: diaclases, plans de failles, plans de tassement, plans de couches...

En général, les fractures s'ordonnent en systèmes, locaux ou régionaux (L. Kiraly. 1968, M. Ruhland. 1969, L. Kiraly et G. P. Simeoni. 1971). Ces systèmes résultent des contraintes tectoniques ayant affecté les roches (J. Goguel. 1942, 1952, E. M. Anderson. 1951, M. H. P. Bott. 1959, N. J. Price. 1966, J. G. Ramsay. 1967, F. Arthaud. 1969). On peut distinguer quatre grands systèmes de fissuration (Fig. 96

- Les fissures de tension, parallèles (tension I) ou perpendiculaires (tension II) à la contrainte maximum

- les fissures de cisaillement sénestres (III) et dextres (IV), obliques par rapport aux structures; généralement, ces systèmes forment un angle de $\mp 30^\circ$ par rapport à la contrainte

Nous allons voir si la direction des tronçons de la cluse coïncide avec ces grandes familles de fractures.

III.1.2. Orientation de la cluse s.l.

L'Orientation générale de la cluse (N 89° E sur la feuille de Nantua) n'est pas significative. Le découpage en tronçons est d'une grande importance. (Fig. 97). Plusieurs fois, les

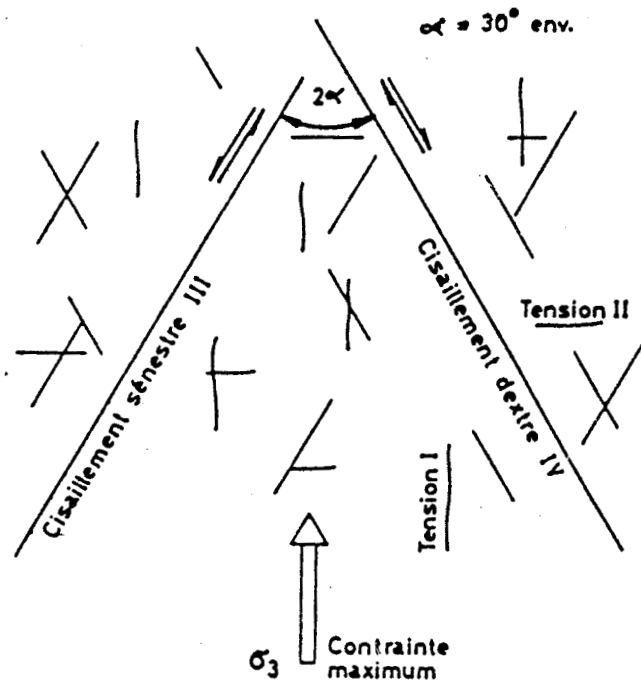
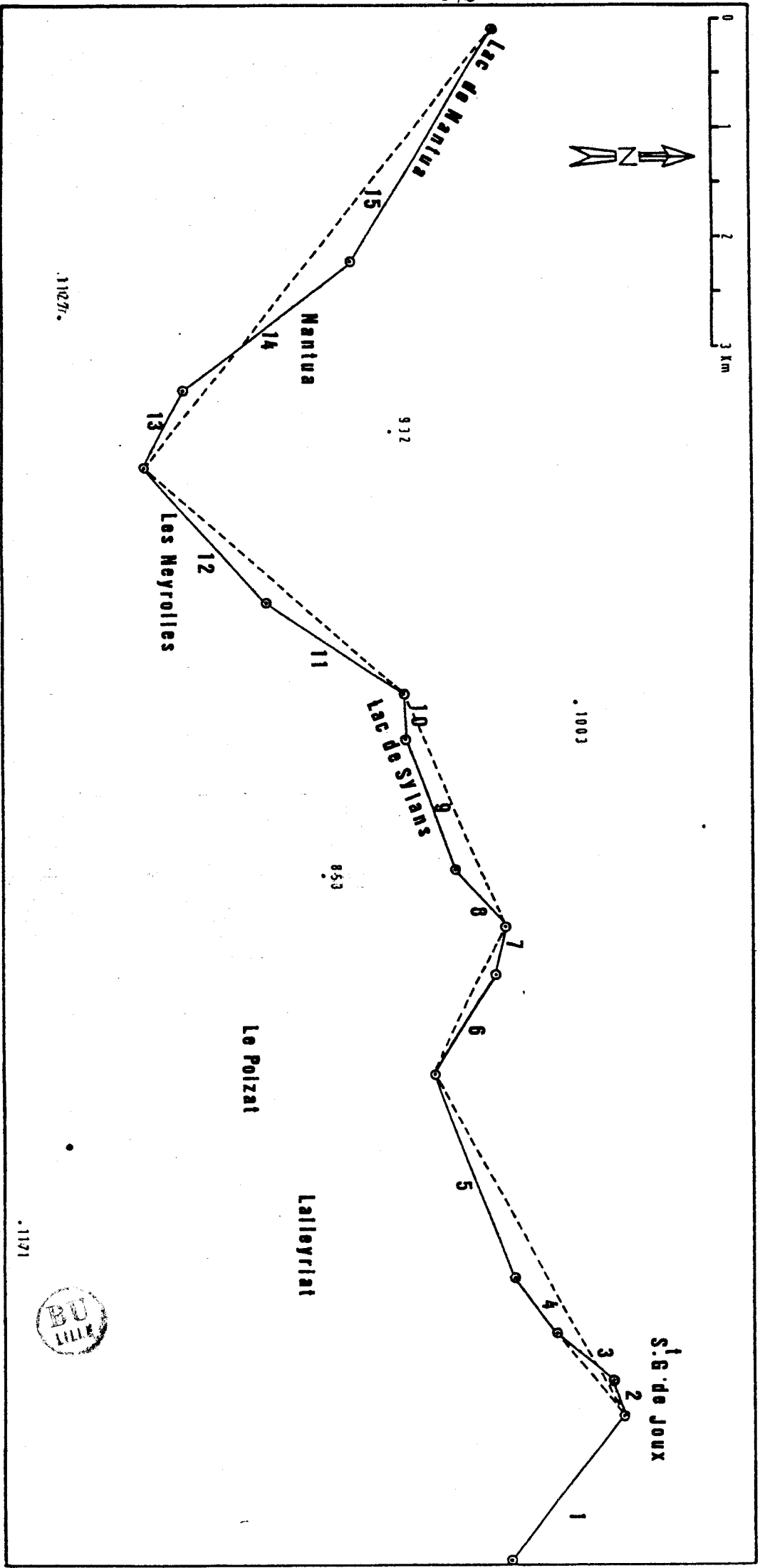


Fig.96 . Les principaux systèmes de fissuration (schéma tiré de Kiraly 1968)



Fig. 97. Orientation des différents tronçons de la cluse de Mantua.s.1





n° d'ordre	Tronçons		Tronçons groupés		Tronçons groupés		Cluse totale		Remarques
	Orientation-Longueur en m		Orientation-Longueur en m		Orientation-Longueur en m		Orientation-Longueur		
1	N 128	1700							1. Cluse de S ^t Germain de Joux-Cha tillon-de-Michaille
2	N 68	350	N 51	1600	N 61	3600			2 -5 Tronçon de liaison.
3	N 39	650							
4	N 51	650							
5	N 68	2050							
6	N 122	1050	N 115	1500			N 89	14000	6 -7 "Cluse" du Moulin de Charix-La Tour.
7	N 102	450							
8	N 46	700							
9	N 69	1300	N 65	2350					8 -12 Tronçon de liaison.
10	N 88	450							
11	N 212	1500	N 41	3150					9 -10 Lac de Sylans. 11 Pas de cours d'eau. Zone de partage des eaux.
12	N 228	1700							
13	N 298	800							
14	N 322	1900	N 308	5100					13 -14 -15 Cluse de Nantua.S.S
15	N 302	2500							

-243-

Tableau n° 21 Longueur et orientation des tronçons des
cours d'eau dans la cluse de Nantua S.I

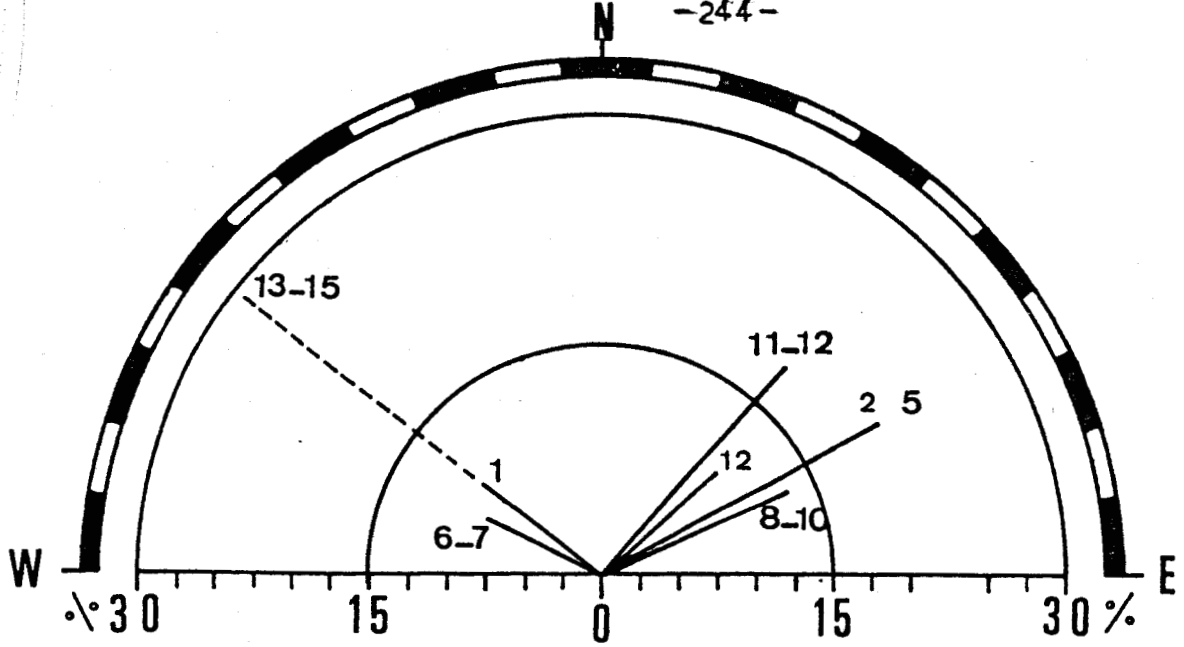


FIG. 98 .ORIENTATION ET LONGUEUR DES TRONÇONS : CF. TABL. 22 .

N°	<u>Tronçons non rabattus</u>		
	Orientation	Longueur en m	%
1	N128	1700	9,77
2-5	N61	3600	20,68
6-7	N115	1500	8,62
8-10	N65	2350	13,50
11-12	N41	3150	18,10
12	N48	1700	9,77
13-15	N128	5100	29,31
Total		17400	99,98



Tableau n° 22 . Orientation et Longueur des tronçons.

tronçons ont été regroupés (tabl. 21, 22). Nous avons exclu les divagations des cours d'eau dans les dépôts quaternaires; nous n'avons pris que l'orientation générale des (ou du) tronçons. Le diagramme (Fig. 98 .) représente la longueur et l'orientation de chaque tronçon (Longueur réelle de chaque tronçon en % par rapport à la longueur cumulée de tous les tronçons (=100%). Les différents tronçons ont été regroupés en six secteurs principaux:

- tronçon 1 (une part de la cluse de S^t.G. de Joux-Chatillon-en-Michaille).
- tronçon 2-5 (partie S de la surface structurale de Plagne).
- tronçon 6-7 ("cluse" de la Tour-Moulin de Charix).
- tronçon 8-10 (Lac de Sylans).
- tronçon 11-12 (Lac de Sylans-Les Neyrolles).
- tronçon 13-15 (cluse de Nantua proprement dite).

Après ce découpage de la cluse, nous allons étudier l'orientation des différents secteurs.

III.1.3. Méthode de travail.

Des mesures de fractures (pendage et direction) ont été effectuées dans 15 stations (Fig. 102) de part et d'autre des tronçons qui s'y prêtent. Cette étude permet de définir et de cartographier les divers systèmes de fractures et leurs rapports avec les directions des tronçons de la cluse de Nantua (Fig. 98). "Toute méthode d'analyse spatiale de la répartition des directions ou des surfaces tectoniques fait appel à la comparaison des orientations de ces surfaces par l'intermédiaire de la projection stéréographique". (Phillips. 1954). Les relevés étant effectués, on utilise le canevas de Schmidt (ou de Wulff). Les pôles des axes et des surfaces sont reportés par rapport à l'hémisphère inférieure. Pour les couches redressées, les fractures sont rabattues en ramenant la stratification à l'horizontale (P. Gruneisen. 1972, M. Monbaron. 1975, P. Bienfait. 1981, J. L. Mansy*).

Loin d'appliquer la méthode de comptage ou d'égale densité de points par unité de surface (A. N. Winchell. 1961, J. F. Turner et L. E. Weiss. 1963, A. B. Westelius. 1966, J. L. Bouchez. 1971, 1977, D. M. Ragan. 1973, Boudier. 1976, P. Vialon et al. 1976, A. Nicolas. 1984), nous avons essayé de grouper par estimation et en nous basant sur les directions dominantes, les divers nuages de points en unités.

* communication orale.

Quoique les fractures soient en général d'interprétation hasardeuse, elles peuvent être significatives surtout si elles sont associées à d'autres types de microstructures: microfailles, fentes d'extension dues à une traction, stylolites... (P. Bienfait 1981). Pour notre part nous nous sommes bornés aux seules fractures

III.2. Orientation par secteur et systèmes de fractures.

Après avoir découpé la cluse de Nantua en tronçons et défini la méthode de travail, nous allons étudier chaque tronçon et comparer sa direction avec celle des systèmes de fractures.

- tronçon 1. (cluse de St. G. de Joux).

Ce tronçon a une orientation moyenne N 128° E. L'axe du bourrelet anticlinal qu'il franchit est à peu près N 25° E. La coupure n'est donc pas perpendiculaire au pli. On pourrait penser que l'érosion a mis à profit une famille principale de fractures (Fig. 99, tabl. 23).

. Le stéréogramme 1 de la Fig. n° 100 montre des pôles de fissures dispersés. Ceux-ci peuvent être regroupés en deux directions principales: N 15° et N 90° E. Il s'agit de fractures plus ou moins perpendiculaires (tension II) et obliques (cisaillement dextre IV par rapport à la compression miocène: N 120°).

. Le stéréogramme 2 présente un axe principal N 40 (tension II) et deux autres secondaires N. 05 (tension II) et N 100 (cisaillement dextre, IV).

Ce tronçon (N 128) paraît dépendre nettement des systèmes principaux de fractures des stations 1 et 2 (Fig. rosaces).

- tronçon 2-5 (le Combet)

Ce tronçon franchit la partie S de la surface structurale de Plagne. Celle-ci est orientée N 20° E. Vers le S la structure est complexe; de nombreux accidents apparaissent (virgation de la forêt de Moment et les amygdales de Lalleyriat: cf. Fig. P. 22 in Bienfait). L'orientation de ce cours d'eau est presque parallèle à l'accident limite de la forêt de Moment (cf. Figure n° 39).

. Le stéréogramme 3 montre deux systèmes principaux: N 115 (tension I) et N 20 (tension II) et un autre secondaire N 155 (cisaillement senestre, III).

. Le stéréogramme 4 présente deux systèmes principaux

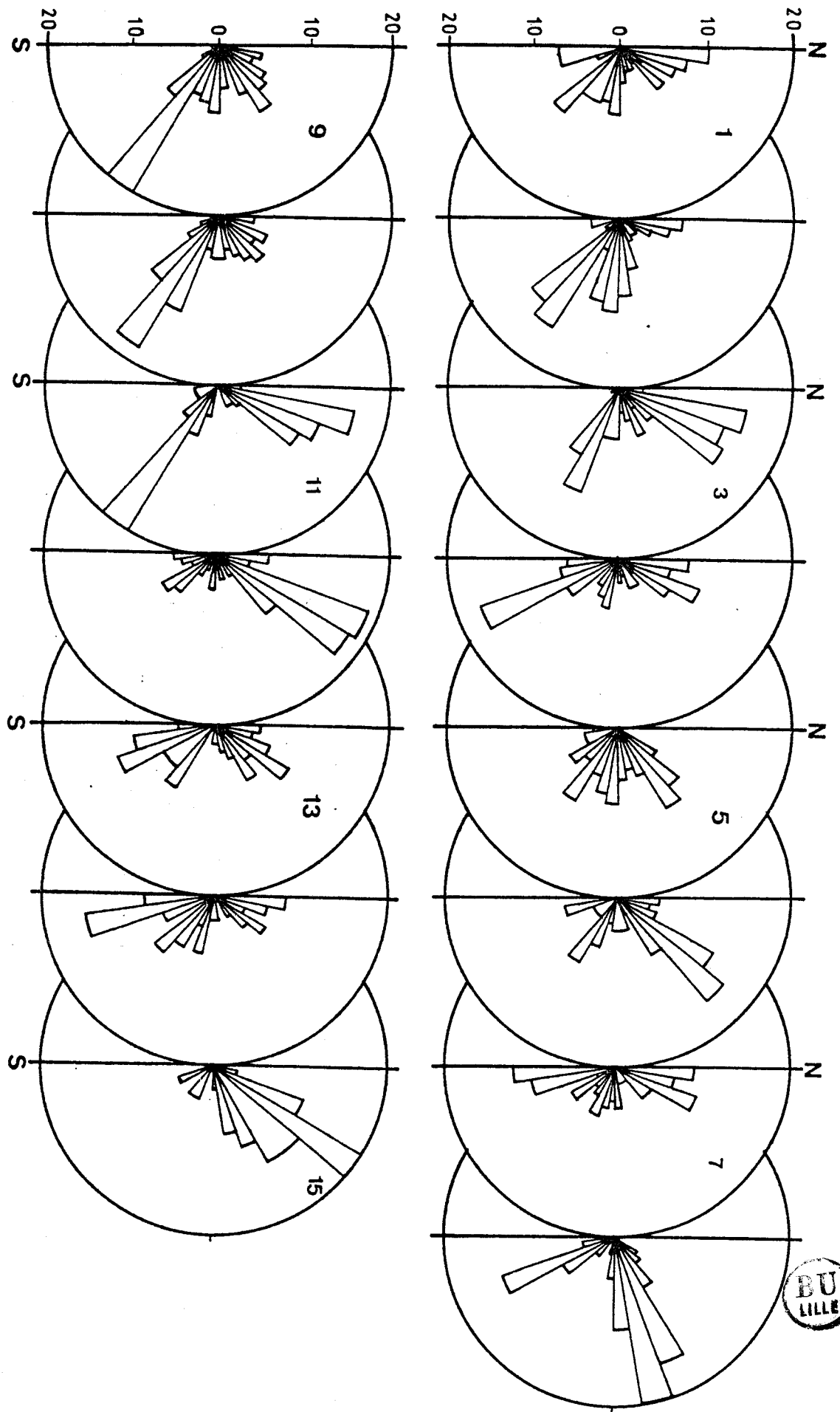


Fig. 99.—Cluse de Mantua : direction des fractures (à partir du tableau n° 23)

Direction Station	0-9	10-19	20-29	30-39	40-49	50-59	60-69	70-79	80-9	90-9	100-9	110-9	120-9	130-9	140-9	150-9	160-9	170-180	Total
1	<u>10</u>	8	7	3	6	2	3	1	4	8	6	7	7	<u>10</u>	1	3	7	7	100
2	7	6	4	0	2	2	3	6	9	11	10	4	<u>15</u>	13	2	0	3	3	100
3	3	<u>15</u>	13	14	5	3	6	4	3	6	6	13	4	1	7	17	7	6	100
4	8	6	10	7	2	4	4	2	3	1	6	5	4	1	7	4	4	3	100
5	0	1	1	5	9	<u>11</u>	6	5	6	9	8	6	10	5	3	3	6	2	100
6	5	4	5	13	<u>16</u>	8	2	4	4	4	3	6	9	3	3	2	10	<u>12</u>	100
7	9	7	10	5	5	2	2	3	5	4	5	6	4	0	7	14	4	0	100
8	1	1	0	3	4	7	16	<u>21</u>	11	5	2	1	0	1	7	1	1	1	100
9	2	5	4	6	7	9	6	1	5	8	7	6	<u>21</u>	8	2	1	1	1	100
10	4	1	6	5	7	6	5	4	5	5	4	12	<u>18</u>	10	4	2	1	1	79
11	<u>2</u>	<u>13</u>	<u>10</u>	<u>9</u>	<u>3</u>	<u>2</u>	<u>2</u>	<u>0</u>	<u>1</u>	<u>1</u>	<u>3</u>	<u>5</u>	<u>17</u>	<u>4</u>	<u>2</u>	<u>2</u>	<u>2</u>	<u>1</u>	92
12	6	4	<u>19</u>	18	9	3	1	3	2	4	1	2	3	6	7	3	4	5	100
13	<u>5</u>	<u>4</u>	<u>6</u>	<u>9</u>	<u>5</u>	<u>7</u>	<u>4</u>	<u>3</u>	<u>2</u>	<u>2</u>	<u>0</u>	<u>1</u>	<u>8</u>	<u>6</u>	<u>6</u>	<u>11</u>	<u>9</u>	<u>4</u>	100
14	8	6	4	7	5	3	1	2	3	3	7	4	7	9	2	6	<u>15</u>	8	70
15	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>8</u>	<u>15</u>	<u>9</u>	<u>9</u>	<u>7</u>	<u>6</u>	<u>2</u>	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>3</u>	<u>3</u>	<u>0</u>	<u>1</u>	<u>3</u>	<u>0</u>	<u>1</u>	70

2481

Tableau n° 23 Direction des fractures.



Les nombres soulignés indiquent les valeurs les plus élevées.
 Les nombres soulignés en tirets sont des pourcentages.

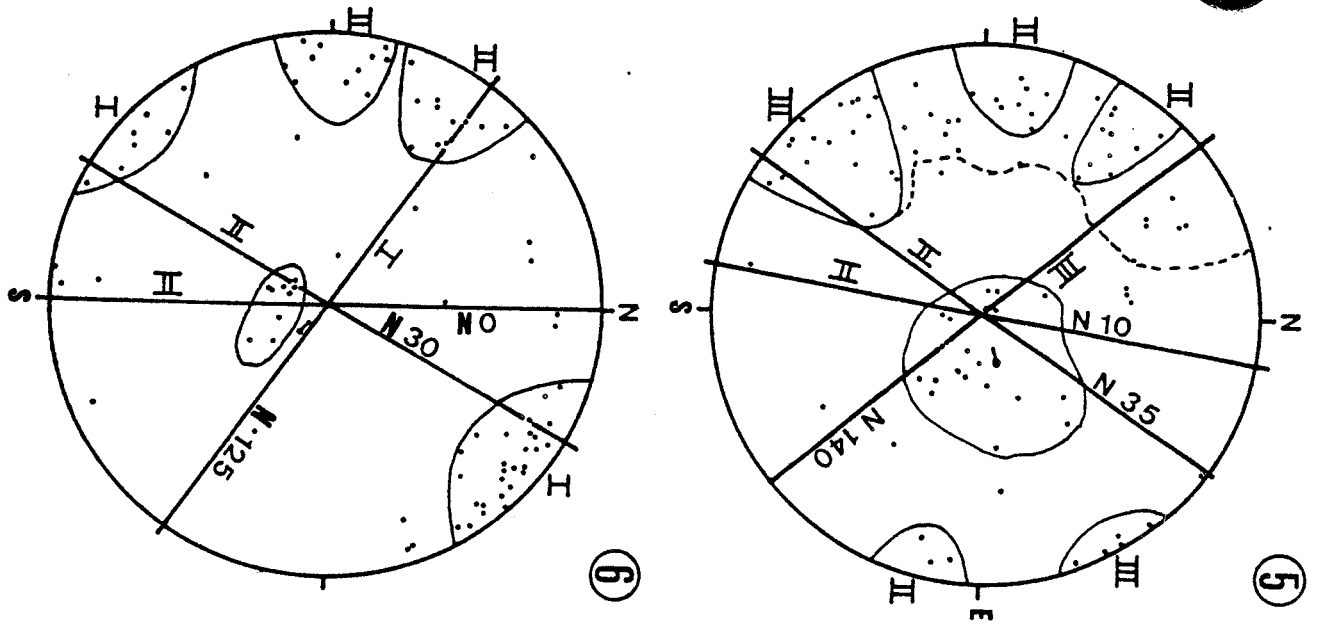
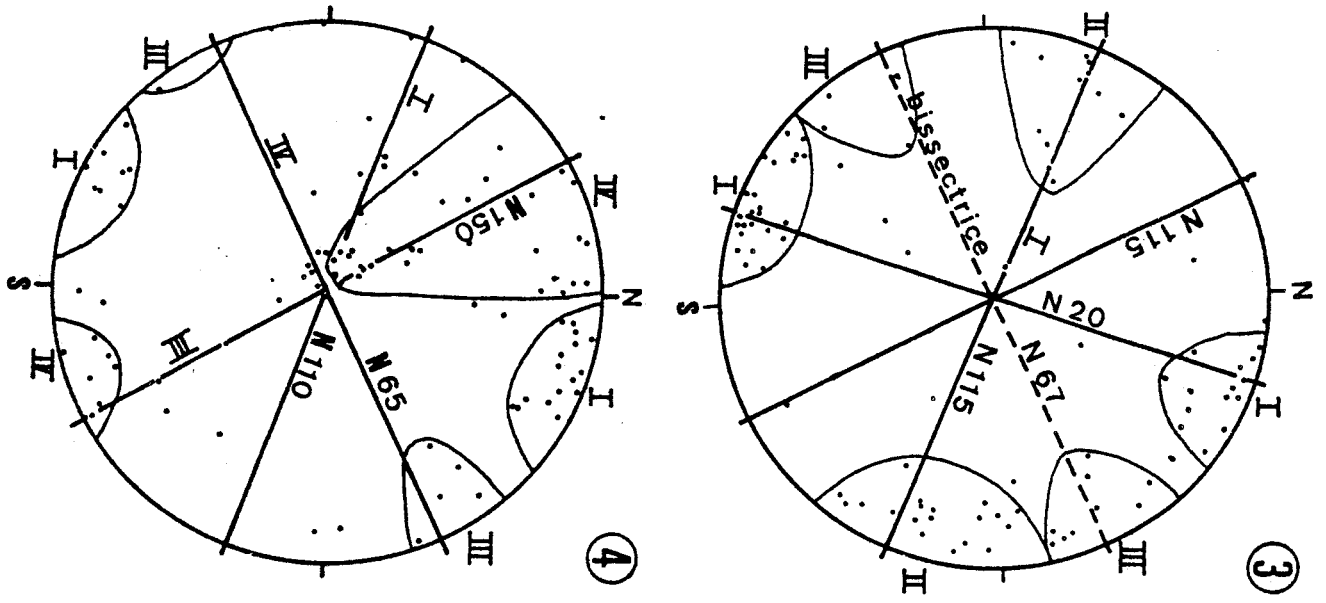
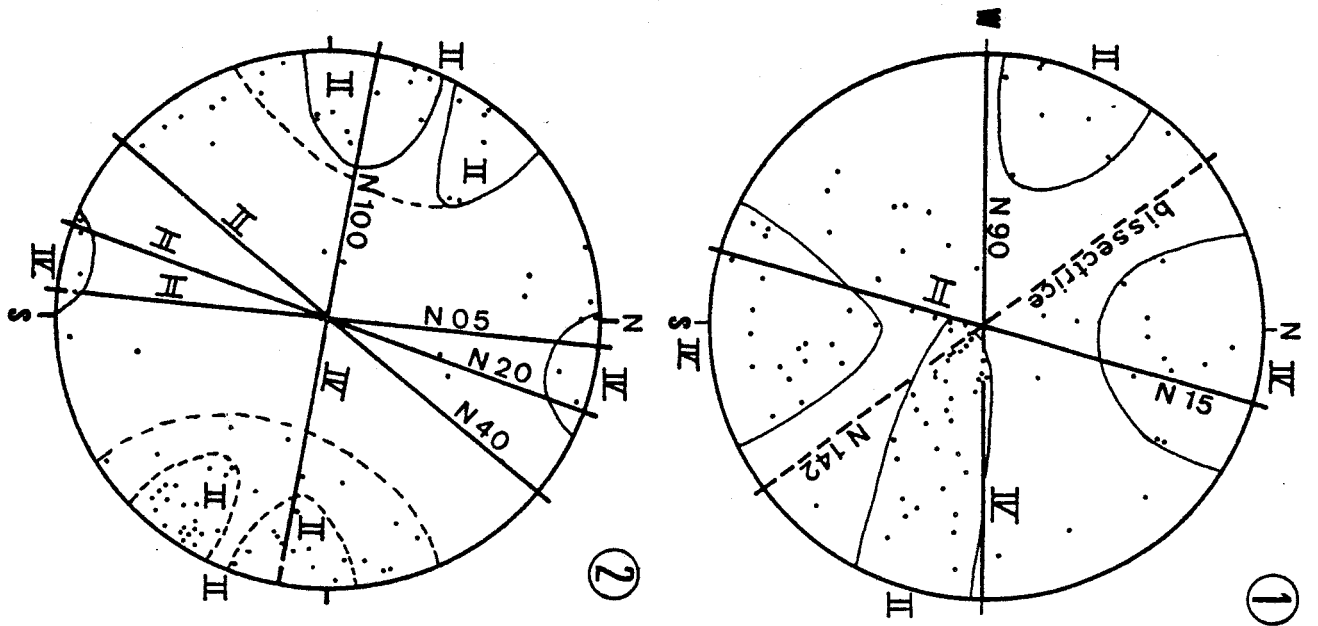
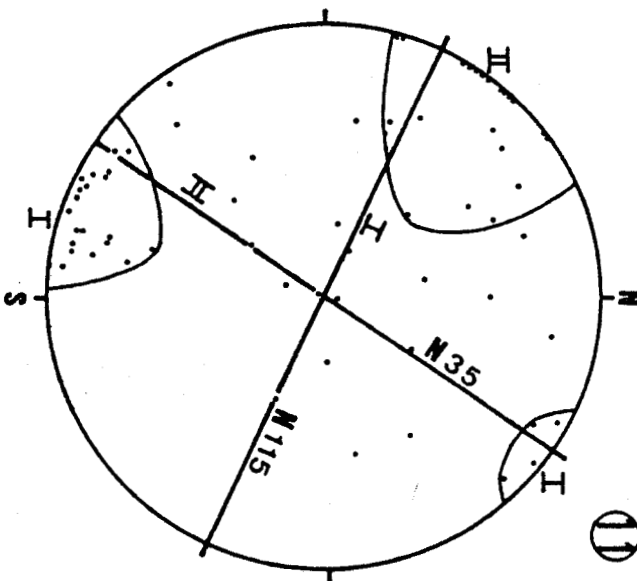
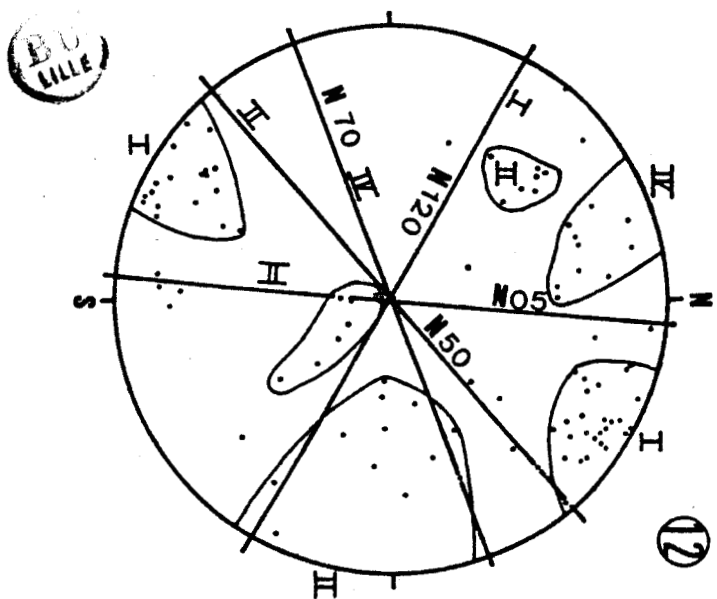
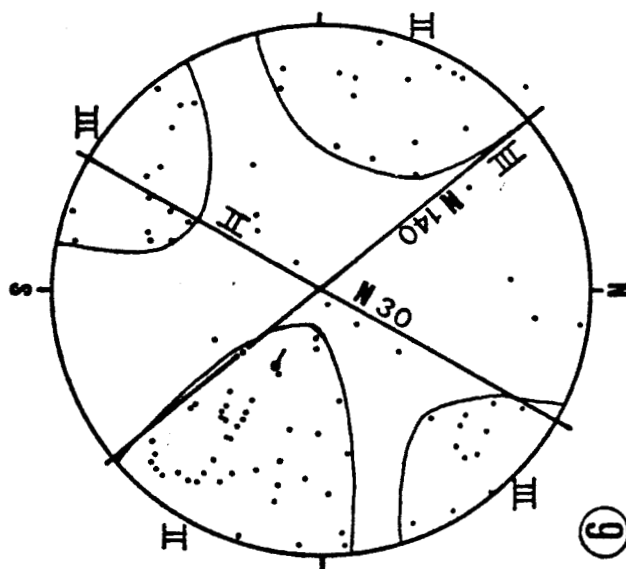
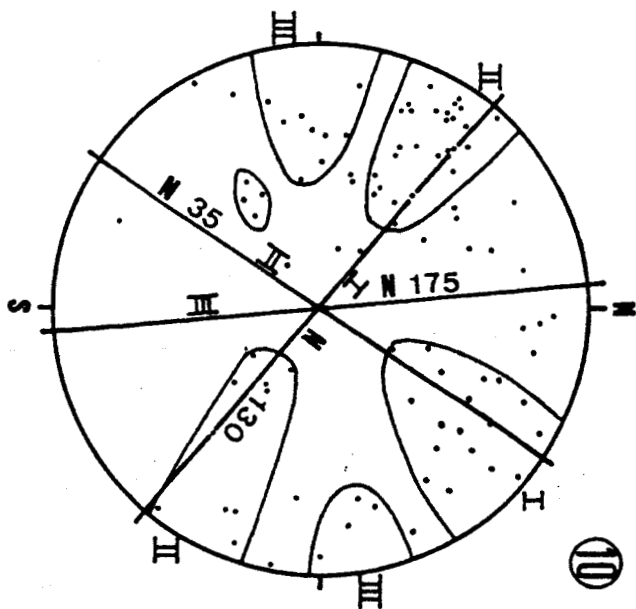
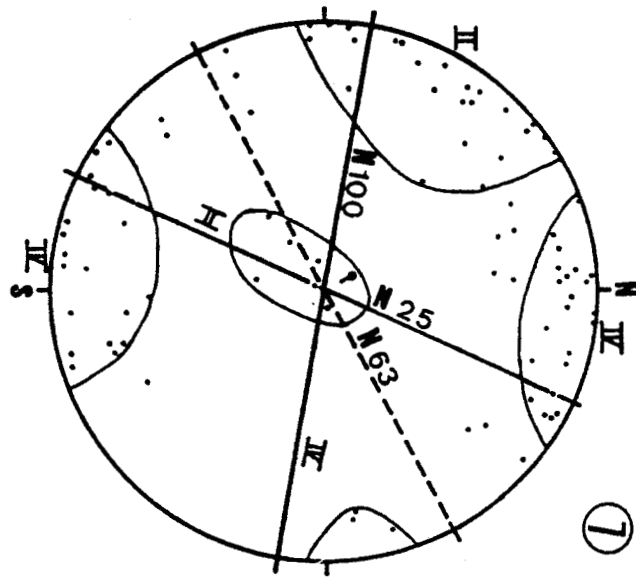
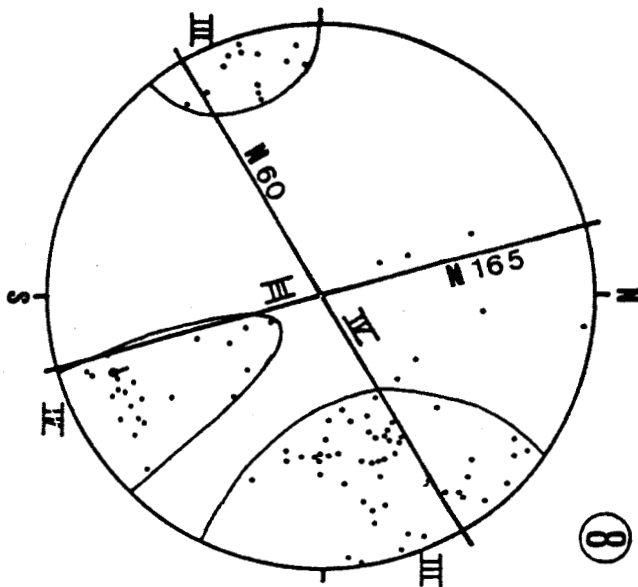
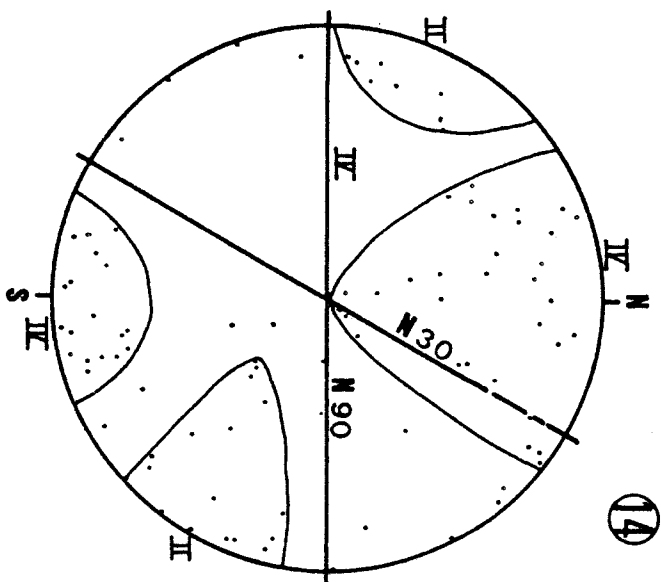
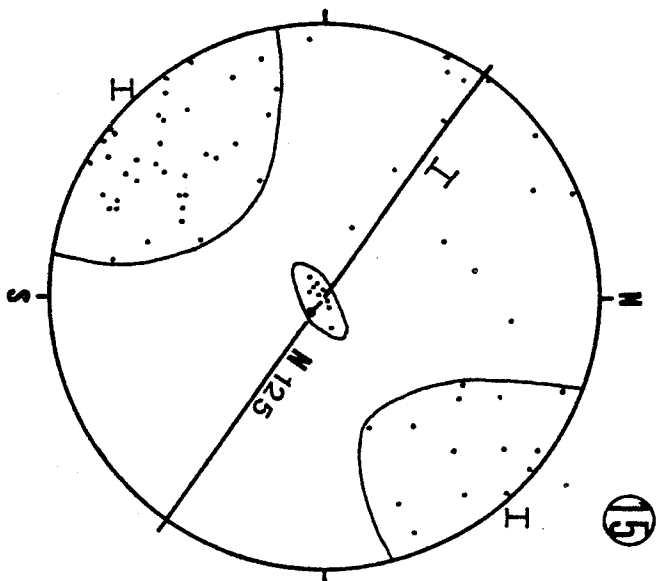
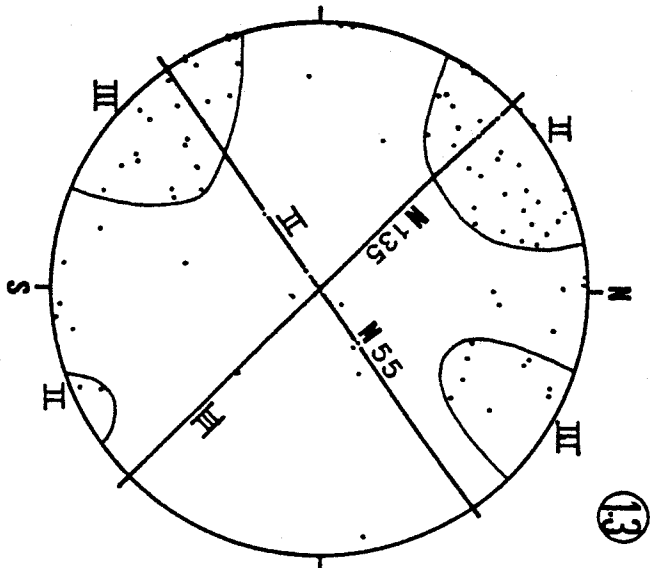


FIG. 100. PRESENTATION STEREOGRAPHIQUE DES FRACTURES:

POLES NON RABATTUS (DE 1 A 15).



BU
VILLE



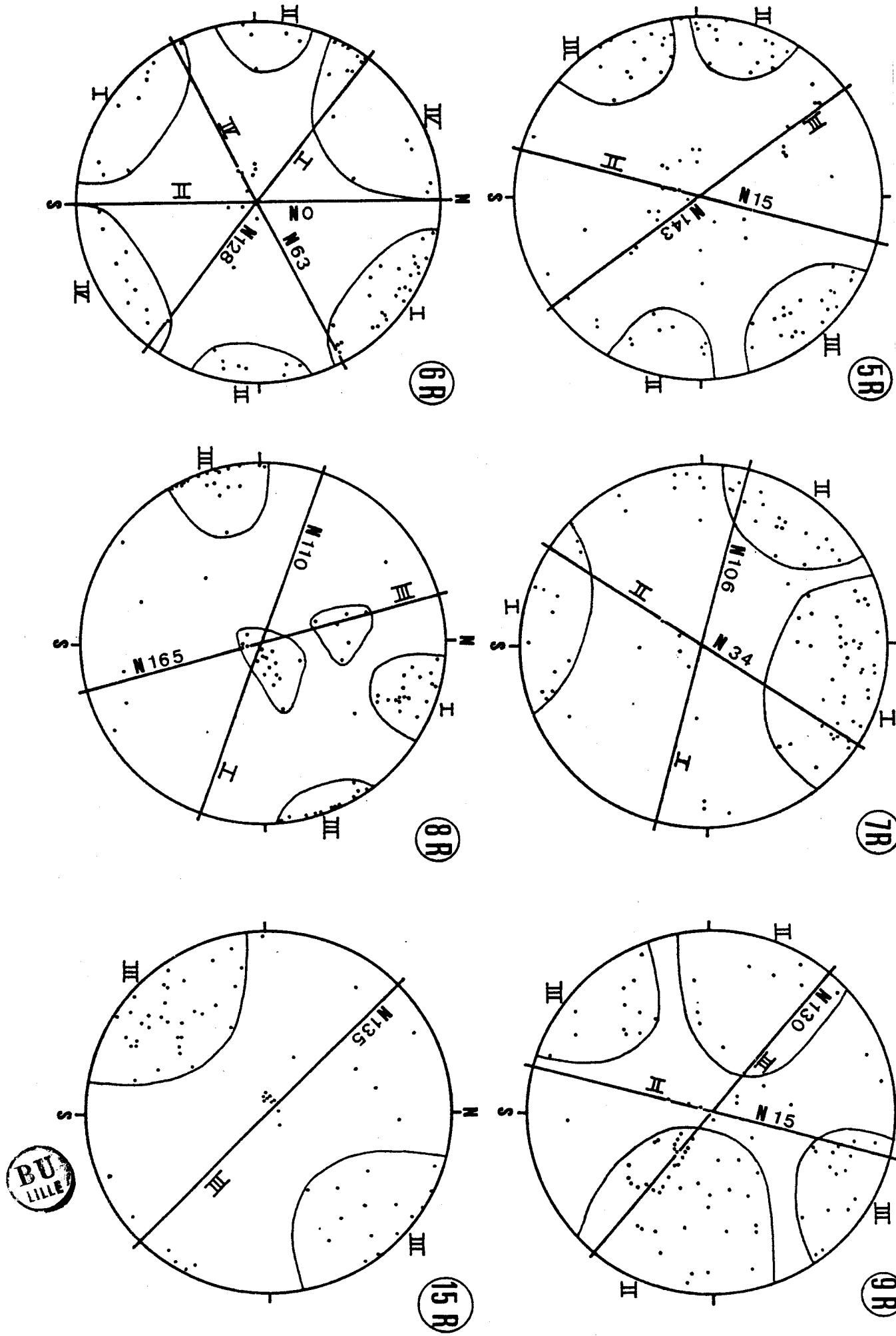


FIG. 101. PRESENTATION STEREOGRAPHIQUE : POLES RABATTUS.

N 65 (cisaillement dextre) et N 110 (tension I) et un secondaire (cisaillement semestre).

Le système principal N 65 est très proche de la direction du tronçon 2-5 (N 61), alors que les familles du stéréogramme 3 ne coïncident pas avec la direction de ce tronçon. C'est plutôt la bissectrice des deux axes N 115 (tension I) et N 20 (tension II) orientée N 67 qui lui est proche. Aussi, cette bissectrice est-elle très proche de l'accident de la forêt de Moment orienté N 70°. Sur les figures 99 et 102, c'est le système secondaire de la station 3 qui correspond à ce tronçon.

- tronçon 6-7

Comme pour le tronçon 2-5 la direction de la structure est difficile à préciser: N 20 vers le N (dalle structurale de Plagne), et N 45 vers le S et le SE; ce tronçon prête à hésitation, s'agit-il vraiment d'une cluse? M. Clin et J. Perriaux (1964) le rattachent au tronçon décrit ci-dessus: 2-5 (lac de Sylans-S^t.G. de Joux). Il est nécessaire de le prendre indépendamment du tronçon 2-5 car il présente une toute autre direction (N 115).

• Les stéréogrammes 5 et 6 ont des axes de directions différentes de celle du tronçon 6-7; ce sont les systèmes principaux 2 (Fig. 99, 102) qui coïncident le mieux avec cette direction.

- tronçon 8-10 et 11-12.

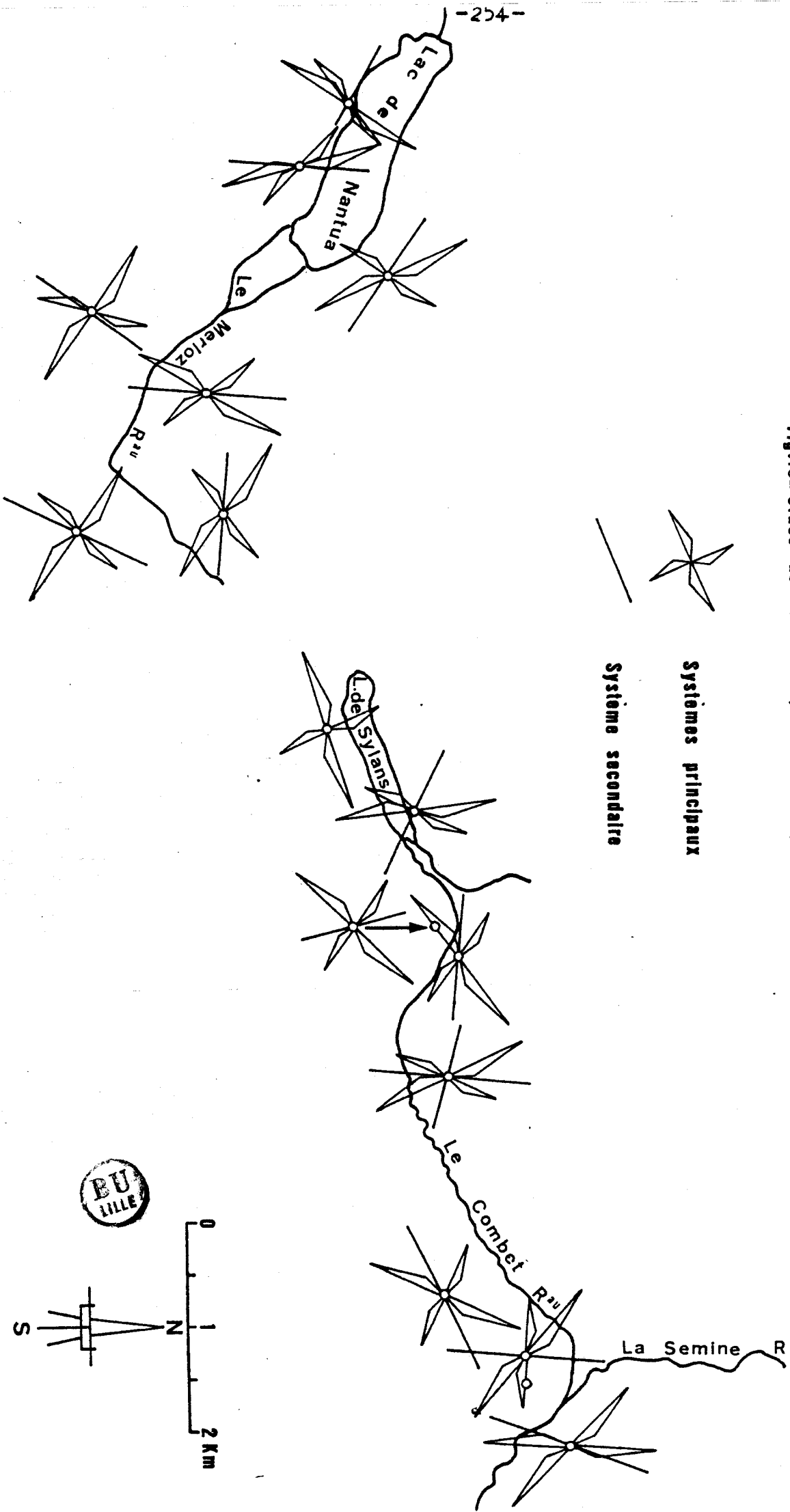
Le synclinal de Charix prend entre le lac de Sylans et les Neyrolles (bord W du synclinal) une direction N 45. Cette direction diverge de celle des cours d'eau du tronçon 8-12. Elle est plutôt très proche de celle du tronçon 11-12 (N 41°). Tandis que le tronçon 8-10 coïncide bien avec la faille du lac de Sylans (Fig. carte.tect.n° 39 et 95).

• Le stéréogramme 7 montre des systèmes de directions différentes de celle du tronçon 8-10 (N 100°: cisaillement dextre et N 25°: tension II). C'est la bissectrice des deux systèmes (N 63°) qui coïncide bien avec l'orientation moyenne de ce tronçon.

• Le stéréogramme 8 présente deux familles principales très nettes: N 165° et N 60°. (cisaillement 3 et 4). Le cisaillement dextre semble le plus proche de la direction du tronçon 8-10.

• Les stéréogrammes 9 et 10 ont des axes d'orientations différentes de celle du tronçon 11-12 (N 41°).

Fig. 102. Cluse de Nantua: Répartition des systèmes de fractures.



Comme pour le tronçon 6-7, c'est le système prédominant 2 qui correspond à ce tronçon (Fig. 102). Nous avons vu précédemment que ce tronçon prend la direction du bord SW du synclinal de Charix.

- tronçon 13-15 (cluse de Nantua proprement dite).

La cluse de Nantua a une orientation moyenne N 128° E; celle de l'anticlinal des monts d'Ain qu'elle franchit est N 25-30° E, l'obliquité est donc nette (8-13°). La cluse coupe des terrains différents qui s'étendent du Crétacé inférieur au Dogger. (Fig. 95).

• Les stéréogrammes 11 à 15 ont aussi des axes qui divergent parfois de la direction de la cluse de Nantua. Cette direction correspond mieux au système de tension 2 du stéréogramme 11 et de tension I du stéréogramme 15 et aux systèmes secondaires (prédominant 2) des stéréogrammes 12 et 14 (N 120 (tension I) et N 30 (tension II)) et enfin du système secondaire du stéréogramme 13.

Après avoir défini les grandes familles de fractures, il est important de donner une idée sur leur pendage.

Dans la plupart des cas, les pôles des fissures sont proches du cercle des stéréogrammes, autrement dit de la verticale, ou tout au moins redressés. On remarque plus de 50% des pendages sont supérieurs à 50° et plus de 37% (sauf pour la première station) dépassent 70° (Tabl. 24 et Fig. 103). Ces valeurs élevées de pendages, outre le rayon de courbure de la structure, sont des facteurs essentiels qui règlent la variation de l'intensité de fracturation (P. Gruneisen, 1972).

Conclusion:

En résumé, nous pouvons dire que les cluses décrites auparavant sont orientées obliquement par rapport aux axes anticlinaux. Les directions des différents tronçons semblent alignées sur des systèmes de fractures: microstructure (cf. Fig. 102) et sur des accidents tectoniques: grande structure. Ces deux éléments ont fourni la trame sur laquelle s'est imprimée la cluse s.1. De ce fait les différentes directions des tronçons sont d'origine tectonique.

STATION	PENDAGE										T	P>70	P>50
	0-9	10-19	20-29	30-39	40-49	50-59	60-69	70-79	80-90				
1	6	14	11	9	13	10	14	13	10	100	23	47	
2	0	1	1	1	3	9	10	23	52	100	75	94	
3	1	1	0	3	4	7	11	26	47	100	73	91	
4	6	12	3	4	6	5	6	26	32	100	58	69	
5	4	7	6	1	10	11	15	21	25	100	46	72	
6	0	13	2	1	2	2	10	25	45	100	70	82	
7	3	1	3	0	1	5	17	21	49	100	70	92	
8	1	3	3	6	11	23	9	25	19	100	44	76	
9	1	4	2	5	16	17	18	18	19	100	37	72	
10	1	1	5	8	14	13	21	20	17	100	37	71	
11	2 <u>253</u>	2 <u>253</u>	3 <u>379</u>	4 <u>506</u>	2 <u>253</u>	9 <u>1139</u>	3 <u>379</u>	10 <u>1265</u>	44 <u>5569</u>	79	54 <u>6835</u>	66 <u>8354</u>	
12	1	3	3	4	6	14	21	16	32	100	48	83	
13	3 <u>326</u>	0	4 <u>434</u>	0	2 <u>217</u>	12 <u>1304</u>	16 <u>1739</u>	25 <u>2717</u>	30 <u>3260</u>	92	55 <u>5978</u>	83 <u>9121</u>	
14	4	4	2	6	5	7	13	22	37	100	59	79	
15	9 <u>1285</u>	0	1 <u>142</u>	0	6 <u>857</u>	11 <u>1571</u>	7 10	15 <u>2142</u>	21 <u>30</u>	70	36 <u>5142</u>	54 <u>7714</u>	

Tableau n° 24 . Fréquence des pendages.

Les nombres soulignés sont des pourcentages.



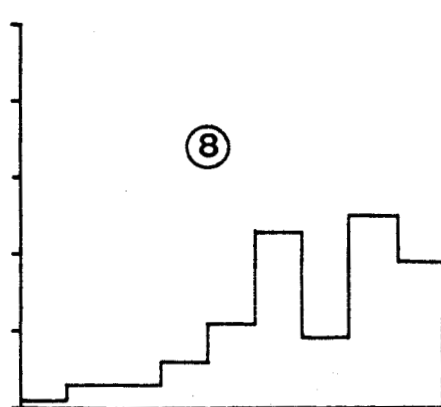
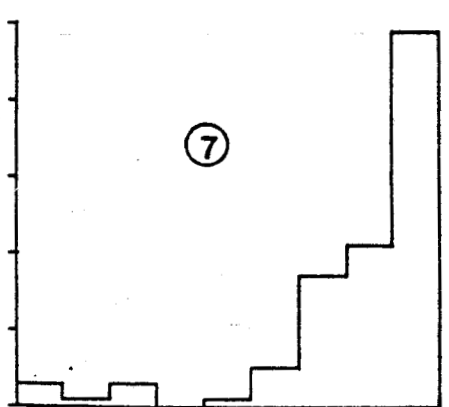
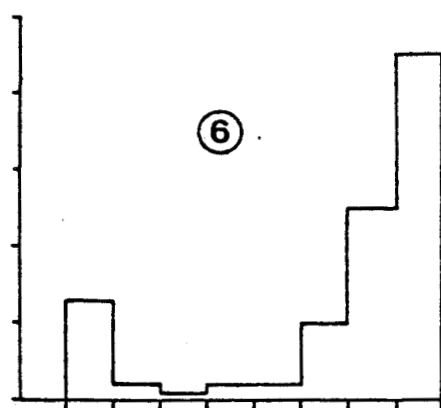
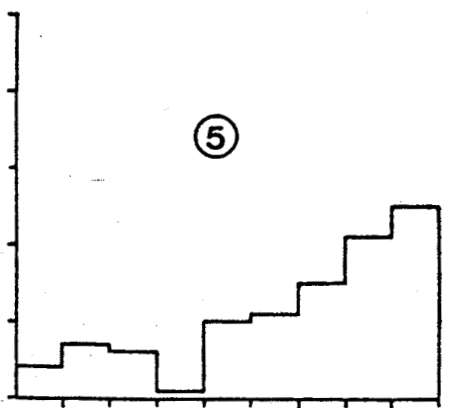
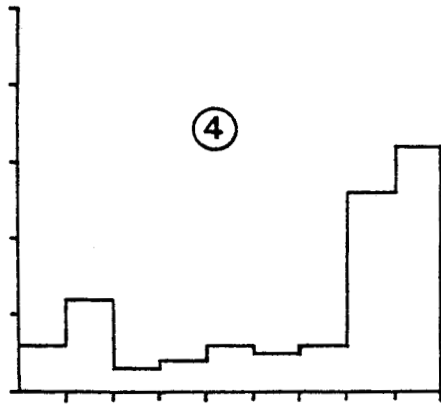
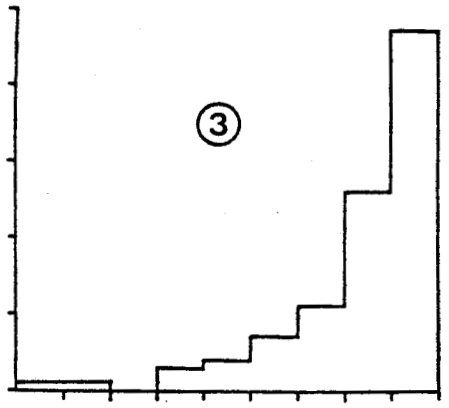
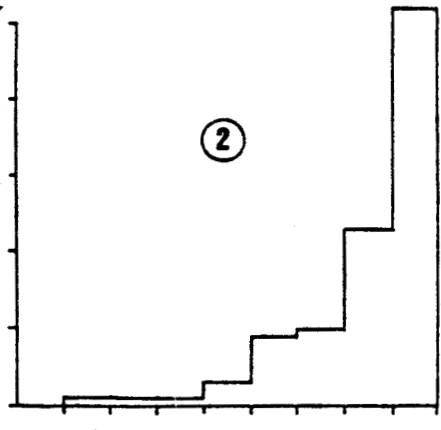
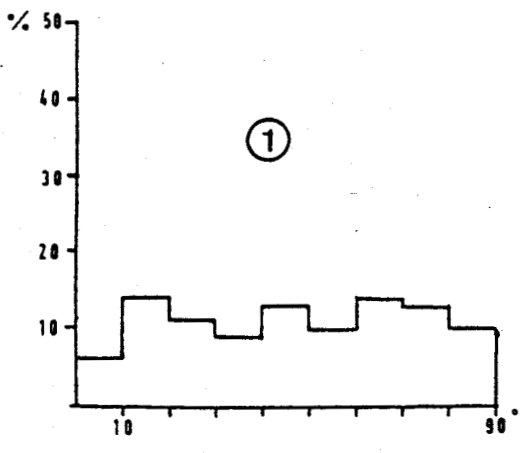
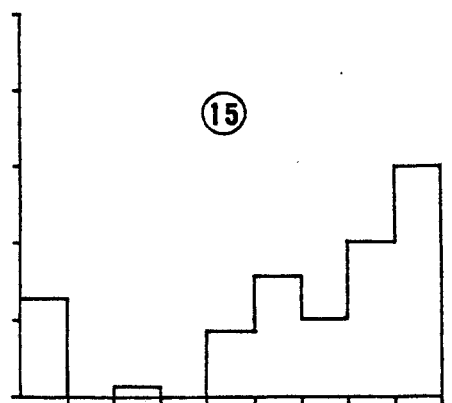
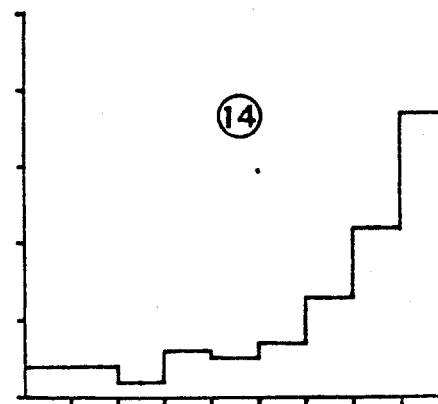
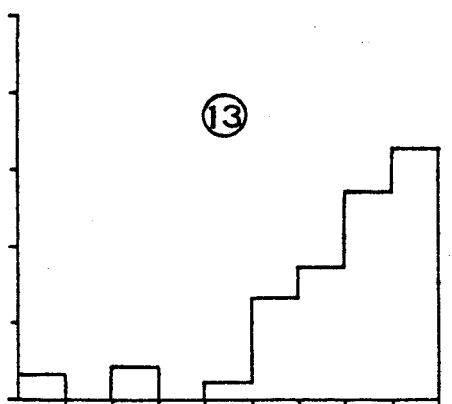
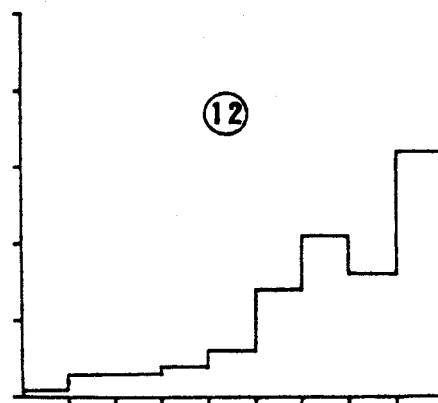
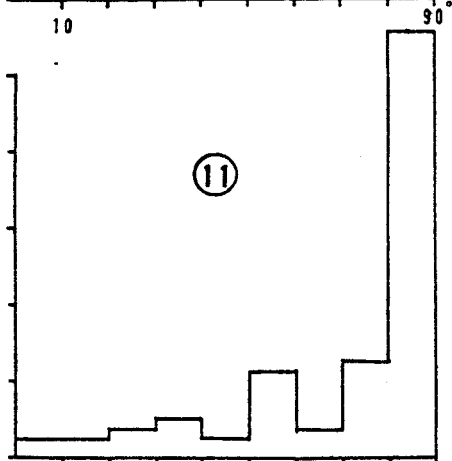
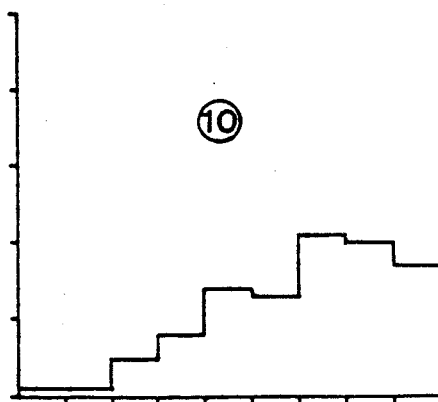
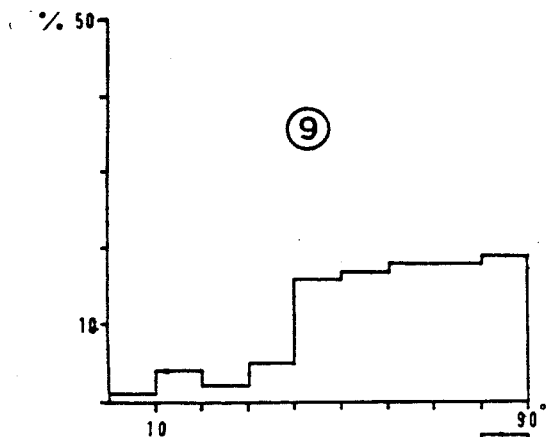


Fig.103. — Fréquence de pondage des fractures de la cluse de Nantua.





Le rabattement de quelques stéréogrammes indique des systèmes de fractures anciennes par rapport au pli: les pôles des fractures rabattues à l'horizontale sont groupés en systèmes cohérents, subverticaux (stéréogrammes 6R, 8R, 15R) ou des systèmes induits par le plissement: les pôles des fractures sont très dispersés (stéréogrammes 5R, 7R, 9R). En l'absence de tout critère permettant de dater ces fractures, nous pouvons dire qu'elles appartiennent aux deux phases tectoniques oligocène et miocène. Aussi faut-il rappeler que P. Bienfait (1981) attribue les fentes d'extension avec calcite et les diaclases N 10-15° (famille Δ) à la phase oligocène puis les fentes d'extension **pics stylolitiques et les stries N 120°** (famille T) à la phase miocène.

Un autre problème qui se pose est celui des coudes: coude de S^t.G. de Joux, de la Tour-Moulin de Charix et des Neyrolles. Peut-on les expliquer par l'orientation des fractures (Rappelons par exemple qu'au S des Neyrolles, le Crétacé inférieur est intensément fracturé selon une direction préférentielle N 120-140° E) et/ou par la densité des fissures. Y-a-t-il des rapports entre l'orientation et la densité des systèmes de fractures et l'orientation des cours d'eau? L'étude de l'intensité des fractures paraît très importante mais malheureusement nous n'avons pas effectué de mesures vu les problèmes que pose ce genre de relevés: extrême variabilité des fissures d'un banc à un autre et d'un site à un autre. La méthode d'analyse développée par M. Ruhland (1969, 1973) peut répondre à cet objectif et permettre une appréciation objective de la répartition de la densité des fractures. Une telle méthode demande beaucoup de temps (pour les relevés et pour le traitement) et le problème de la densité des fractures reste posé. Cela pourrait faire l'objet d'une étude bien précise.

IV. Structure et morphologie générale.

Quelques points méritent attention:

- le profil longitudinal de la cluse
- la forme générale de la cluse (dissymétrie, profondeur et largeur)
- âge et génèse de la cluse.

1) Profil longitudinal.

Les profils en long du Merloz et du Combet dans la cluse de Nantua s.l sont irréguliers. Celui du Combet (tronçons 1 à 10) présente deux ressauts bien marqués (Fig.104); le premier à l'W du Burlandier (tronçon 5-6), le second à la confluence de ce cours d'eau avec la Semine.

Pour le Merloz, on remarque (Fig.104):

- une rupture de pente très nette (tronçon 11)
- un léger ressaut aux battoires (tronçon 13)

Cette irrégularité du profil longitudinal des cours d'eau est due à la structure (pendage des couches, variations lithologiques...). La pente moyenne est faible: 1,7 % pour le Combet, 2,1 % pour le Merloz (1.7 si on exclue le tronçon 11).

2) Dissymétrie.

La cluse de Nantua présente une percée transversale à la chaîne jurassienne; elle est due à l'enfoncement d'un cours d'eau. Les cours d'eau (Combet, Merloz, Semine) coulent sur des terrains du Jurassique moyen (Neyrolles), du Jurassique supérieur (La Tour, SE de S^t.G. de Joux), des alluvions, des éboulis...

Les bords de la cluse souvent très escarpés sont à l'origine d'une érosion linéaire; leur évolution obéit aux lois de désagrégation des bancs calcaires (érosion frontale de D. Aubert. 1969). La dissymétrie des versants (Fig.105) est due à des éléments de la structure (pendage: Fig.106, situation par rapport au plongement axial du pli...), à l'exposition... Dans les versants à pente très forte, l'érosion frontale des bancs y semble faible, les eaux ont tendance à s'écouler plutôt que de s'inter au front des bancs; dissolution et gélivation s'en trouvent ralenties. Le versant opposé paraît au contraire évoluer plus rapidement, pour des raisons inverses. (L'évolution des versants sera abordée ultérieurement: cf. chap. VI).

3) Profondeur et largeur de la cluse s.l

Nous avons effectué des mesures de largeur et de profondeur (Fig.107) de quelques tronçons de la cluse de Nantua. La figure n°108 illustre bien ces résultats; on remarque une certaine linéarité entre les deux paramètres. Cette relation a été mise en

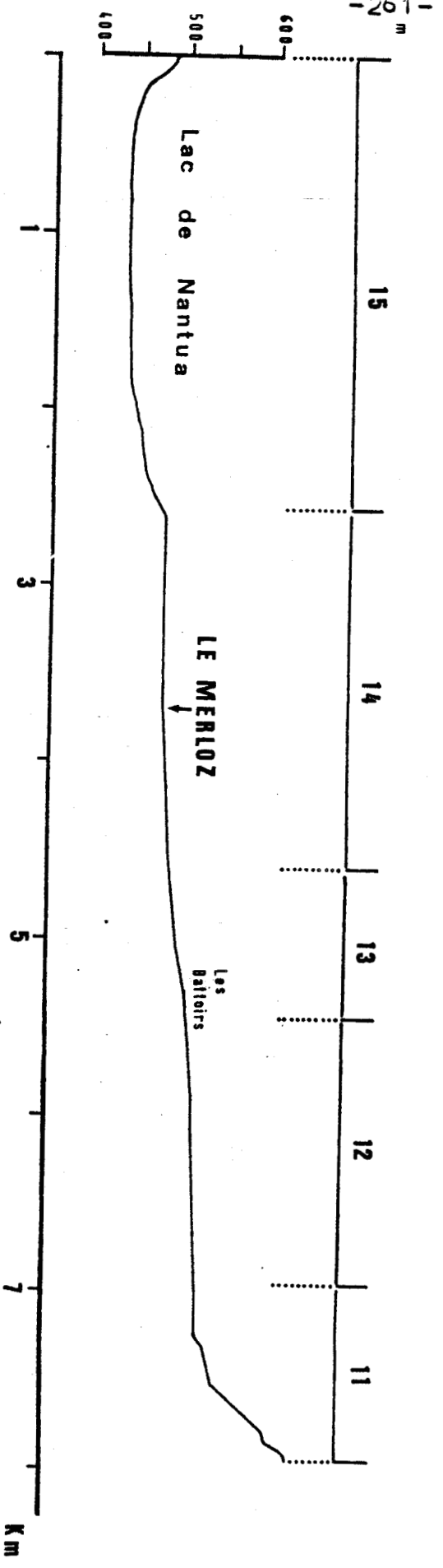
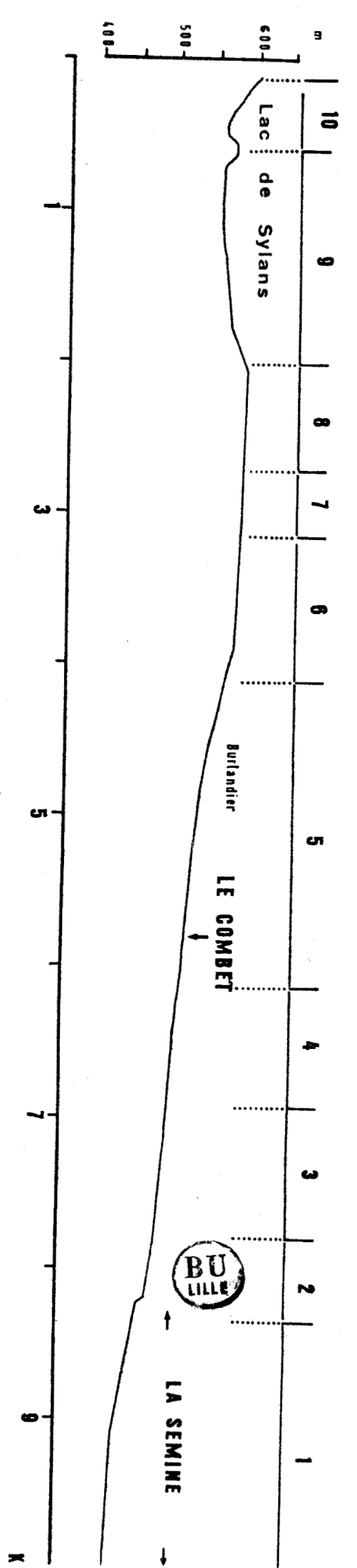


FIG. 104. — Profils en long du Merloz, du Combet et de la Semine dans la cluse de Nantua, en haut (1-15) situation des tronçons des cours d'eau.

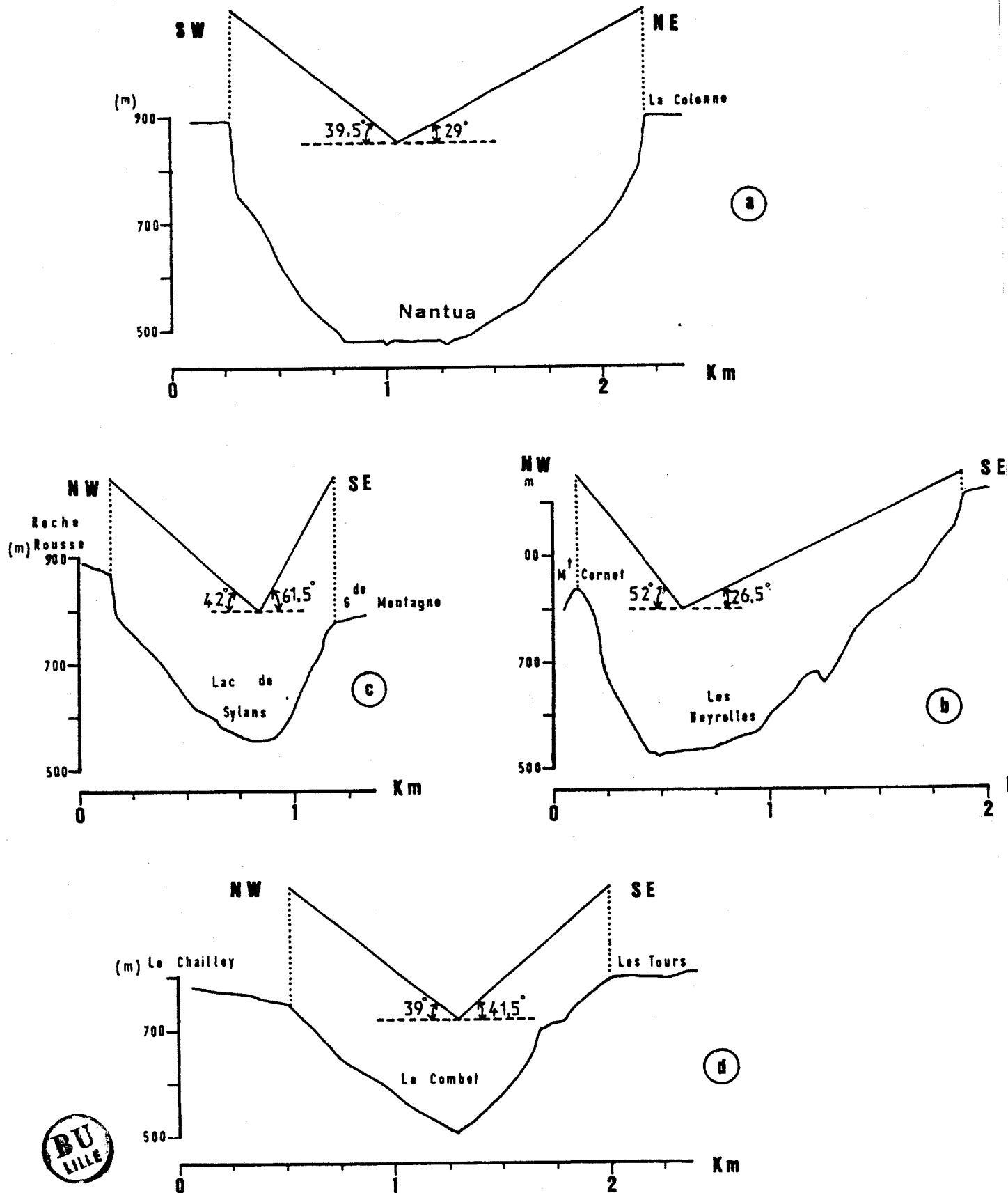


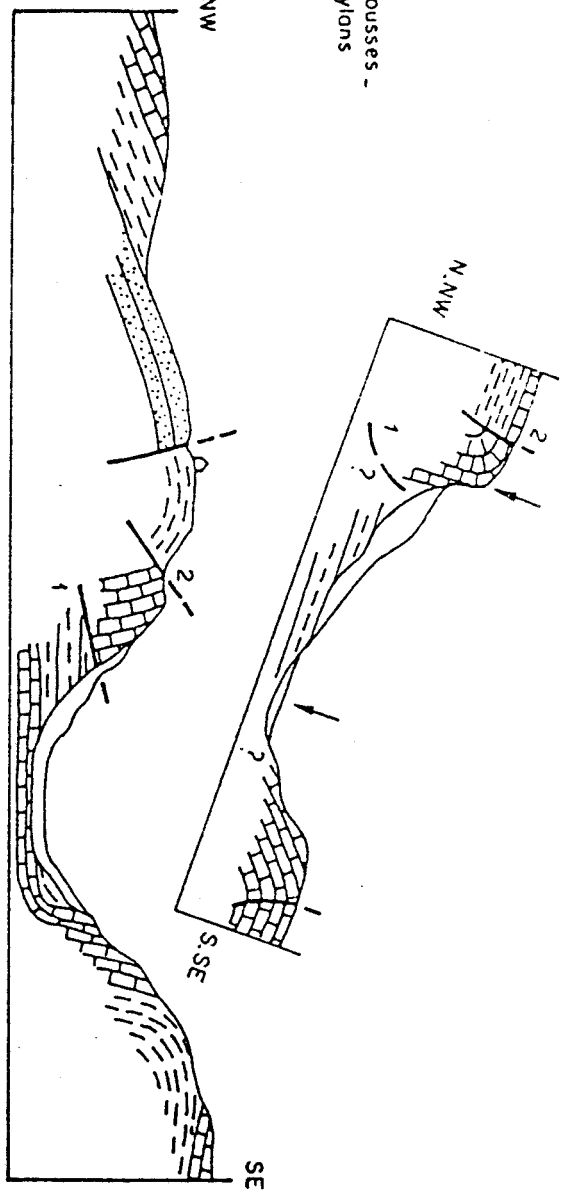
Fig.105. Profils transversaux dans la cluse de Nantua.

(Noter la dissymétrie des versants.)

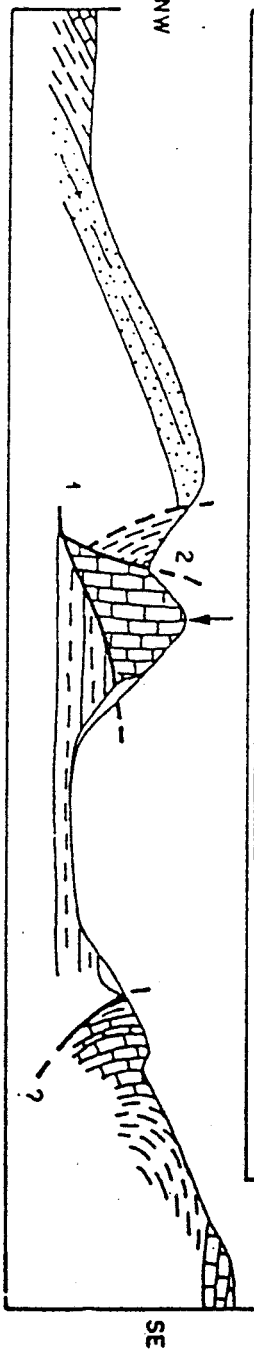
4 Roches Rousses -
Lac de Syllans



3 Lo
Grangette



2 M^t Cornet



CLUSE DE NANTUA - LES NEYROLLES →

1 Charveyron -
Molebronde

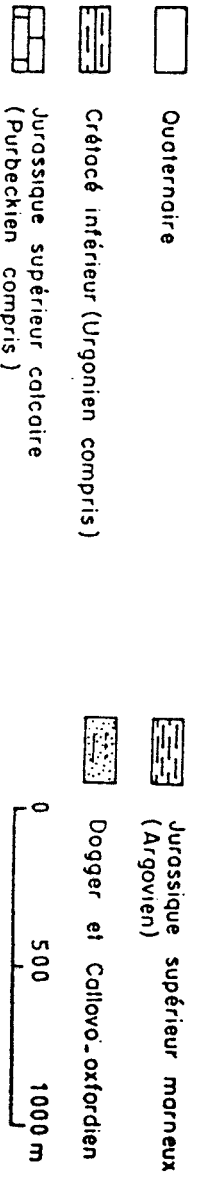
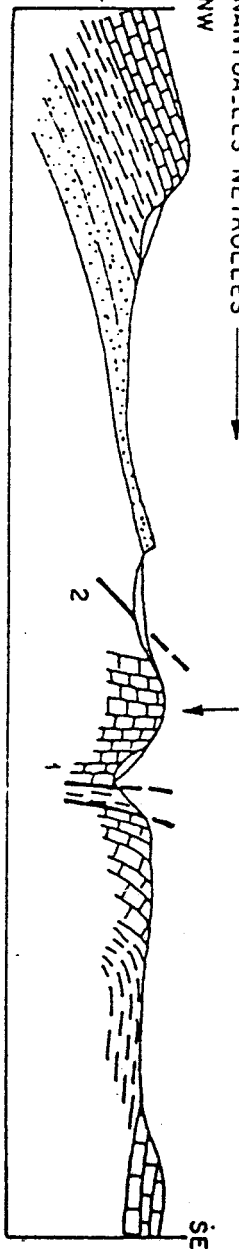


Fig.106 • Profils géologiques dans la cluse de Nantua (in M. Clin et al 1962-63)
(noter la dissymétrie des versants due à la structure)

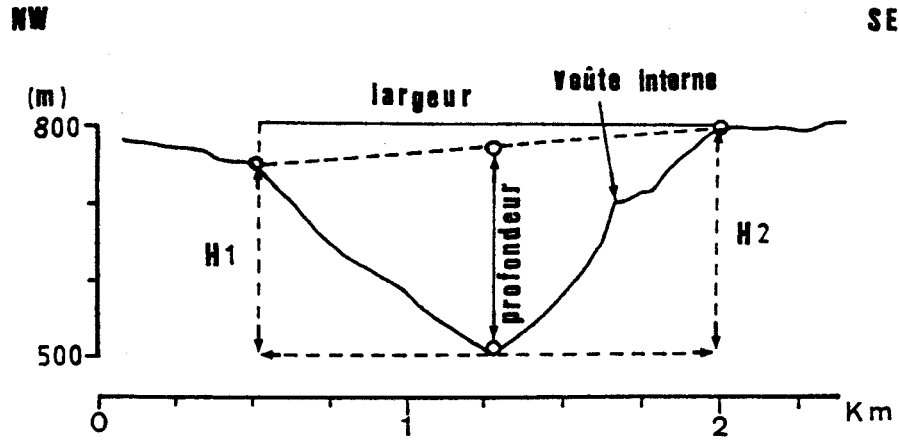


FIG.107. PROFONDEUR ET LARGEUR DES CLUSES
SCHEMA GENERAL (EX.FIG.60)

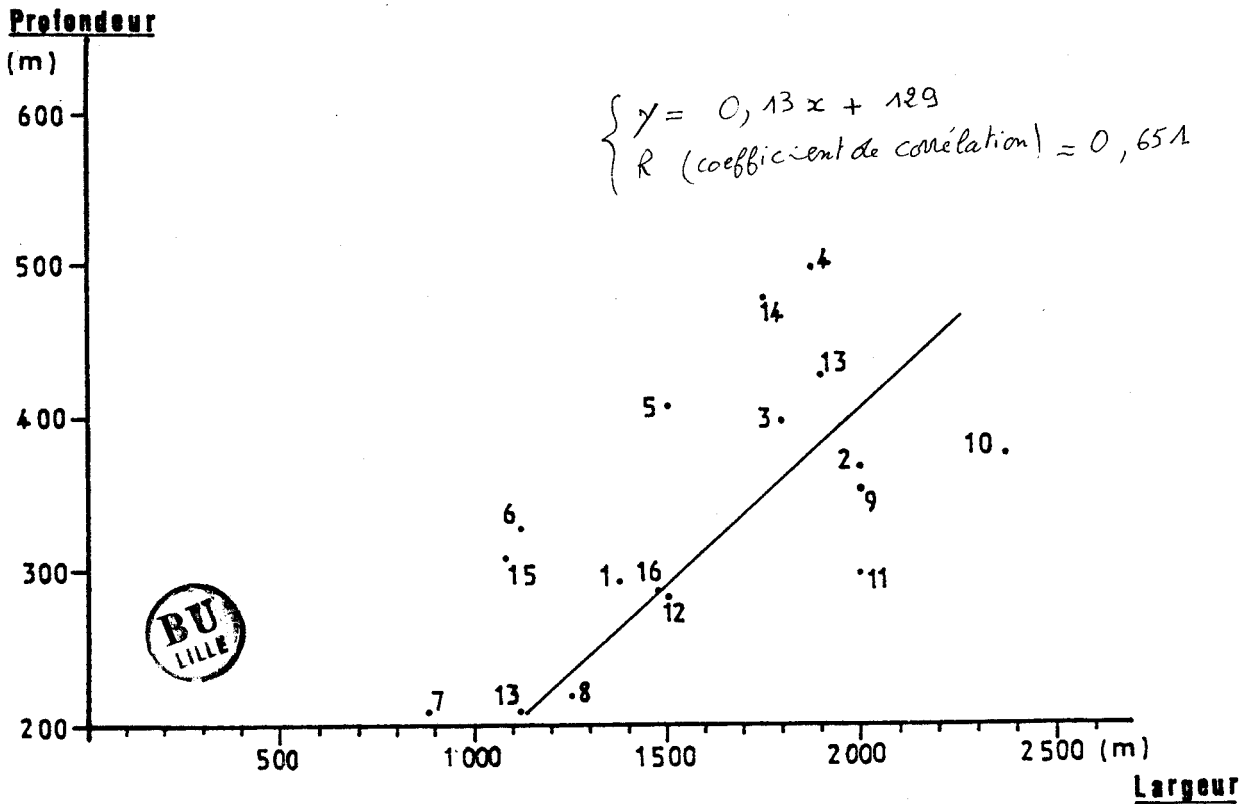


FIG.108. RELATION PROFONDEUR/LARGEUR DE LA CLUSE DE NANTUA .s.l.

évidence pour les cluses du Jura septentrional d'une largeur inférieure à 1300 m. (M. Monbaron, 1975). Une telle relation n'est pas nécessaire dans le cas des cluses où l'érosion frontale est plus active que l'érosion linéaire; les bords reculent beaucoup plus vite tandis que les cours d'eau s'enfoncent lentement (profil d'équilibre atteint). Une étude statistique de ces deux paramètres pour toutes les cluses du Jura méridional pourrait être d'une grande importance.

4) Age de la cluse.

Aucun indice ne permet de dater avec précision la cluse de Nantua. Monbaron, M. (1975) a tenté de calculer à partir de l'érosion spécifique actuelle, l'âge de la cluse. Si on applique cette méthode, connaissant la profondeur de la cluse et la valeur de l'ablation karstique actuelle: 0,08 mm pour M. Monbaron. Ibid (voir chap. sur le karst), on peut calculer la durée du décapage de la cluse et la vitesse du creusement. À partir de cet âge et de la largeur de la cluse, on peut aussi calculer le recul moyen des parois de la cluse. En raisonnant ainsi, la cluse s.s serait âgée de:

$$410 : 0,08 \text{ mm/an} = \underline{5,125} \text{ Millions d'années.}$$

La largeur de la cluse à son sommet (Fig. 105a) étant de 1900 m, la vitesse du recul moyen des parois est:

$$1900 : 5\,125\,000 = 0,37 \text{ mm/an (0,18 pour chaque paroi).}$$

Ces chiffres sont relatifs et ne présentent pas la réalité. C'est un raisonnement hasardeux car, d'une part, l'ablation karstique résulte de la dissolution des calcaires alors que le creusement de la cluse est d'abord mécanique. De plus, on compare une ablation aréolaire à un phénomène d'érosion linéaire. D'autre part il est très dangereux de partir des données de l'érosion spécifique actuelle (0,08 mm/an) et de les extrapoler dans le passé (même axiome que D. Aubert, 1969) pour en estimer l'âge sans prendre en compte les variations climatiques au cours du Quaternaire (J. Nicod, 1977). Les glaciations de vallées (langue glaciaire de Nantua) ont joué un rôle très important dans l'évolution de la cluse. On ne manque pas de saisir leur importance en examinant les coupes transversales de la cluse (Fig. 105) à fond plat et en auge, la forme des lacs de Nantua et de Sylans en U et enfin l'envahissement par les glaciers alpins (cf. chap. sur le Quaternaire).

Aussi faut-il tenir compte des variations structurales (différences lithologiques, pendage, accidents tectoniques...).

Nous avons vu dans le chapitre II.1.2 que plusieurs cours d'eau sont suspendus au dessus de la cluse; des replats attribués au Pliocène inférieur apparaissent nettement de part et d'autre de la cluse. Donc au Pliocène inférieur, la cluse de Nantua constituait l'artère principale du drainage. La structure (accidents tectoniques et fissuration) a fourni la trame dans laquelle s'est imprimée la cluse. Ces deux éléments permettent de fixer l'âge de la cluse au Pontien (contemporaine du plissement).

5) Genèse de la cluse de Nantua. (processus).

Avant le plissement, le Jura présentait un glacis incliné vers l'E. Au Miocène supérieur (phase de plissement), les structures actuelles du Jura se sont mises en place et le sens de l'écoulement s'est inversé (L. Glangeaud. 1949). Les cours d'eau ont dû s'adapter aux nouvelles structures en mettant à profit les ensellements, les failles transversales, les fissures...

Les marnes (Oxfordien) constituaient les niveaux de base karstiques. Les processus d'érosion fluviale et karstique ont conjugué leurs effets pour façonner des dépressions transversales aux structures (théorie des zones drainantes transversales de M. Monbaron. 1975). Les cours d'eau se sont enfoncés par surimposition; l'action régressive des sources a contribué au façonnement des reculées. Ce mode de la genèse de la cluse (théorie de M. Monbaron) demande des conditions climatiques de type actuel (même postulat que la théorie de D. Aubert. 1969) puis qu'il part des lois de géomorphologie actuelles. Or nous avons vu (P. 182) que le climat à l'Oligo-miocène était de type subtropical à méditerranéen (et même aride au Pontien. A. Caire. 1963). Ces conditions n'étant pas bien définies, (cf. chap. II) il est difficile d'avoir une idée sur les conditions de la mise en place de la cluse.

Enfin, on remarque que les cluses (question classique de morphologie structurale) sont dues à plusieurs éléments (antécédence, surimposition, érosion régressive, accidents tectoniques, fissuration...); la part d'un élément sur l'autre est difficile à mettre en lumière; c'est un phénomène complexe dont seule la nature a le secret.

Une étude statistique des cluses dans le Jura ou peut-être même dans d'autres massifs plissés pourrait résoudre ce problème ou au moins apporter quelques précisions nouvelles.



CHAPITRE IV

LE KARST

CHAP. IV . LE KARST.

Introduction

Les phénomènes karstiques ont un grand rôle dans l'évolution géomorphologique du secteur d'Oyonnax.

Sur le plan spatial, le karst affecte essentiellement les terrains du Jurassique supérieur; son extension est très variable en surface et en profondeur. Les trames morphostructurales et bioclimatiques jouent un rôle important; pour la présentation de ces données, voir chap. II et III: 1^{ère} partie.

Nous allons présenter successivement le karst de surface, le réseau souterrain et enfin les dépôts carbonatés de Dortan et de la Touvière.

I .Le karst de surface.

I.1. Les éléments majeurs du karst de surface.

La région d'Oyonnax se caractérise par une grande variété de formes karstiques superficielles: dolines, lapiès, vallées sèches, combes fermées, éperons rocheux...

I.1.1 Les dolines.

Ce sont des formes fermées et qui présentent des soutirages karstiques; elles se sont développées grâce à des actions chimiques et mécaniques (D. Aubert. 1966).

Le modelé le plus net apparaît sur les surfaces sommitales des chaînons et moins fréquemment dans les bassins. Il comporte un grand nombre de petites dépressions d'une faible profondeur. (1-20, 30m). Ces dolines présentent des alignements orientés par la structure anticlinale et les fractures (surtout les fractures de tension II).

- Répartition (fig. 109)

Leur densité est maximale sur les calcaires du Jurassique supérieur alors qu'elles sont peu nombreuses dans les séries du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur. On voit donc nettement le rôle de la lithologie dans la répartition de ces dépressions.

Du point de vue spatial, leur répartition varie selon les unités morphostructurales. Elles apparaissent surtout dans la haute chaîne. Les dolines de tailles moyennes (20-100m de diamètre et 10-20m de profondeur) sont les plus fréquentes.

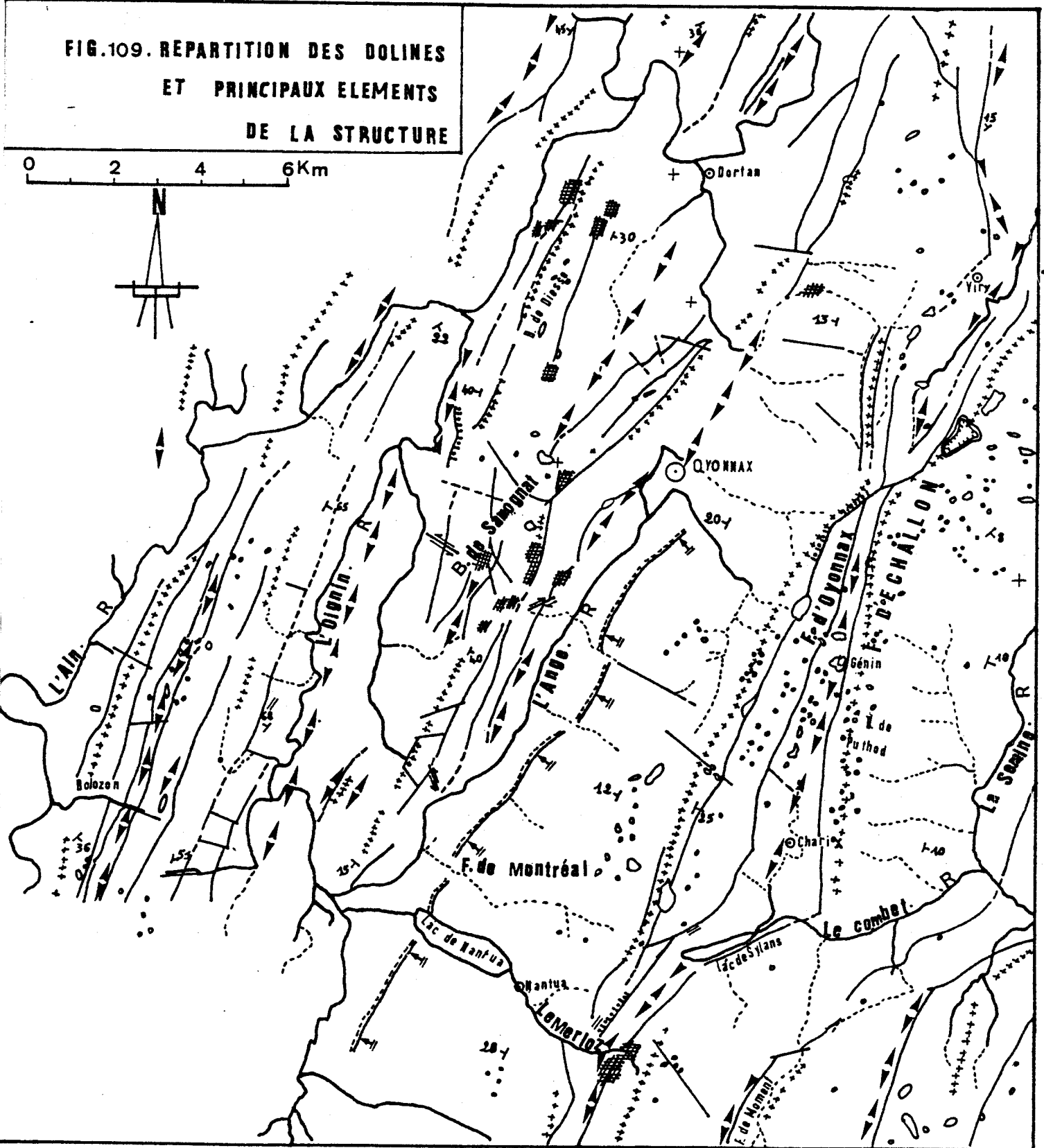
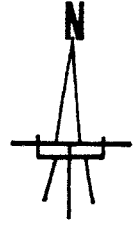
- Morphologie.

Sur le plan morphologique, ces dolines prennent des formes variées (en baquet, à flancs plus abrupts (doline d'effondrement(?)), en verre de montre, allongées, complexes...) définies par les éléments de la structure (pendage, faille...) et de la morphologie (orientation, action des glaciers...). Les dolines évoluées présentent une accumulation importante de colluvions, de moraines et de terra-rossa surtout dans les dolines en verre de montre. Certaines dolines ont plutôt des fonds tourbeux. L'espace inter-doline est occupé par des champs de lapiès, des chicots rocheux ou seulement par des calcaires couverts de colluvions.

On peut distinguer les types suivants:

FIG.109. REPARTITION DES DOLINES ET PRINCIPAUX ELEMENTS DE LA STRUCTURE

0 2 4 6 Km



- Réseau perenne
- - - Réseau temporaire et sec
- +++ Axe anticlinal
- ▲ . synclinal
- Faille
- - - . supposée
- ≡ Flexure
- ▨ Zone broyée

- Lac
- ≡ Chevauchement
- ≡ Decrochement
- T₃₀ Pendage avec sa valeur
- + Couche horizontale
- = . verticale
- Doline
- ◐ Combe-doline



- dolines en "verre de montre".

Ce sont des dépressions larges et peu profondes, les plus grandes évoluent vers la forme petit poljé, à fond plat couvert de colluvions.

- doline en baquet.

Ce sont les plus répandues et souvent couvertes de végétation. Leurs fonds et même leurs bords sont couverts de colluvions et d'éboulis. Leur forme est souvent asymétrique.

- dolines allongées.

Elles apparaissent au long des lignes de faille; elles sont beaucoup plus longues que larges et parfois bordées de l'un ou des deux côtés par des escarpements déchiquetés par des petits lapiès et des cannelures. Cette disposition détermine la forme étroite et allongée de ces dépressions. Leur fond apparaît rempli de colluvions.

- dépressions complexes. On observe parfois des grandes cuvettes dans lesquelles s'individualisent plusieurs petites dolines. Citons comme exemple la prairie d'Echallon, à l'E d'Apremont (les Chavannes), Forêt d'Echallon...

Au total, on peut dire que les dolines de dissolution sont les mieux caractéristiques. Leurs profils sont proches du type en "verre de montre" et en baquet. Elles se sont développées dans toutes les séries calcaires mais de façon préférentielle sur les calcaires du Malm sensibles à la dissolution. Les bords des dolines sont rocheux, corrodés (lapiès, cannelures) ou couverts de colluvions et d'éboulis. Leurs fonds sont aussi couverts de colluvions et de terra-rossa et même occupés par des toubières.

I.1.2 Les lapiès.

Les lapiès sont difficiles à observer en raison de la couverture végétale, du colmatage par les matériaux cryoclastiques recouverts d'humus et de colluvions. Mais ils apparaissent çà et là sous deux formes principales:

les lapiès de ruissellement et les lapiès de fracturation, avec des cas intermédiaires.

- Les lapiès de ruissellement offrent des cannelures qui découpent les séries calcaires; même les parois des dolines sont

parfois affectées par ces cannelures.

- Les lapiès de fissures (Kluftkarren) sont bien représentés sur les grandes dalles monoclinales; leurs parois sont entaillées de fentes de quelques décimètres. On trouve aussi des lapiès de joints de stratification dans les couches redressées. De beaux exemples de tables de lapiès bien cernés par des couloirs plus ou moins profonds, et des petits Bogaz apparaissent isolés dans la forêt de Sièges; au S du Martinet, dans la forêt d'Echallon-Belleydoux, sur les dalles de Plagne et des Joux noires. Ces lapiès sont en disposition monoclinale (Schichttreppenkarst).

Les éléments de la structure (fissures, joints de stratification, pendages...) sont essentiels pour l'évolution de ces lapiès. On peut observer nettement par endroit des débuts de lapiazage résultant de la dissolution à l'air libre. Aussi faut-il noter, à une échelle très petite, un lapiazage sur les polis glaciaires au NE de Groissiat et à Merciat.

Un fait remarquable est la présence de lapiès pédologiques qui apparaissent dans les fonds des cuvettes. Des têtes de roches émergent dans des dolines en "verre de montre"; ils s'élèvent de quelques décimètres (à peine 1 m) au dessus du fond de la cuvette. Dans la prairie d'Echallon, le fond de la doline est affecté de lapiès qui séparent de petites dolines (agencement inter-dolines).

Autres microformes telles que les petites cuvettes à encorbellement (Kamenitzas), des nids de cupules, sont abondantes çà et là mais restent d'importance minime en géomorphologie.

Les lapiès sont souvent bien développés sur les faciès calcaires les plus purs et les plus massifs (Malm) contrairement aux calcaires qui se débitent facilement en plaquettes.

Ces éléments ont été dérangés localement par les glaciers; de ce fait, on peut penser qu'ils sont antérieurs à l'extension glaciaire. Contrairement à ce qu'avait montré Bourgeat Abbé (1885): "Tous les lapiès que j'ai observés dans le Jura se montrent postérieurs au phénomène glaciaire. Il n'en existe d'abord aucun au dessous des moraines..." (P. 416). Et pourtant plusieurs placages morainiques montrent des lapiès au dessous des moraines. (Au N de Truchebeate, au N de Mornay, à Chaux...). Les lapiès qui se sont développés postérieurement à la dernière phase glaciaire (plancher glaciaire au N E de Groissiat et à Merciat) présentent à peine quelques centimètres.

I.1.3 Le modelé fluvio-karstique. (vallées sèches).

Ce sont des vallées qui ne présentent pas d'écoulement de surface par suite de l'absorption des eaux dans le sous-sol (P.Fénelon.1967). Ce modelé parakarstique est bien développé, compte tenu des possibilités d'écoulement superficiel sur les colluvions et les faciès marno-calcaires du Jurassique et du Crétacé inférieur. Ce sont donc des héritages d'une phase où le drainage superficiel avait une dominance sur le drainage souterrain. Leur abondance (cf. les cartes topographiques de Moirans-en-Montagne et de Nantua) atteste de la difficulté d'infiltration des eaux à cette époque, même si l'écoulement actuel est souterrain.

Leur évolution a été favorisée comme les autres formes karstiques (dolines, lapiès...) par les faciès calcaires du Jurassique supérieur.

Ces vallées débouchent à proximité des rivières principales et des émergences. On est donc amené à penser à des systèmes souterrains actuels à la verticale de ces vallées comme dans les causses (J.Rouire.1963, A.Cavaillé.1978).

I.1.4. Les combes dolines.

Plusieurs combes ont été définies (cf. Chap. morph. structurale) et sont toutes des combes ouvertes. D'autres formes originales sont les combes-fermées. Ce sont des dépressions évoluées dans le coeur d'un anticlinal. L'évacuation des eaux se fait en général par des exosieux ou seulement par infiltration diffuse. Rares sont les auteurs qui ont essayé d'expliquer la genèse de ces formes karstiques. Pour D.Aubert (1969) et R.Enay (1971), ces formes sont dues à l'érosion karstique régressive.

La combe fermée de Sous les Mousses.

Au SW du Rosay (S de Viry: carte de Moirans-en-Montagne au 1/25000, feuille 7-8), une combe fermée s'est développée dans les faciès oxfordiens et argoviens entre un crêt à l'E et une dalle du Jurassique supérieur redressée à la verticale à l'W (le Mont de Verlon). Ces reliefs dominant la combe de plus de 100m. Un seuil rocheux (butte à 853m) sépare cette dépression d'une autre au NE. Le fond de cette combe (810m) est couvert d'une tourbière.

Sa mise en place est due à deux éléments fondamentaux:

- éléments de la structure: un contrôle tectonique direct par une faille majeure qui met en contact l'Oxfordien-Argovien et le

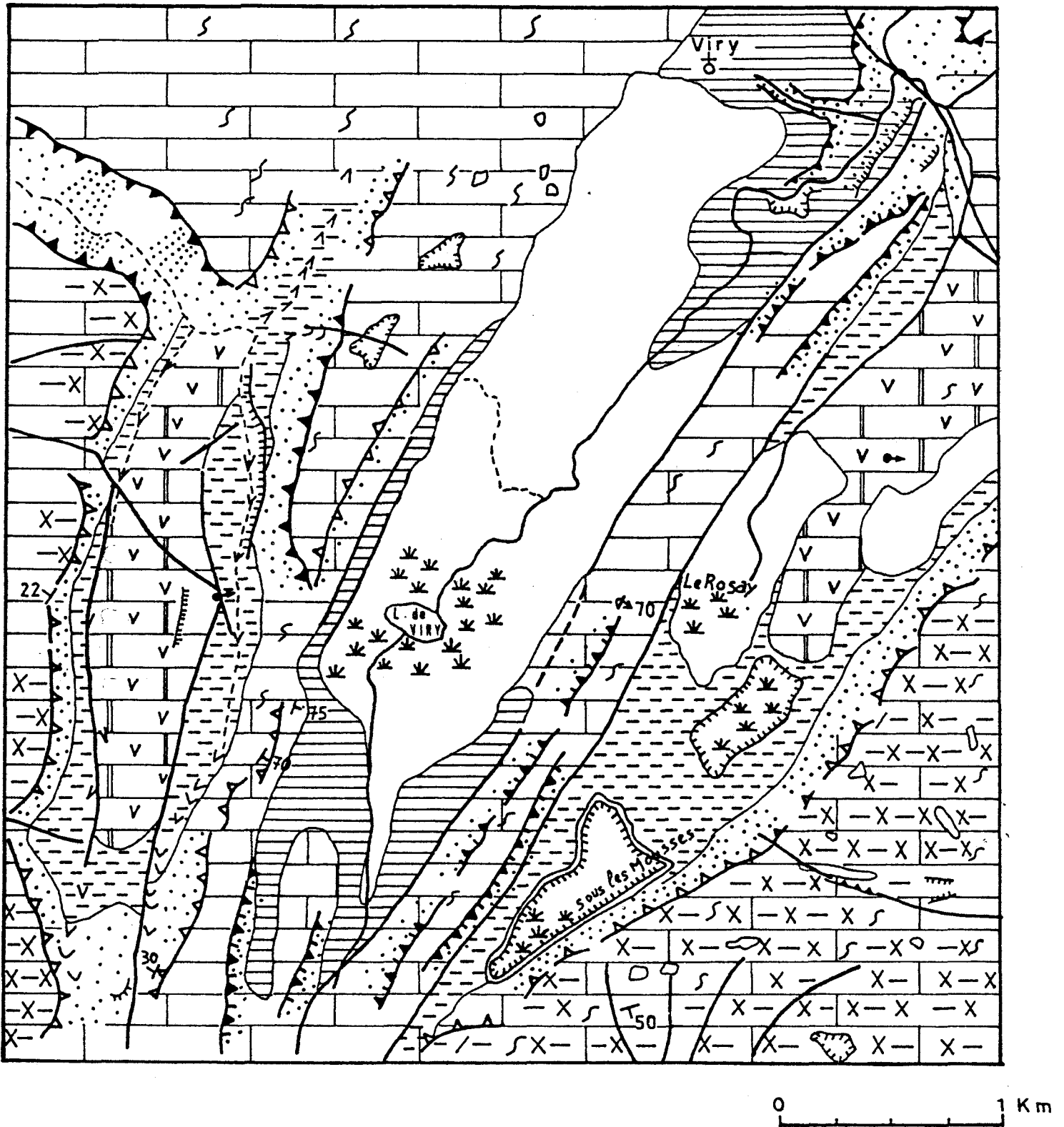








FIG. 110 .CROQUIS MORPHOLOGIQUE DU SECTEUR AU SUD DE VIRY.











A-HYDROGRAPHIE

-  cours d'eau perenne
-  cours d'eau temporaire
-  lac





B-FORMATIONS SUPERFICIELLES

-  tourbes
-  éboulis
-  moraines









C-STRUCTURE

-  Crétacé inférieur
-  Jurassique supérieur calcaire
-  Jurassique supérieur marneux
-  Jurassique moyen calcaire
-  faille
-  faille supposée
-  pendage avec sa valeur
-  série inverse

D-FORMES STRUCTURALES OU DERIVEES DE LA STRUCTURE

-  crêt
-  abrupt rocheux
-  escarpement de ligne de faille
-  ressaut structural (stratigraphique)

E-FORMES D'EROSION

-  surface d'érosion néogène remaniée par l'aplanissement karstique (Miocène supérieur et/ou Pliocène(?))
-  surface d'érosion emboîtée (aplanissement partiel)
-  vallée en V
-  vallée en berceau
-  dolines: principale, secondaire
-  combe doline
-  lapiès
-  source

Kimméridgien-Portlandien.

- développement préférentiel de la dissolution sur la charnière anticlinale (point faible du pli).

Il faut ajouter aussi le rôle des glaciers dans leur évolution (relief glacio-karstique).

Dans le plateau des Molunes, R. Krummacher (1971) attribue le comportement tectonique souple de l'anticlinorium des Molunes à des niveaux incompetents: marnes oxfordiennes, sel du Muschelkalk moyen.

Aussi faut-il ajouter l'action de l'érosion (surface d'érosion pré-pontienne, cf. chap. I) qui avait aminci ou même tout enlevé (effet de bourrage des coeurs anticlinaux) les couches du Jurassique supérieur calcaire. Au Miocène supérieur, le Jura a connu une phase de compression d'où une structure plissée et une reprise d'érosion surtout karstique(?) qui est responsable du creusement de ces dépressions.

Des émissaires actifs (tourbière) se développent au coeur de cette combe. Le débit élevé de l'émergence de l'aquifère du Jurassique supérieur calcaire (les marnes oxfordiennes étant l'écran imperméable) permet la mise en place d'une nappe d'eau stagnante qui est même parfois prise par le gel hivernal (M. Neyroud, 1984).

I.2 Karst et tectonique.

Par la variété de ses formes, le karst du secteur d'Oyonnax atteste d'une évolution complexe. Le point de départ est un élément de la surface d'érosion pré-pontienne recourant des structures différentes. La karstification est déterminée par le dispositif structural: charnières anticlinales (ou même quelques fois synclinales: synclinal de Charix), pli en genou (ex. Mornay, Combe Bresson), failles longitudinales ou transverses...

L'organisation des éléments karstiques (lapiès de fissures (Kluftkarren)), l'angencement des réseaux souterrains, l'alignement des dolines (+ des dolines allongées) sont des indices des rapports entre le karst et la tectonique.

Les déformations actuelles du Jura (J. Fourniquet, 1977, 1978) imposent de prendre en compte les effets des mouvements tectoniques récents (cf. aussi M. Campy et D. Contini (1981)). Le soulèvement pontopliocène des chaînons du Jura est un élément de la reprise de l'érosion karstique(?). Un tel phénomène a été mis en évidence en

Algérie (Y.Quinif.1976,1977,1978); dans les Alpes occidentales et les régions adjacentes (M.Julien et J.Nicod.1984)...

Cette phase tectonique a modifié les anciens paysages; l'effet majeur a été de substituer un relief de forte énergie. La surface d'érosion (ou les surfaces d'érosion pré-pontiennes) ont été soulevées, basculées et déformées (A.Dubois.1959), G.Menessier.1959,1964. Ces mouvements tectoniques ont pour corrolaire le creusement des cluses qui coupent transversalement les chaînons anticlinaux en surrection. C'est le cas des cluses de Nantua (Chap.III, 2^e partie) de Bienne, de l'Ain... et plus au S de la cluse d'Albarine (J.Gibert et al .1983).

Le développement des systèmes souterrains dès le Pontien, comme d'ailleurs pour le réseau superficiel, est directement lié à l'énergie du relief mis en place au cours de cette phase majeure.

I.3 La karstification plio-quadernaire.

- Témoins de la flore.

Au cours du Pliocène, le climat était favorable aux processus karstiques. Les études palynologiques dans les bassins du Rhône et du Languedoc (F.Bourdier.1962, H.Méon-Vilain.1970, J.P.Suc.1980,1982,1983, J.P.Suc et W.H.Zagwijn.1983) indiquent une végétation de caractère tempéré représentée par des conifères sur les plateaux, une forêt subtropicale humide de basse altitude et une forêt littorale marécageuse. Ce quadrillage biogéographique était tout à fait favorable aux processus de dissolution.

- Témoins des dépôts corrélatifs.

.Les travertins de Meximieux (Ain), déposés sans doute par un cours d'eau jurassien chargé de calcaire (F.Bourdier.1962) sont marqués par une flore plaisancienne (?). Ces dépôts sont peut-être contemporains de ceux de Murviel en Bas-Languedoc (P.Ambert.1981).

.Aux Arsures Piroutet. M (1918) avait découvert un tuf de Cinnamomum, Rhododendron ... Les études palynologiques attribuent ce conglomérat des Arsures au Miocène supérieur ou au Pliocène inférieur (D.Obert et H.Méon-Vilain.1970).

- Témoins des formes morphogéniques.

Le creusement des vallées principales s'est effectué en deux étapes majeures comme en témoignent deux générations

de replats attribués au Pliocène inférieur et supérieur. Dans la cluse de Nantua, ces replats sont liés à un paléoécoulement de la cluse de Nantua vers l'W (J.B.Martin.1911, M.Dubois.1959). Ces replats sont ensuite légèrement désorganisés par la karstification.

C'est vraisemblablement au cours du Pliocène que se sont développées les formes karstiques (M.Dubois.1959). Par ailleurs, P.Weydert (1969) et J.J.Delannoy (1981) font remonter à la même époque le développement des karsts des plateaux de Vaucluse et du NW du Vercors.

Enfin, on note que l'histoire des formes karstiques est difficile à préciser, bien que leur position sur la surface d'érosion pré-pontienne indique qu'elles ont évolué à partir de cette surface d'érosion.

I.4. Le rôle des glaciations quaternaires dans l'évolution karstique.

Le karst des chaîons jurassiens se caractérise par une grande diversité due à l'influence des périodes glaciaires, interglaciaires et de la néotectonique. Les formes majeures du karst ne sont que des héritages.

Le relief karstique pré-quaternaire est difficile, voir impossible à reconstituer. De l'évolution morphogénétique tertiaire, il ne reste pas de trace (cf. Chap. I, 2^e partie).

L'effet des périodes glaciaires s'exprime dans le modelé karstique et dans le façonnement des réseaux souterrains. Ce façonnement prend une certaine ampleur quand il y a des contrastes lithologiques et une fracturation intense (cf. R.Maire 1976, 1978). Les apports cryoclastiques des versants et l'atténuation des rebords des dolines traduisent l'effet des périodes froides. Il en est de même des vallées bien calibrées en U: cluse de Nantua, vallées de la Bienne, de l'Ain...

La calotte glaciaire a été un facteur important d'évolution:

- par l'action mécanique due aux eaux de fonte et par le râclage du relief.

- par les moraines qui couvrent les calcaires fissurés et forment un écran imperméable ce qui entraîne un écoulement de surface et le développement des tourbières, élément d'auto-développement des grandes dépressions karstiques (J.Nicod.1984). Les moraines

ont joué un grand rôle dans l'évolution des tourbières (bassins de Viry, de Charix, de Mons-Dortan, dépression d'Heyriat...) aux eaux acides, dans des dépressions fermées qui ont pu succéder à des lacs proglaciaires ou périglaciaires (D. Barsch. 1969).

Les eaux de fonte semblent avoir joué un rôle important dans l'évolution des karsts; l'incision des gorges au SW d'Arbent et à Béard en est un bon exemple (cf. aussi D. Aubert. 1956). L'infiltration des eaux de fonte en profondeur, par l'intermédiaire des pertes sous glaciaires et proglaciaires, entraîne une forte activité saisonnière des circulations souterraines (R. Vivian. 1975, D. C. Ford and al. 1983).

Les travaux sur des glaciers actuels (B. Talour. 1976; R. Maire 1978) ont montré que des écoulements sous-glaciaires aboutissent à des résurgences. Ces eaux glaciaires sont faiblement minéralisées et peu agressives (dégazéification de la glace et la carence de CO₂ en altitude).

Les phases quaternaires ont un rôle morphologique par l'extension glaciaire et également par l'alternance des phases glaciaires et interglaciaires. Une conséquence immédiate est le "nettoyage" des surfaces karstifiées (A. Bögli. 1964) et le démantèlement des formes karstiques (C. Rathjens. 1951, A. Cailleux et J. Tricart. 1962).

Dans le Jura le rôle des glaciers n'est pas destructif mais plutôt protecteur. Le dépôt des moraines dans les dolines et des encoches karstiques et le remplissage des grottes (Burlandier) par des dépôts glaciaires prouvent que la karstogenèse serait pour l'essentiel antérieure à la dernière glaciation.

I.5 Karstogenèse: évolution actuelle.

Deux méthodes permettent d'évaluer l'ablation karstique dans le Jura:

- La méthode des plaquettes calcaires placées en différents points du karst et pesées régulièrement (J. Werner. 1958, D. Aubert. 1967, 1969, M. Pochon. 1974...).

- L'analyse physicochimique des eaux d'infiltration et des émergences.

Par ces deux méthodes et plusieurs autres formules (cf. Symposium inter. de Ljubljana (1975) et d'Aix-en-Provence (1979) sur l'érosion karstique), on peut évaluer la vitesse d'ablation karstique dans la région d'Oyonnax.

D'après les formules de J. Corbel* (1957), quoique critiquée maintes fois (C. Ek. 1969) et celle de U. Helden* (1975), nous avons obtenu pour le secteur d'Oyonnax des valeurs entre 78 et 89 mm/millénaire. Ces valeurs élevées s'expliquent par une forte pluviosité (1501mm à Izernore, cf. Tabl. " 1 ". Chap. III), un fort enneigement, des températures peu élevées (moyenne annuelle = 9°), une dense couverture végétale, un chimisme des eaux: TH moyen = 24,17, ... ces valeurs sont conformes à celles connues dans le Jura franc-suisse:

- bassin de l'Areuse: Q = 90-100 mm/1000 ans (A. Burger. 1959)
 Q = 100 mm/1000 ans (D. Aubert. 1967)
 Q = 84 mm/1000 ans (J. Miserez. 1973)
- bassin de la Noiraigue: Q = 69 mm/1000 ans (J. Miserez. 1973)
- bas-Jura français: Q = 90 mm/1000 ans (R. Muxart. 1965)
- cluse de Pichoux: Q = 70-81 mm/1000 ans (M. Monbaron. 1975)
- bassin de Dorvan: Q = 81 mm/1000 ans (J. Gibert et al. 1983)

Actuellement, l'évolution du karst superficiel est essentiellement de type pluvio-karstique avec une influence nivale, une abondante fourniture des débris végétaux et organiques et une couverture de colluvions et d'argile de décalcification. A ce titre, le secteur d'Oyonnax appartient au karst de montagne forestier.

* Formule de J. Corbel (1957): $X = \frac{4 E T}{100}$
(1959)

X = ablation théorique (spécifique en m³/km²/an ou mm/1000 ans)

E = eau disponible

T = concentration, ici en TH

* Formule de U. Helden (1975): $X = t(Tr c + m)(dA 10^6)^{-1}$

X = dénudation en m³ par l'unité de temps par km²,

Trc+m = transport total de Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ de la zone calcaire considérée en g de CaCo³ par Sec,

d = densité de la roche en g par cm³ (ici = 2,65) et A = surface de la zone calcaire considérée en km².

II Le réseau souterrain.

II.1 Hydrogéologie.

A cause de la complexité structurale et de l'importance des héritages glaciaires dans le secteur d'Oyonnax, il est difficile de comprendre l'organisation du drainage souterrain. Le pendage des couches et les accidents tectoniques commandent le sens des circulations souterraines. En général, l'écoulement souterrain se fait depuis les anticlinaux vers les synclinaux dans lesquels se rassemblent les eaux d'infiltration.

-Le val de l'Oignin recueille les eaux d'infiltration des flancs E et W des chaînes des Joux blanches et des Berthiants, ensuite ces eaux se dirigent vers le N.

-Le val d'Oyonnax est affecté par un plongement axial vers le N, ce qui explique les nombreuses et importantes émergences des environs de Dortan. On note que l'écoulement souterrain entre Bellignat et Arbent est de sens inverse de l'écoulement de surface. Au Sud de Bellignat, les eaux gagnent vers le S en direction de Montréal et de la dépression intermorainique à l'W de la cluse de Nantua.

-Dans le val de Charix, l'écoulement se fait vers le S ce qui explique les nombreuses sources dans la cluse de Nantua.

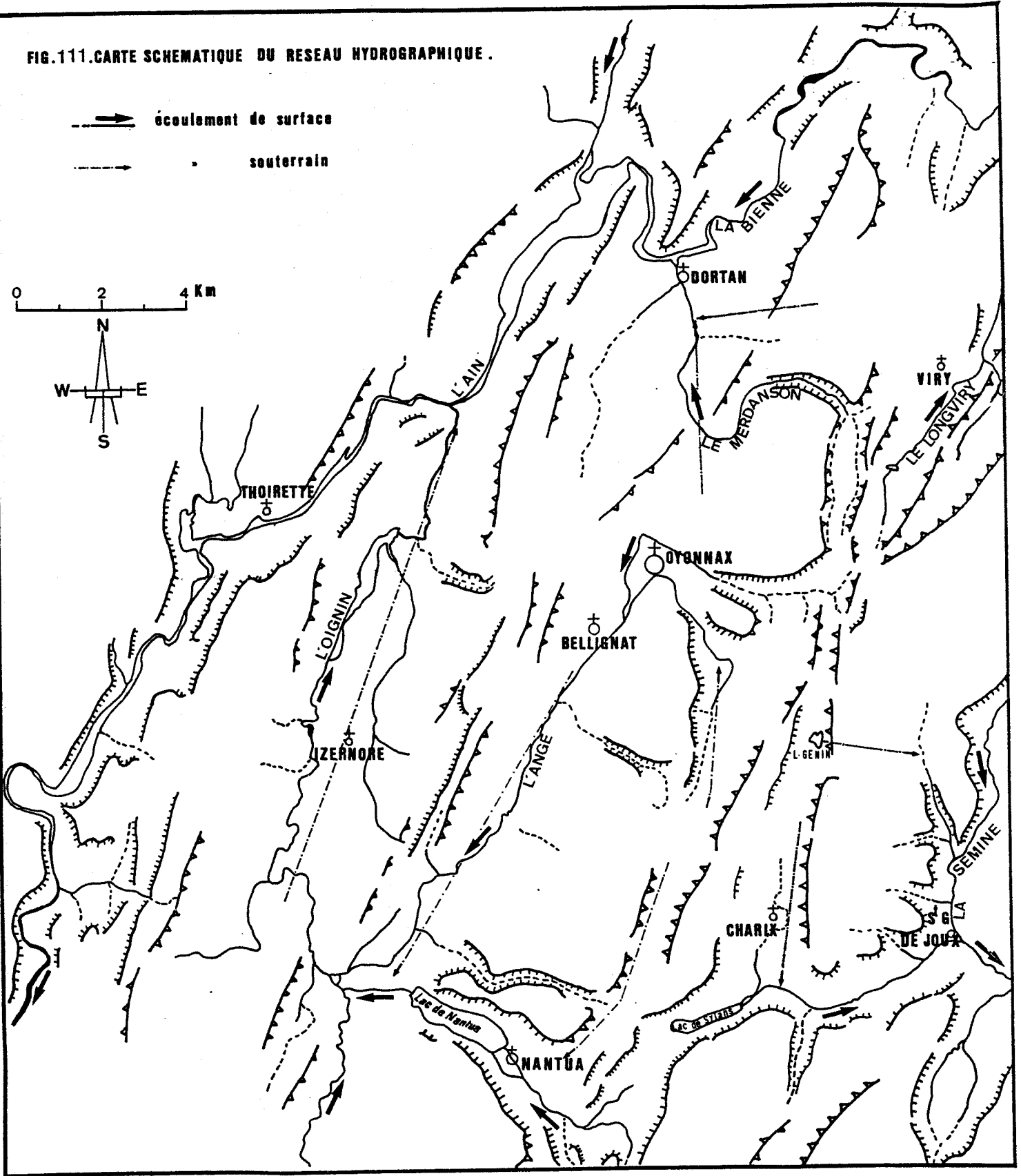
Les exploitations spéléologiques et les données de forages géophysiques permettent d'obtenir la carte des écoulements souterrains (Fig. 111).

L'hydrogéologie du secteur d'Oyonnax est conditionnée par la présence des séries calcaires et marneuses qui offrent chacune un aquifère. Du point de vue lithologique et du comportement hydrogéologique des formations, on peut distinguer trois types d'aquifères disposés sur des terrains imperméables (Lias, Oxfordien, Purbeckien).

1) L'aquifère des dépôts détritiques quaternaires.

Les dépôts détritiques occupent essentiellement les bassins; l'épaisseur des remblaiements est très variable et peut atteindre une trentaine de mètres ou même plus (dépressions au N d'Oyonnax, à l'W de la cluse de Nantua...). Ces dépôts constituent une nappe aquifère superficielle alimentée par les infiltrations et par les résurgences. Cette nappe est d'autant plus importante que la masse alluviale est plus épaisse et perméable et que le fond de la dépression est mieux colmatée. Dans le val d'Oyonnax, la nappe aquifère est de type cloisonnée (L. David. 1963, R. Enay. 1981). Une part des eaux des

FIG.111. CARTE SCHEMATIQUE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE.



nappes s'engouffrent dans les cavités et les fissures des calcaires du substrat jusqu'à ce qu'un niveau imperméable l'arrête, alors elle coule à sa surface et apparaît sous forme d'exurgence dont le débit est fonction de l'étendue du bassin versant hydrogéologique, de la pluviosité, la texture et la cimentation des dépôts...

Les eaux de cette nappe s'organisent presque de la même façon que les eaux superficielles: depuis les bords des bassins vers le centre et vers le S (bassins de l'Ange, de Charix, de la Semine) ou le N (bassin de l'Oignin, de Viry...). Ce schéma se complique parfois: au N d'Oyonnax, l'écoulement souterrain est vers le N.

Les dépôts fluvioglaciaires sont d'importance; ils sont exploités au SW de Bellignat et au puits de la rue Michelet: plus de $100\text{m}^3/\text{h}$ pour une perméabilité de 2.10^{-3}m/S .

Vers Arbent, les dépôts sont plus fins (lacustre(?)), leur perméabilité varie entre 2 et 7.10^{-4}m/S , et les débits d'exploitation ne dépassent guère quelques dizaines de m^3/h (P.Landry.1981).

Les moraines de fond et les dépôts lacustres ne fournissent que des valeurs très faibles (Cheyrolles, Miseray...), ils jouent plutôt un rôle de planchers imperméables.

Les éboulis présentent un intérêt important: sources de la Touvière, d'Arfontaine, plusieurs sources dans la cluse de Nantua, les vallées de l'Ain, de la Semine...

2) L'aquifère du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur.

- Le Crétacé inférieur est constitué d'une alternance de calcaires et de marnes d'une épaisseur de $\approx 100\text{m}$. Ces formations sont peu épaisses et limitées dans les axes des plis. Leur capacité d'emménagement est insuffisante pour en faire un aquifère de grande valeur.

- Le Jurassique supérieur est formé de calcaires durs à grains fins, oolithiques ou à débris avec des intercalations marneuses. Ces calcaires sont généralement massifs, souvent fracturés, poreux (Porosité: 16-62% (20ech)) et marqués par les phénomènes de dissolution.

Ces deux séries calcaires (Crétacé inférieur et Jurassique supérieur) présentent l'unité hydrogéologique principale; les marnes puberckien es peu épaisses ne suffisent pas à séparer les deux grandes masses. (R.Enay.1978,1982). Il est vraisemblable que les eaux recueillies descendent jusqu'à l'Oxfordien qui constitue un écran imperméable.

3) L'aquifère du Jurassique moyen. (porosité 14-27%).

Cette unité est formée de deux niveaux moins épais que ceux du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur: un niveau supérieur biodétritique, pseudoolithique ou oolithique (Bathonien) et un niveau de calcaires beiges cryptocristallins argileux, à entroques et spathiques (Bajocien). Leurs affleurements sont limités mais ils bénéficient, grâce à leur disposition stratigraphique, des infiltrations des eaux des unités supérieures. C'est dans ces niveaux que les meilleurs résultats ont été obtenus. La source de la Doye et plusieurs autres forages à Geilles (vallée de l'Ange) et dans la vallée de la Sarsouille en sont de bons exemples.

Dans les séries calcaires, les circulations des eaux se font en général vers les axes synclinaux et émergent dans les points bas de la topographie: la cluse de Nantua, la vallée de l'Ain, de la Bienne, de l'Ange... Elles sont guidées par la lithologie et les éléments de la structure; les figures 111, 112 illustrent bien cet écoulement.

II.2 Les phénomènes karstiques souterrains.

Depuis longtemps des spéléologues et des hydrogéologues se sont intéressés au département de l'Ain. Pour le moment on dispose d'une trentaine de rapports géologiques et seulement de quelques données de traçage. A partir de ces données et de l'analyse des cartes géologiques et topographiques et l'étude de terrain nous pouvons avoir une idée sur la situation, les conditions, l'origine... de plusieurs phénomènes karstiques.

a) Les sources. Elles se placent au pied des principaux reliefs, dans les talus d'éboulis, dans les zones faillées, à la faveur des niveaux marneux imperméables... Comme toutes les résurgences du Jura (ou même des pays calcaires), il y a un étiage assez long en été; les crues de fonte des neiges sont fortes en général en avril et mai.

- les principales sources.

* Source de la Doye (Geilles) est la source la plus importante des environs d'Oyonnax. Elle "sort au toit des calcaires de Dogger à leur point d'affleurement les plus bas dans ce secteur presque en contact des marnes oxfordiennes sus-jacentes" (R. Enay. 1967, 1980). La zone d'alimentation est constituée par les affleurements à l'amont de Geilles jusqu'à Apremont qui présente une zone de partage des eaux. Son débit varie suivant les saisons entre 180 et 500m³/h.

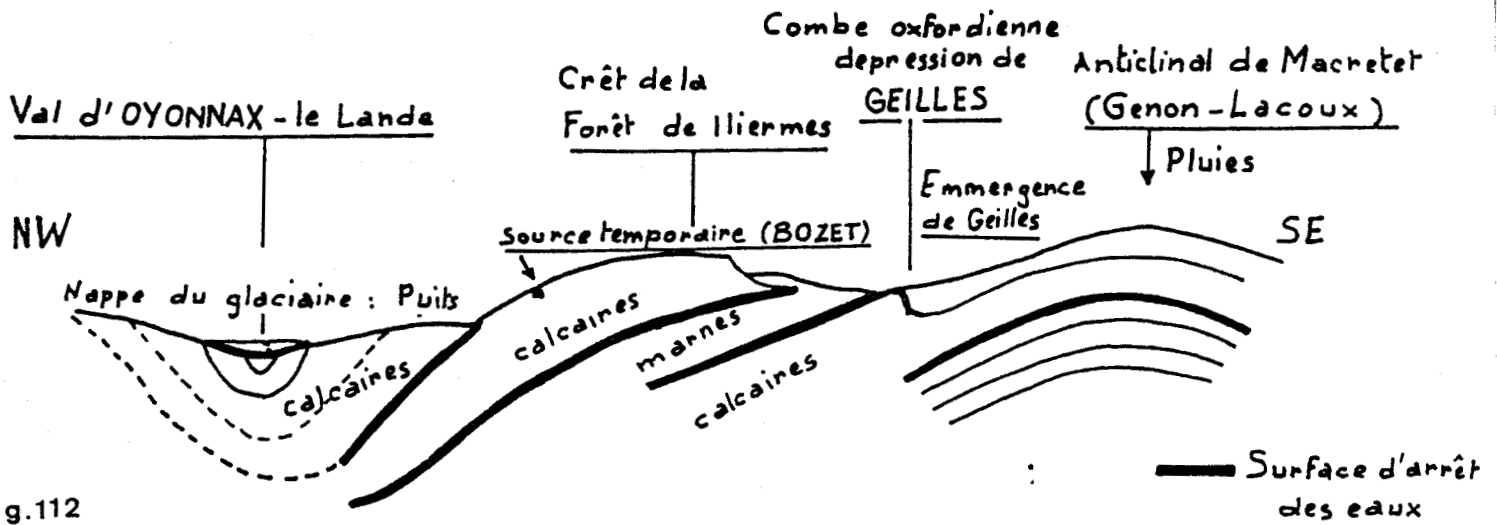


Fig.112

Coupe schématique montrant les ressources en eaux de la région d'OYONNAX (D'après Thorat 1948)



* Source de la Bride (Arbent) est localisée dans des calcaires du Jurassique supérieur; elle procure toute l'année un débit non négligeable contrairement aux sources de Macretet qui n'ont que des valeurs très faibles et tarissent l'été. Son débit d'étiage est estimé à plus de $4\text{m}^3/\text{h}$.

* Source de Miseray est localisée dans des dépôts morainiques avec des passées sableuses, graveleuses et argileuses (Thoral. 1955, carte géol. de Moirans-en-Montagne au 1/50000). Les niveaux argileux servent d'écran imperméable. Le débit minimum est de 1l/S ou un peu plus. Ce débit s'élève en période de pluie et l'eau perd sa limpidité, ce qui traduit l'introduction d'eau de surface ou celle d'une source calcaire non filtrée.

* Source de l'Oursière (au N de Mons) se situe dans une "combe" oxfordienne étroite (le long val à l'W de Chatonnax) parallèle à la structure. Cette combe coïncide avec une faille inverse de direction NW sur le flanc E de l'anticlinal d'Arfontaine avec relèvement du panneau E.

Une autre source 600 m au N jalonne le tracé de la faille (Thoral. 1949, R. Enay. 1981).

L'eau s'écoule suivant le pendage vers l'E en direction du synclinal de Mons-Dortan, mais elle est arrêtée par les calcaires marneux moins perméables du compartiment E. L'émergence de l'eau suit la trace du plan de faille avant d'imprégner les colluvions qui tapissent le fond de la "combe". Ainsi la zone d'alimentation s'étend sur les reliefs du Bois de Diesse à l'W (jusqu'à l'escarpement rauracien qui domine Arfontaine).

* La source d'Arfontaine (Thoral. 1949, C. Gaillard. 1985). Elle est située dans une petite "combe" tapissée de gros blocs rocheux; la zone d'alimentation est constituée par un éboulis de calcaire rauracien reposant sur des marnes oxfordiennes imperméables. Le débit varie suivant les saisons et peut atteindre $7\text{m}^3/\text{h}$; en période d'étiage, la source ne tarit pas.

* Source de la Touvière, lieu-dit "En Charvet": Samognat (cf. C. Mangold. 1966, C. Gaillard. 1985).

C'est une source karstique dont les eaux ont pour origine un éboulis grossier alimenté par un escarpement du Malm. Son débit peut atteindre $25\text{m}^3/\text{h}$.

Plusieurs autres sources apparaissent dans la basse vallée de la Bienne (source bleue, source de Chancia), dans le val de Charix

(source au lac Génin, source de Boiton, source de la Balme...), dans la cluse de Nantua (source de la Doye à Nantua, source du Margiland, source de la Doye au NE des Neyrolles...) dans les vallées de la Semine, de l'Ain... et il serait fastidieux de les énumérer toutes.

- Répartition des sources

Cette répartition est bien illustrée par le tableau n°25 . On note que la plupart des exutoires s'alignent le long des accidents tectoniques qui affectent le plus souvent les terrains du Dogger et du Malm. Ce phénomène paraît plus prononcé dans la zone des lanières (chaîne des Berthians et des Joux blanches). Les accidents tectoniques constituent une zone privilégiée pour la circulation des eaux et les synclinaux favorisent la constitution des nappes.

Il y a aussi des sources et des réservoirs dans les points bas de la topographie; Ces sources sont le plus souvent canalisées par les alluvions et les dépôts morainiques. Des nappes libres apparaissent au niveau de ces alluvions comme le montrent plusieurs sources et des étangs (au S d'Izernore (carrière de Sur Champ Biolay), au SE d'Izernore au lieu-dit Combe Melin, au NW de Brion, au SW de Bellignat...

b) Les pertes

Plusieurs pertes, surtout temporaires, apparaissent dans le secteur d'Oyonnax. La plupart ne se manifestent qu'en période de pluviosité abondante. Lorsque la perte n'a pas la possibilité d'évacuer les apports de ruissellement, il se forme une petite mare temporaire. C'est le cas des dolines dont le fond est colmaté par les colluvions et la terra-rossa. Parmi ces pertes, on peut citer celle de l'Embouteillou au Nd'Oyonnax, le grand pré, au N du lac Génin, prairie d' Echallon...

c) Les cavités

Plusieurs cavités s'ouvrent surtout près des escarpements rocheux. On peut distinguer deux types de cavités:

- des cavités inactives témoignant d'une phase de karstification ancienne (cavités héritées), elles sont les plus répandues et peuvent être temporairement parcourues par les eaux. Parmi ces cavités citons celles de la Grande Roche, du Burlandier, de Lordon, de la Touvière (Vers), de la Filatière (le Chailley), du Puits perdu (Plagny de Goulette (S^t Germain-de-Joux)...

Unité morpho-structurale	Source, captage, réservoir.	Formations et contact par des failles au niveau de la source (-)
	Bolozon	Dogger
	Napt	Hauterivien-Rauracien
	Vers	Bajocien-Kimméridgien, Rauracien (moraine)
	Volognat	Rauracien- ? (Eboulis)
	Sce des Rues SW Mornay	Rauracien- ? (moraines)
	Crépiat	Bajocien- ? (moraines)
	Intriat	Jurassique supérieur
	Nebois (N. d'Intriat)	Rauracien- ? moraines
	Heyriat	Portlandien-Bathonien+ (moraines)
	Sorpiat	Portlandien- ?
	sce de Tournerie NW Sorpiat	Oxfordien-Bajocien
	Sonthonnax la Montagne	Portlandien-Bathonien
	Chougeat	Oxfordien
	Matafelon	Valanginien
	Izernore	dépôts deltaïques
	Condamine de la Belloire	dépôts lacustres
	Géovressiat	Bathonien-Valanginien (+ moraines)
	Montréal	Dogger-Argovien
	Beauregard	Bajocien-Bathonien
	Sce de la Lechère	Bajocien-Oxfordien
	Bussy	moraines
	Charbillat	Oxfordien-Bathonien
	Tignat	dépôts lacustres (varves et moraines)
	Plateau d'Andréas	moraines
	Sce côte chaude	Oxfordien-Bajocien
	Martinet (Bief de Liez)	Kimméridgien-Oxfordien
	La Saule	Moraine terminale (Montréal)
	Jargeat	Valanginien
	Sce sous la Côte	moraine
	F ^{ne} à l'E de Cessiat	Lias
	Groissiat	Valanginien, Hauterivien Portlandien-Valanginien
	Tenège	Valanginien-Hauterivien
	Sce à l'W du cimetière de Groissiat	Hauterivien
	Chateau Covet	Portlandien
	Ijean	Oxfordien, moraines
	La Longeon	Kimméridgien, Portlandien-Crétacé inférieur
	La Touvière	Oxfordien, Eboulis
	Charvay	Bajocien
	Géovreisset	Oxfordien-Bajocien, Puberckien, Portlandien
	Pisse loup	Moraines
	Près des Saules	Hauterivien-Hauterivien
	Mont Rond	Puberckien-Portlandien
	Les Combelles	Oxfordien-Rauracien
	La verpillouse	Kimméridgien, Portlandien

TAB. N° 25. REPARTITION DES DIFFERENTES SOURCES.

Alexe	moraines
Sce Couloir	Jurassique supérieur
Sce Bride	Jurassique supérieur
Sce Rousse	Jurassique supérieur
Arfontaine	Oxfordien, Eboulis
Mons	Puberckien
Bar. Grange. F ^{me}	Oxfordien
l'Oursière	Oxfordien-Rauracien
Chatonnax	moraines
Miseray	moraines
Cheyrolles	moraines
Bouvent	Valanginien
Bonaz	Valanginien, moraine
Emondeaux	Argovien
Chancia. Réservoir	moraines
Sous Roche	Kimméridgien, Portlandien
Sce bleue (Dortan)	Kimméridgien, Portlandien
Sce de la Doye	Dogger
Sce de la Croix Goyet	alluvions
Sce Burdet	alluvions
Sce du Margiland	alluvions
Malebronde	Crétacé inférieur
Colliard	Jurassique supérieur
Neyrolles	alluvions
Sce de la Doye	alluvions
Gge des pauvres	Jurassique supérieur, Eboulis
La Late	moraine
Martinet	Crétacé inférieur
Sce de la Balme	Crétacé inférieur
S ^t Germain de Joux	Kimméridgien, Portlandien, alluvions
Les Granges	Kimméridgien, Portlandien
La Gotette	Oxfordien
Apremont	Oxfordien, Dogger
La Rochette	Bathonien-Rauracien
Geilles	Dogger, alluvions
Macretet	Jurassique supérieur
La Sarsouille	Dogger, alluvions
Sce de Bornand	Argovien
Merdanson-Réservoir	Rauracien
Pommerage	Séquanien
Sièges	Argovien
Le village d'en Haut	Crétacé inférieur, moraines
Lac Génin	Crétacé inférieur
Sce de la Roche Taillée	Crétacé inférieur, Eboulis
Viry. Réservoir	Rauracien, Séquanien.
Les Ganguis	Kimméridgien-Portlandien
Le Roti (A l'E)	moraines
Plagne	Kimméridgien, Portlandien
Commune d'Echalon	Kimméridgien, Portlandien, moraines
Puits de Béard (Echallon)	Kimméridgien, Portlandien
Le Charnay	Argovien
La Côte Druet	moraines
Le Chazal	Argovien
Sce de l'Enversi	Argovien, Callovien

- des cavités parcourues par des eaux actuelles importantes; citons comme exemple celle à l'E de Chancia.

Plusieurs avens apparaissent au SE de Geilles, à l'E d'Apremont, dans la forêt d'Echallon...

L'aven le mieux connu est celui de l'Embouteillou. Une expérience de coloration à la fluorescéine a prouvé la communication de cet aven avec la source bleue de Dortan.

Une autre expérience à la fluorescéine a prouvé la communication du gouffre de Sièges avec la source bleue de Dortan (R. LePennec et C. Locatelli. 1981).

Leur répartition est délicate et il serait prématuré d'en conclure qu'ils se localisent dans telle ou telle série ou ils sont liés à tel ou tel élément de la structure.

II.3 Caractères physico-chimiques des eaux.

On dispose de quelques données fragmentaires sur ce point. Le tableau n°26 illustre bien les aspects physico-chimiques des eaux. On note que:

- la minéralisation totale des eaux n'est pas très forte (eau de minéralisation moyenne).
- Le PH est toujours compris entre 7 et 8 ,il dépasse rarement 8.
- La résistivité varie toujours entre 1800 et 3500 Ohms/cm, les valeurs les plus élevées sont celles des séries calcaires. Les eaux des marno-calcaires du Crétacé inférieur sont plus minéralisées (Res 2000 Ohms/cm) que celles des calcaires du Malm (Res 30000ohms/cm), ce qui pourrait signifier que les circulations souterraines y sont plus rapides.
- La dureté totale (TH) des eaux varie entre 15 et 34° français
- Les différentes unités hydrogéologiques ne présentent pas de différences notables, ce qui signifie des liaisons entre elles.

Il faut aussi noter la diminution de la minéralisation en période de crue (M.Monbaron.1975). Miserez.J.J.(1973) a montré que l'automne est marquée par un maximum de minéralisation (lié à la production de CO₂) alors que le printemps enregistre le minimum (crue nivale de printemps).

II.4 Evolution du karst profond.

Les réseaux souterrains actuels ont sans doute commencé à se développer dès la fin du Tertiaire et se sont développés durant tout le Quaternaire. La phase tectonique pontopliocène (compression et surrection) a introduit des modifications dans les volumes karstifiables et de nouvelles adaptations des systèmes karstiques (adaptation à l'abaissement de niveau de base karstique)

L'évolution du réseau souterrain, dès le Pliocène, s'est faite en parallèle avec l'approfondissement des grandes vallées superficielles d'où un système hypogé dans la cluse de Nantua, dans les vallées de la Bienne et de l'Ain... Le remplissage glaciaire et fluvioglaciaire sur une trentaine de mètres d'épaisseur (ou même plus) a limité ensuite cet effet, cela entraîne une montée du niveau de base et l'existence des formes karstiques (grottes, conduits...) aujourd'hui fossiles.



Dénomination	Enseignements géologiques	débits m/h	PH	Rés.	TH	T.A.C.	SiO ₂	Ca	Mg	NH ₄	Na	K	Fe	Mn	CO ₃ H	Cl	SO ₄	NO ₂	NO ₃	PO ₄	Références
Bel 1	C.cret.inf-Jur.sup.	40	7	1856	33,5	24,50	-	92	25,2	-	0,05	0,3	0,08	0	-	60,4	0	-	-	-	Geoservice 1977
Bel 5	=	90	7,1	1924	29,5	26,75	-	108	6	-	2,25	0,65	0	-	14,2	20	-	-	-	-	Geoservice 1977
CB 2	alluvions	180	7,6	2200	28,6	26,60	-	-	-	-	-	-	0	-	6,3	14,2	-	-	3	-	Cinquin 1979
CGE 8	=	180	7,6	2170	26,6	26,00	-	-	-	-	-	-	0,05	-	5	13	-	-	2,5	-	Sondaralp/CGE 1972
Les Bourbes	=	180	7,3	2230	27,2	25,00	-	-	-	<0,5	2,3	-	0,15	-	305	5	20	<002	3	-	serv.tech.Oyonnax 1985
CA 1	alluvions	40	7,2	2292	-	25,00	-	143,5	-	-	8,19	0	-	-	-	10	-	-	1,5	-	Entre.Dolbeau 1953
CA 2	=	40	7,1	2190	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Cinquin 1963
Scé Bride	C.Jur.Sup.	16-4	7,7	-	23	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,19	-	0,03	-	-
Scé Couloir	=	-	7,8	-	21,5	19,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	0,3	-	0,06	-	in P.Landry 1981
Scé Rousse	=	-	7,5	-	23,5	22,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	0,3	-	0,03	-	-
G 1	C.Jur.Moy.	80	7,3	2185	25,5	20,34	-	68	20,4	-	4,3	0,8	0,06	0	-	24,8	21,5	-	-	-	Geoservice 1976
G 2	=	-	7,55	2440	24,0	21,00	-	3,2	1,6	-	0,28	-	-	-	-	0,36	0,56	-	0,02	-	in P.Larry 1981
G 3	=	60	7,3	2162	27,5	22,85	-	76	20,4	-	2	0,7	0,22	0	-	31,3	10	-	-	-	Geoservice 1976
G 5	=	150	7,5	2660	22,5	20,7	-	56	20,4	-	1,5	0,5	0	0	-	7,2	11	-	-	-	Geoservice 1975
F.Grd.Moulin	Quat+Jur.Sup	-	-	-	19,7	17,5	2,4	70	5,3	<0,1	1,1	0,3	0,15	<0,05	213	2,5	12	<002	3,5	<0,1	R.Enay 1982
BS(Geilles)	=	-	7,8	3250	15,4	16,5	-	-	-	<0,1	1,2	-	<0,1	-	20,1	3	5	<002	2	-	serv.tech.Oyonnax 1985
SLE 2	C.Jur.Sup	-	-	3010	20,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SLE 3	=	-	-	3480	18,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	in P.Landry 1981
Scé.Doye	C.Jur.Moy	500-180	7,65	3020	20	20	-	3,2	0,83	-	0,06	-	-	-	-	0,08	<0,2	-	<002	-	-
CO1.Michelet	alluvions	140	7,55	2140	27,4	23,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,37	0,52	-	0,20	-	P.Landry 81, SLEE 71
CO2.Embouteil	=	-	7,45	2150	27,6	26,5	11	77,2	20	0	1,15	0,4	<005	0,04	223,4	5	-	0	4,20	10	serv.tech.Oyonnax 1985
Sl.Narvik	=	-	7,7	-	33,5	28,00	5	124,2	6,1	0	18,5	2,8	0,07	0,01	341,3	32,4	16,5	0	37,6	0,04	G.C Gress 1980/1981
SA 1	C.Jur.Moy	41	7,25	2116	27,0	18,2	-	78	18	-	6	1,1	0,39	-	-	46,2	28	-	-	-	Geoservice 1977
SA 2	=	-	8,25	2230	18,2	22,2	-	-	-	-	-	-	0,15	-	-	44	37	0	0,43	-	Geoservice 1976
SLE 1	C.Jur.Sup	-	-	3410	18,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	S.L.E.E/Bachy 1971
Scé.Miseray	moraines	3,6	7,2	2360	24	-	-	100	-	-	-	-	0,04	-	-	6,03	-	-	0,25	-	Thoral 1955
Scé.Touviere	Eboulis	25	7,65	2600	22,5	22	2,2	83	4,4	<0,1	0,9	0,2	<0,1	<0,05	268	2	5	<002	1,5	<0,1	C.Gaillard 1985
Scé.Arfontai	Eboulis+Dxf	7	7,7	2950	19,9	19	1,8	74	3,4	<0,1	0,9	0,2	<0,1	<0,05	232	3	4	<002	1,5	<0,1	-
Scé. Chateau	=	-	7,35	2520	27,6	26,50	4,0	96	8,7	0	4,6	1,17	0,09	0	323,4	6,5	<10	0	7	<0,1	R.Enay 1974

-292-

TAB. N° 26. CARACTERES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX.

L'action des glaciers a un rôle important dans le développement des réseaux souterrains (M.Chardon.1984;M.Julian.1984); ils constituent des réservoirs d'eau qui se libèrent au cours de la phase de retrait glaciaire avec de fortes fusions au cours de la période estivale et au moment de vidanges de poches d'eau intra-glaciaires ou supra-glaciaire.

L'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires a contribué au façonnement général des réseaux: creusement par les eaux sous pression des glaciers, élargissement par les eaux plus agressives pendant les phases tempérées... On ne peut cependant terminer sans évoquer les cavités encombrées de matériel glaciaire dans la cluse de Nantua, les vallées de la Bienne et de l'Ain. Ces cavités sont aujourd'hui suspendues au dessus des vallées.

III Les dépôts carbonatés de Dortan et de la Touvière.

Introduction.

Très peu nombreux, les dépôts carbonatés apparaissent surtout dans le secteur de Dortan. Les principaux gisements sont celui de Dortan et celui de la Touvière. Leur grand intérêt réside d'une part dans leur mise en place dans la zone tempérée s.s et, d'autre part dans leur recouvrement (dépôt de Dortan) de dépôts glaciaires (moraine) et proglaciaires (deltaïque).

Malgré le rôle important de ces dépôts pour éclaircir la stratigraphie quaternaire du secteur d'Oyonnax, ils n'ont jamais été systématiquement étudiés. La carte géologique de Moirans-en-Montagne les figure en "tufs"; M. Clin et J. Perriaux (1964) les ont signalés en quelques lignes. Plus récemment A. Reffay et al (1985) ont tenté de faire quelques observations sur cet affleurement.

L'autre affleurement (X = 849, Y = 143,5) est méconnu dans la littérature et n'a jamais été mentionné.

Nous allons, au cours de ce paragraphe, reprendre les observations de A. Reffay et al (1985), décrire les propriétés géochimiques, minéralogiques et micro-morphologiques et enfin discuter leur origine. Le dépôt de la Touvière sera étudié à la fin de ce chapitre.

A) - Dépôts carbonatés de Dortan.

I Site et morphologie des dépôts carbonatés de Dortan.

I.1. Cadre morphologique.

Les dépôts carbonatés de Dortan présentent un placage (sur le flanc E du synclinal de Mons-Dortan) circonscrit par les talwegs des R^{aux} des Bourbes et de Fossat affluents du R^{au} de Merdanson.

Quatre niveaux étagés peuvent être observés entre 400 et 500 m (Fig.113). Les deux niveaux intermédiaires T2 et T3 présentent des replats nets et étendus et offrent des talus bien marqués. La terrasse supérieure T1 (475m) a une topographie nette mais est peu étendue. Le niveau T4 "mérite à peine l'appellation de terrasse".

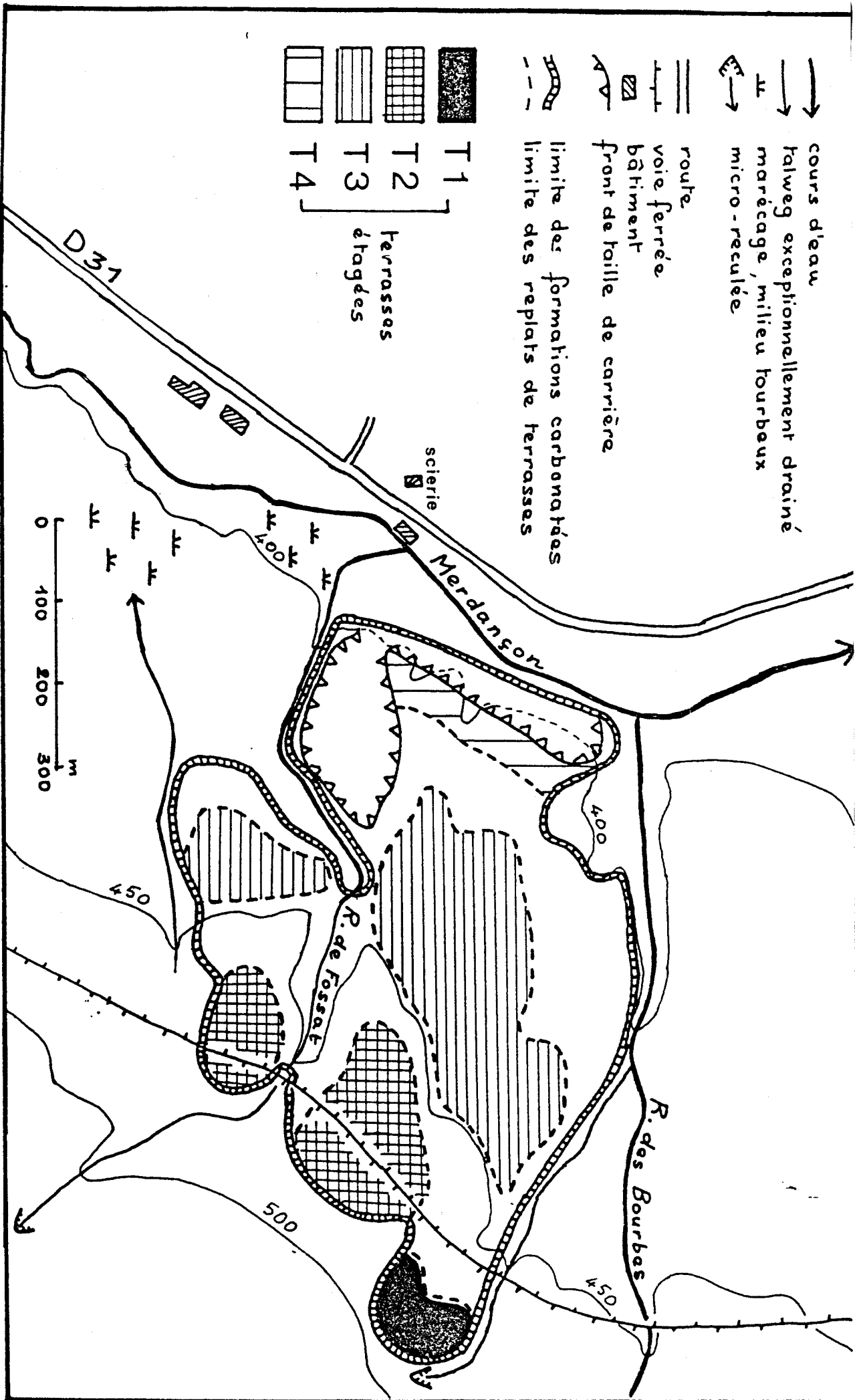


FIGURE. 113. LIMITES ET TOPOGRAPHIE (d'après. A. Reffay. 1985)

BU LILLE

I.2. Description des séquences.

L'exploration des coupes montre deux faciès bien distincts:

- des tufs s.s renfermant de nombreux moulages de débris végétaux (de type biohermes ou biostromes. J.Lang. 1981), des coquilles de gastéropodes et des restes de charbon.

- l'autre faciès meuble, pulvérulent, détritique, poreux... a été qualifié d'emblée de craie lacustre par M.Campy (été 1985). Ce dernier faciès épais de quelques mètres (à peine 6 m) est composé également de coquilles et de charbon, de sables, de limon et d'argiles avec une stratification très nette, alternativement claire et gris foncé, et un pendage conforme à la topographie. On peut distinguer plusieurs horizons (Fig.114). La minceur de ces dépôts carbonatés est due peut être à la période courte de leur formation.

Leur existence sur des dépôts glaciaires et proglaciaires traduit un changement de la vitesse d'érosion et de dépôts (changement climatique et du couvert végétal) ou bien un changement du mode de drainage comme résultat des mouvements tectoniques régionaux (cf.M.Campy et D.Contini.1981).

II. Analyse du matériel.

II.1. Analyses chimiques.

Les analyses chimiques ont été faites au laboratoire de sédimentologie et géochimie de Lille I par Monsieur Debrabant que nous tenons à remercier. Les échantillons ont été prélevés dans différents niveaux pour voir s'il y a des variations verticales ou latérales dans ces dépôts. L'échantillon n° 9 est pris dans la formation carbonatée de la Touvière.

Le tableau n°27 donne les résultats essentiels de la composition de ces dépôts.

Pour la numérotation des échantillons voir Fig.114.1,2,3,4,5.

Description:

Al 203:	0,02-0,054	
CaO	:48,34-53,15	
Mgo	:0,14-0,20	Moyenne de tous les
Na 20	:0,01-0,07	échantillons
K 20	:0,01-0,1	

Tabl n° 27.

ANALYSES GEOCHIMIQUES

DATE: JANVIER 86

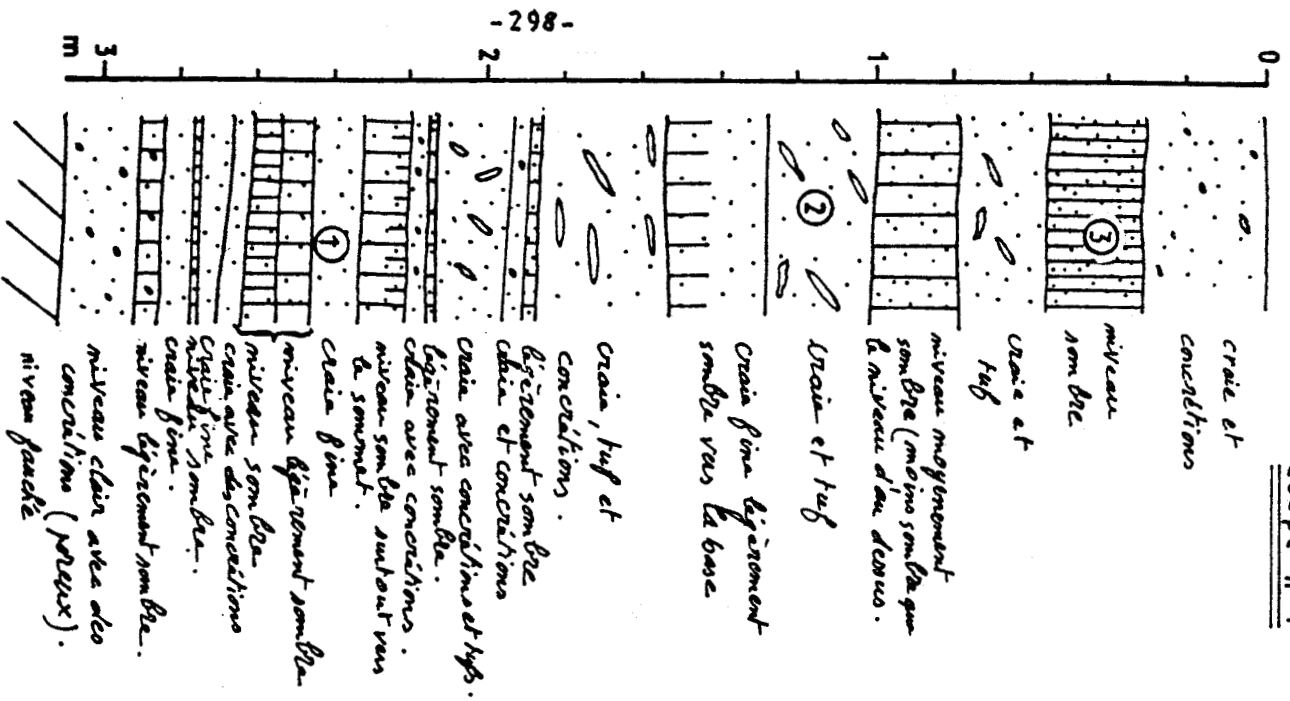
* N° ECH *	* Al2O3 *	* CaO *	* MgO *	* Na2O *	* K2O *
* 1 *	* n.d *	* 53,15 *	* 0,15 *	* 0,02 *	* 0,01 *
* 2 *	* n.d *	* 52,80 *	* 0,14 *	* 0,01 *	* 0,01 *
* 3 *	* 0,10 *	* 52,93 *	* 0,14 *	* 0,07 *	* 0,06 *
* 4 *	* 0,02 *	* 53,00 *	* 0,17 *	* 0,02 *	* 0,01 *
* 5 *	* 0,04 *	* 52,98 *	* 0,17 *	* 0,03 *	* 0,03 *
* 6 *	* 0,31 *	* 52,18 *	* 0,16 *	* 0,02 *	* 0,06 *
* 7 *	* 1,03 *	* 48,34 *	* 0,20 *	* 0,02 *	* 0,10 *
* 8 *	* 0,54 *	* 51,52 *	* 0,17 *	* 0,02 *	* 0,05 *
* 9 *	* 0,33 *	* 52,38 *	* 0,14 *	* 0,01 *	* 0,03 *

* n.d = non déterminable

(Pour les numéros des échantillons voir Fig.114.)



Coupe n° 1



Coupe n° 2

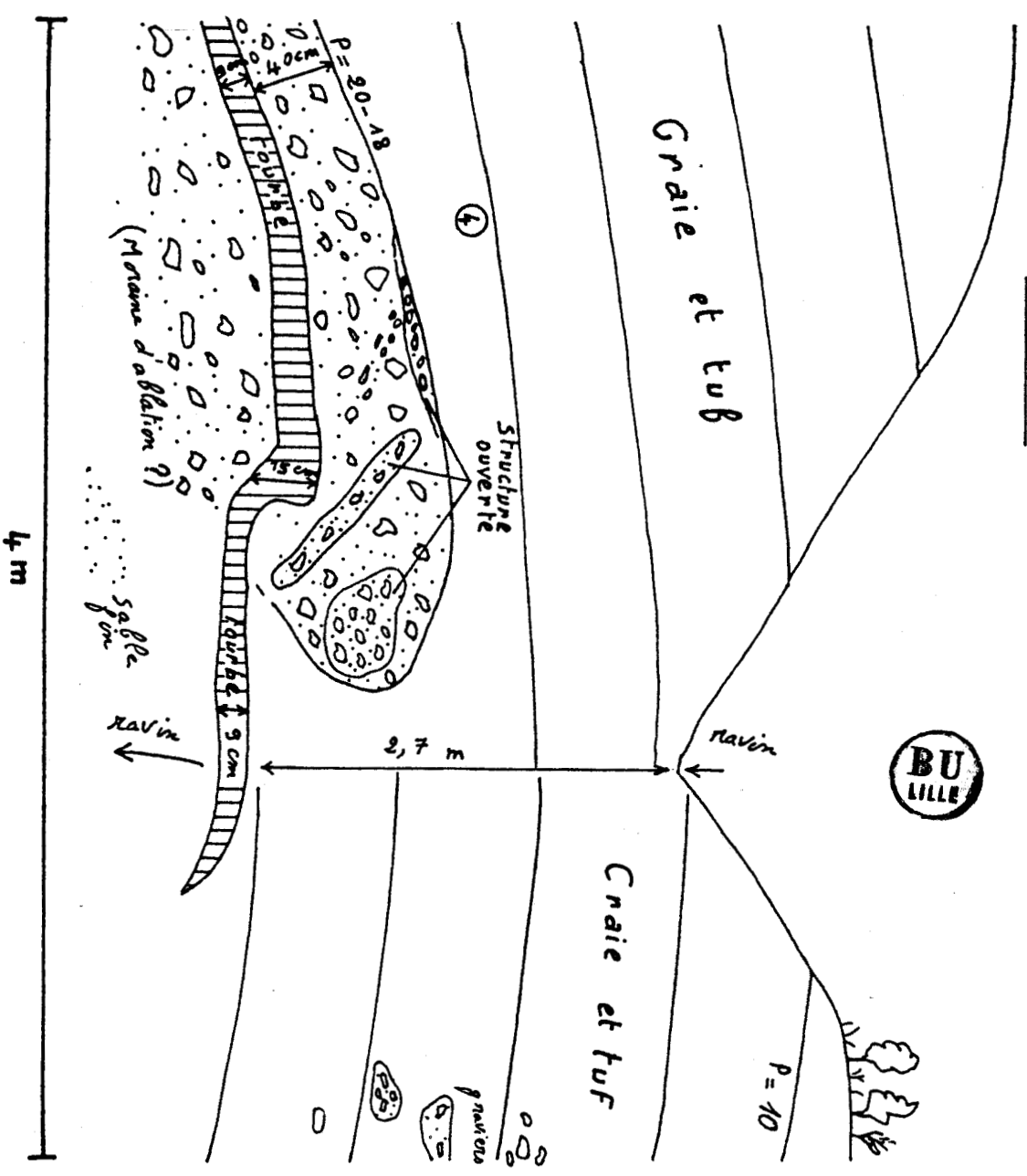
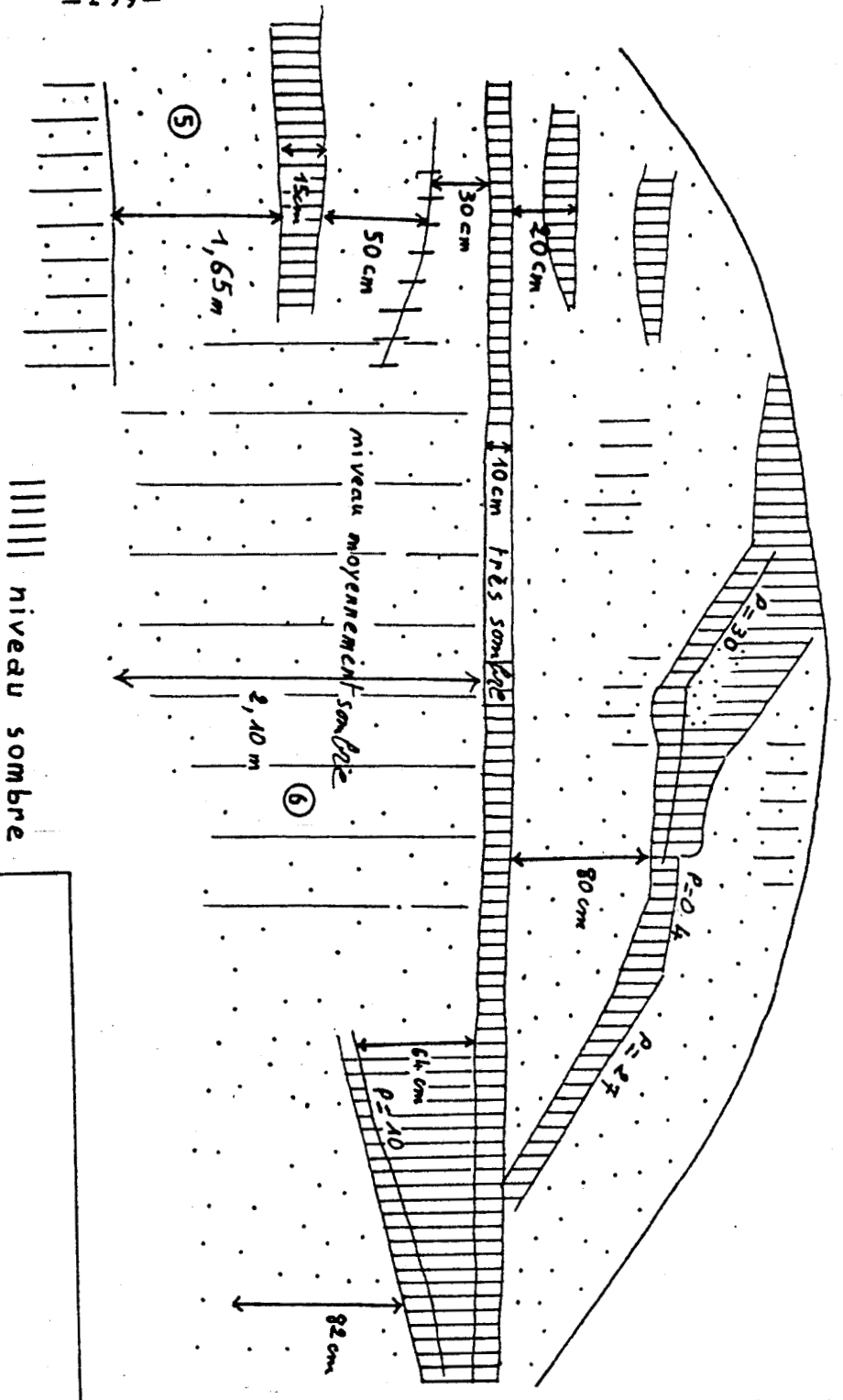
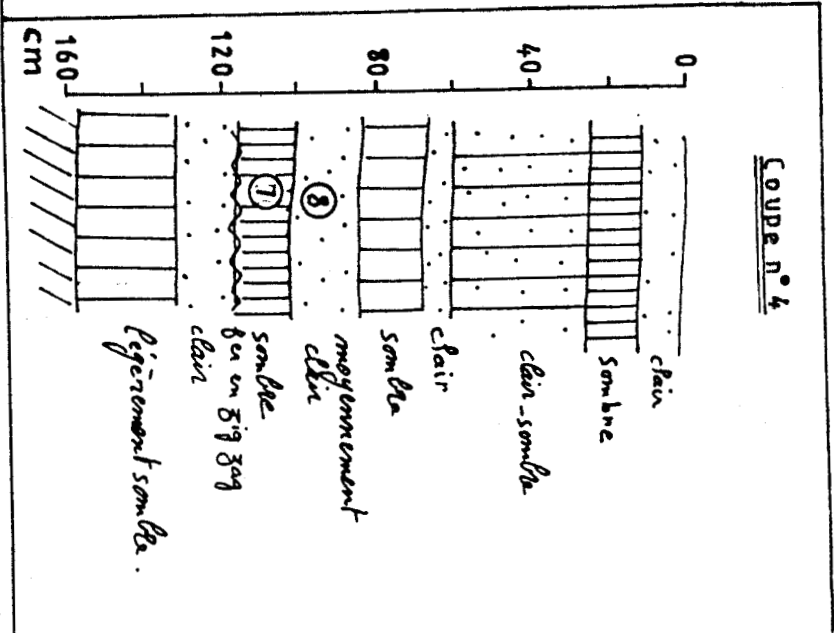


FIG. 114. QUELQUES COUPES DANS LES DEPOTS CARBONATES DE DORTAN. (1-5 coupes).

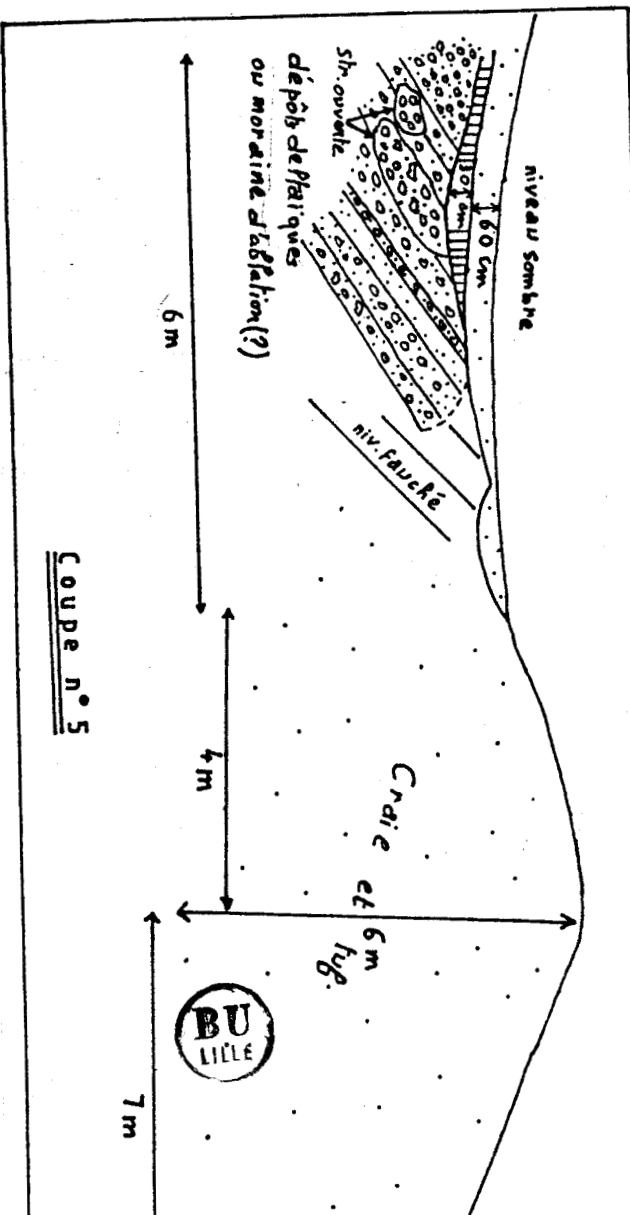


Coupe n° 3

- |||||| niveau sombre
- niveau clair
- ||·||·||· niveau inter-
médiaire



Coupe n° 4



Coupe n° 5



On remarque une homogénéité dans leur composition chimique avec un taux semblable des éléments essentiels. Par conséquent les variations verticales et latérales ne sont pas significatives, autrement dit, il n'y a pas une rupture marquée dans la sédimentation. La proportion du Sodium (Na) et du potassium (K) est en rapport avec la proportion d'eau qui les a déposés.

L'homogénéité géochimique des différents échantillons présente la difficulté de distinguer plusieurs types d'horizons quoique sur le terrain on distingue facilement des niveaux clairs et d'autres gris foncé (Plus granulométrie différente). Certes cela signifie une relation linéaire entre ces différents horizons et une même origine.

II.2. Analyses minéralogiques.*

Seulement trois échantillons ont été analysés car plusieurs autres n'ont pas assez de matériel argileux (très pauvres en argile).

Les résultats sont présentés dans le tableau suivant:

Ech.	Chlorite	Illite	10-14A	Vermiculite 14-14 A	Smectite	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Goethite
7	-	10	15 IS-IV	30 (CS-S)	30 ++	15 ++	+	-	-
8	-	+	+	++	++	++	-	+	-
Touvière	-	25 ++	10 (I.S)	30 (CS.CV)	30 ++	25 ++	++	?	+

Tabl. n° 28. CARACTERES MINERALOGIQUES DES TUFS.

() interstratifiés, cristallinité: +++ forte
 ++ moyenne
 + faible

On note une proportion élevée de la smectite et de la vermiculite (30%) et une légère différence entre les échantillons 4.1 et la Touvière. Cette différence est marquée par les valeurs élevées de l'Illite et de la Kaolinite (25%), de caractère très détritique. La présence des smectites est en bon accord avec la teneur en CaCO₃. La smectite, minéral majoritaire, est accompagnée par la Kaolinite, par l'Illite et par des interstratifiés.

* Nous tenons à remercier H. Chamley (Laboratoire de sédimentologie et géochimie de Lille I) qui a bien voulu faire ces analyses.

Cela signifie que le milieu de Dortan est favorable à la genèse des smectites: c'est donc un milieu confinant (conditions édaphiques locales). Comme, par ailleurs, il s'agit de dépôts récents, toutes ces argiles sont héritées.

II.3. Analyses micromorphologiques.

Huit lames minces ont été faites à l'Institut national agronomique de Paris-Grignon (nous tenons à remercier N. Fedoroff et P. Guilloré qui ont accepté de fabriquer ces lames minces).

Leur examen, avec M^r Fedoroff, a mis en évidence les aspects suivants:

- lame 1: (Coupe.1 n° 1)
 - dépôt homogène
 - que des carbonates, des petites billes de carbonates (tufs)
 - des coquilles de mollusques
- lame 2: (Coupe.1 n° 2)
 - carbonates fluorescents, l'ensemble est homogène.
- lame 3: (Coupe.1 n° 3)
 - réaction comme des carbonates.
 - des modules radiés qu'on trouve dans les sols carbonatés (phénomène biologique)
 - abondance de charbon sous forme de petits bâtonnets.
 - des particules noires se détachent bien, espèces d'os ou aragonite (?) en vert.
 - un tissu charbonneux, ferrugineux à la fois (corrosion?)

Interprétation:

- une petite pédogénèse avec incendie mais très faible.
On a tous les éléments de tuf, tassés, déformés avec du charbon.
- lame 4: (Coupe.4 n° 7)
 - carbonates, ensemble homogène
 - débris de végétaux
 - coquilles de mollusques
 - imprégnation par le fer, fer très amorphe en début.
- Tourbe: (Coupe.2)
 - très organique et bien humidifié
 - calcaire d'origine sous forme de taches
 - débris de coquilles, aragonite...
 - des morceaux du charbon du bois

- tissus végétaux
- des grains de quartz assez répartis dans l'ensemble
- quelques silex; le quartz et le silex présentent des fragments non carbonatés.
- très humifiée, opaque, couleur très foncée.
- des dépôts de carbonates qui ont été entraînés indiquent de nouveau une cristallisation et une histoire complexe; leur dissolution montre une corrosion évidente, qui peut être contemporaine ou postérieure.
- lame 6: (Touvière)
 - dépôts carbonatés homogènes
 - dentelé du calcaire
 - débris auréolaires
 - traces de tiges
- lame 7: (Touvière)
 - travertins avec une zone tassée
 - des carbonates parfois tassés
 - un peu de fer colmatant des drains
 - présence de matière organique
- lame 8: (Touvière)
 - travertins riches en débris
 - dépôt uniforme.

De toutes ces lames, ressort l'abondance de la matière organique et des carbonates. Suivant la proportion de ces deux éléments s'individualisent des horizons sombres ou clairs. Dans la lame 3 (horizon gris foncé) on a tous les éléments de tuf tassés, déformés, avec du charbon... Peut-on appeler cela un sol? ce n'est pas vraiment un sol mais il y a une pédogénèse très limitée. Le matériel est formé de carbonates auxquels viennent s'ajouter des débris de charbon, de même que dans les niveaux clairs, mais le matériau est plus tassé et plus déformé, avec du charbon, des nodules radiés. Il s'agit de sols secs et non pas aquatiques.

L'examen fractographique de ces dépôts a montré l'abondance de la nucléation du dépôt cristallin carbonaté. Une étude semblable des roches en place dans le bassin de Dortan (flanc E) serait d'une grande importance pour avoir la structure et le faciès cristallographique des constituants élémentaires des dépôts et les comparer avec ceux des tufs.

Les observations préliminaires avec J.P. Adolphe ont montré la structure granulaire et la porosité du matériel, fait dû aux micro-organismes bactériens et algaires (cf. aussi J.P. Adolphe. 1985, J.P.

Adolphe et al 1985, A. Weisrock et al 1985). Des études sont en cours pour définir ces différents types de microorganismes (J.P. Adolphe)

II.4. Etude des mollusques.

On trouve dans ces dépôts carbonatés un grand nombre de mollusques. D.D. Rousseau (Inst. Sci. de la Terre. Univ. de Dijon) a mis en évidence plusieurs espèces parmi lesquelles: (in A. Reffay. 1985).

<i>Cepaca sp</i>	2	
<i>Perforatella bidentata</i>	1	= mollusques terrestres.
<i>Succinea putris</i>	4	

<i>Lymnaca (Radix) auricularia</i>	3	
<i>Lymnaca (Radix) ovata</i>	1	= mollusques aquatiques dulciroles
<i>Lymnaca (Radix) peregra</i>	1	

Perforatella bidentata vit dans les milieux boisés humides, sous les feuilles mortes, parmi les mousses, au pied des vieux troncs d'arbres, principalement en France, dans les régions montagneuses de l'Est.

Succinea putris vit sur des plantes riveraines des cours d'eau et sur des plantes aquatiques émergeant de l'eau, toujours aux endroits très humides.

Lymnaca (Radix) ovata vit dans toutes les eaux douces.

Lymnaca (Radix) peregra vit surtout dans les eaux stagnantes.

Ces mollusques sont caractéristiques d'un milieu forestier amphibie avec eau douce et stagnante.

II.5. Analyses palynologiques.

Les analyses palynologiques (H. Richard. lab. chrono-écologie du Quaternaire. Fac des Sci. et Tech. de Besançon) in A. Reffay (1985) et information orale de A. Reffay montrent:

- le niveau P1 appartenant à la terrasse T4 est attribué à la période atlantique, peut-être de la première moitié vers 5000-4000BC)
- Le niveau P2 intercalé entre deux lits de graviers (c'est vraisemblablement la tourbe de la coupe n° 114. 2) et marqué par une paléoflore du début de l'Holocène mais les pollens y sont très mal

conservés (8870 \pm 210 BP).

- Le niveau P3 au contact d'une moraine et des tufs de la terrasse T4 (le tuf surmonte directement la moraine); la flore pourrait être contemporaine de la fin du Boréal-début de l'atlantique (6000-5000 B.C). Un horizon tourbeux de ce niveau a été daté :

3700 \pm 160 BP

2535 à 1735 BP

La phase de sédimentation carbonatée serait donc atlantique, dans l'état actuel des connaissances.

III. Essai d'interprétation.

III.1. Des tufs de sources.

Les dépôts carbonatés de Dortan semblent correspondre aux tufs de sources au sens de P.Ambert (1979). Ce sont bien des éléments biochimiques associés à des végétaux supérieurs. Les biohermes massifs constituent de mini barrages, isolant des gours où aurait pu s'effectuer une sédimentation varvée de nature complexe (biochimique, physico-chimique, détritique). Le front de taille S de la carrière offre à cet effet une coupe significative, où la formation litée vient buter contre un volume massif de végétaux encroûtés.

L'étendue de ces dépôts (largeur pouvant atteindre 600 m) implique:

- un ruissellement diffus
- des divagations d'un même cours d'eau
- des ruisseaux parallèles

La multitude de talwegs qui apparaissent dans les dépôts carbonatés ainsi que l'allure de leurs tracés appuient les deux dernières hypothèses; c'est donc que les eaux ruisselaient sur une largeur plus vaste.

III.2. Rôle de la topographie sous-jacente.

L'étagement des dépôts carbonatés peut s'expliquer de plusieurs façons. P.Ambert (1981), donne une grande importance au temps en opposant gradins de même âge et gradins d'âge différent et signale l'importance de la topographie sous-jacente.

Mais il semble que ces ruptures de pente peuvent engendrer deux types de dépôts étagés:

- des gradins construits, de type Cotignac (Var).
- Des gradins moulés, calqués sur la topographie (J.Martin.1977, 1981).

Plusieurs indices peuvent être avancés pour supposer un moulage de paléotopographie en terrasse glaciolacustre.

- l'épaisseur faible des dépôts (à peine 6 m) est peut-être due aux dénivellations qui séparent les gradins.

- le tuf T3 repose sur des dépôts qui présentent toutes les caractéristiques des dépôts deltaïques (Fig.114.5).

On peut donc supposer des deltas étagés dans un lac proglaciaire barré par la langue glaciaire de l'Ain et de la Bienne.

A.Reffay (1985) a pu rattacher les terrasses de tufs à des terrasses glaciolacustres étagées dans le val de Mons-Dortan. Ces terrasses correspondent aux ruisseaux actuels de Maissiat, de l'étang et des Bourbes qui débouchaient dans le lac proglaciaire. En plus les replats supérieurs (de Senissiat et de Vouais) bien nets prêtent à hésitation: s'agit-il de replats d'érosion pliocènes (?) ou de replats stratigraphiques? (Cf. Chap. IV). Un autre élément à signaler est la présence de varves au SE de Chatonnax à 500-505 m d'altitude le long du Bief de la Loye. S'agit-il de témoins d'un ancien lac qui occupait toute la dépression de Mons-Dortan (le lac en question ci dessus, barré par la langue glaciaire de l'Ain et de la Bienne) ou seulement d'une *retenue* locale qui occupait la dépression au SE de Chatonnax. Cela ne peut être prouvé que par des forages géophysiques. On note aussi que c'est sur ces varves que s'est mise en place la Tourbière.

III.3. Dépôts contemporains de l'optimum climatique.

Les dépôts carbonatés de Dortan sont attribués à la période atlantique; la tourbe intercalée dans deux niveaux de graviers (moraines d'ablation (?)) et datée 8870 ± 210BP signifie un retrait très tardif des glaciers.

Dans le domaine méditerranéen, un grand nombre de dépôts carbonatés sont attribués à l'optimum climatique postglaciaire à climat plus chaud que l'actuel et à végétation forestière (P.Ambert.1981; J.L.Guendon et J.Vaudour.1981).

A la même période, le Jura a connu sans doute des conditions favorables aux phénomènes de dissolution et de dépôt des carbonates.

Aussi faut-il noter que le lac qui occupait le secteur de Dortan n'est pas contemporain du glacier car:

- dans un environnement glaciaire, il ne se forme pas de tourbes. Alors qu'on voit une tourbe intercalée dans une moraine d'ablation (?). (Fig.114.2).

- les carbonates ne précipitent pas non plus dans un environnement glaciaire mais plutôt dans un environnement de biostasie. L'arrêt du dépôt des tufs résulte certainement d'un rafraîchissement récent des conditions climatiques et a pu être activé par des modifications de l'écoulement souterrain. La source bleue du château de Dortan recueille actuellement toutes les eaux des hauteurs entre Dortan et Oyonnax (R.Lepennec et C.Locatelli.1982).

B) - Les dépôts carbonatés de la Touvière.

Il existe dans les environs de Samognat à l'E de Condamine de la Belloire (X = 849, Y = 143,5) un affleurement de dépôts carbonatés; cet affleurement occupe une surface moins restreinte que celle du dépôt de Dortan et ne présente pas de bonnes coupes; le talus de la terrasse a été très remanié.

- cadre morphologique.

Il s'agit du flanc W de l'antiforme des Joux blanches (à l'W de l'unité du Bois de Samognat). Dans ce secteur, les formations du Jurassique supérieur constituent l'essentiel des terrains géologiques. Un ruisseau se développe nettement dans ce secteur; il s'oriente SE-NW et forme en quelque sorte une "reculée". En suivant le cours d'eau, on peut observer au moins deux replats d'érosion "cycliques" très nets: à 550 m, à 500 m, à 470 m... C'est à ce dernier ressaut que correspond l'affleurement de dépôt carbonaté. Il est lié à une dénivellation importante et est donc un tuf essentiellement construit. Ce tuf repose sur des dépôts fluvio-glaciaires qui appartiendraient peut-être à la même nappe glacio-lacustre que ceux de la "plaine" d'Izernore.

- Description et interprétation.

Ce dépôt présente deux faciès bien distincts:

- un faciès de tuf renfermant de nombreux restes végétaux fossilisés; Il est de couleur grisâtre à l'extérieur. Ce faciès

plus résistant répond davantage à la définition du travertin.

- un faciès qui rappelle la craie de Dortan:matériel sablo-limoneux,meuble,pulvérulent riche en smectite et illite (tabl.n° 28). Du point de vue géochimique (tabl.n° 27 ech.9) il a presque les mêmes caractères que les dépôts de Dortan.

Les études de terrain montrent que ce dépôt est lié à une source encore fonctionnelle et qui est très proche de ce dépôt (100m en amont).On note qu'un tuf actuel est visible en dessous du ressaut (470m) en plusieurs points du talweg de la Tourvière et essentiellement sur les ruptures de pente,les eaux du cours d'eau calcifient les branches,les racines,les feuilles...

La morphologie du terrain (replat d'érosion "cyclique") et l'abondance de la végétation ont favorisé l'action chimique et le développement de ce dépôt carbonaté.

Au dessus du ressaut,la Touvière coule sur un replat d'érosion couvert de restes végétaux.Sur ce replat,on n'a rencontré (en surface) aucun dépôt carbonaté.Cela impose de penser que sur le replat la décomposition des débris végétaux libère des acides humiques et du CO₂ qui empêchent la précipitation du CaCO₃.Le carbonate de calcium est mobilisé et précipite dans des conditions favorables:au niveau du ressaut où la rupture de pente entretient une forte turbulence des eaux qui se déversent en cascade (oxygénation,évasion du CO₂,éclaircissement...).Ces dépôts sont liés à la présence d'une végétation abondante:par l'assimilation chlorophyllienne,la végétation détruit le CO₂ et le bicarbonate soluble (Actes du colloque sur les formations carbonatées externes:tufs et travertins.1981). La végétation d'algues et mousses,abondante sur la cascade a des conséquences directes sur la texture des différents types de faciès auxquels elle sert de support.

Conclusion.

Les terres blanches de Dortan sont riches en calcaire et en argiles de type smectite et vermiculite. Les pourcentages élevés de l'illite et de la kaolinite surtout dans les tufs de la Touvière indiquent une origine détritique et non chimique de ce dépôt fixé par des microorganismes bactériens et algaires. Le calcaire provient de la karstification (vraisemblablement intense) des formations du Jurassique supérieur situé à l'amont. Les tufs sont en rapport direct avec l'intensité de la karstification et s'insèrent dans l'évolution géomorphologique (géosystème de J. Vaudour. 1982; M. Julian et J. Martin. 1981).

La précipitation s'est effectuée dans des conditions à écoulement modéré et en régime calme, ceci est évidemment en contraste avec les dépôts sous-jacents glaciaires et proglaciaires. Après le retrait glaciaire (sans doute très tardif si on prend en compte la datation du niveau P2, daté 8870 ± 210 BP), certaines périodes, en raison d'une forte évaporation estivale ont favorisé les produits mobilisés de la corrosion: milieu biostatique (voir actes du colloque sur les formations carbonatées externes: tufs et travertins. 1981). La saturation estivale des eaux et l'activité algale (L. Casanova. 1981, J. P. Adolphe. 1985) rendent compte des précipitations actuelles des dépôts carbonatés. L'alternance des horizons clairs et gris foncés correspond au mode de dépôt de la calcite (dépôt interne ou externe par rapport aux structures algaires) et aux variations de périodes de dépôt (M. A. Geurts. 1976; A. Weisrock. 1980, 1981).

Conclusion de l'étude du karst.

Le secteur d'Oyonnax est marqué par une diversité des phénomènes karstiques; Il doit son originalité à plusieurs éléments:

- conditions lithologiques (à vrai dire ces conditions sont moins favorables: bancs calcaires minces, intercalation des bancs marneux, impureté des calcaires qui se dissolvent moins complètement que les calcaires dinariques par ex.

- rôle des accidents tectoniques: failles pendage, charnière anticlinale...

- rôle des épisodes climatiques quaternaire (Würm) dans l'aménagement des formes karstiques et l'évolution du réseau souterrain

- des dépôts carbonatés attestent de l'intensité de la karstification au cours de la période atlantique (?).

- une dynamique karstique d'importance: 78-89 mm/1000 ans.

- rôle de la couverture végétale (la végétation est une source de restes végétaux, rôle mécanique par les racines et surtout production de CO₂ dans la litière.

- la régularité des précipitations favorise la continuité de la réalimentation des nappes souterraines.

Le secteur d'Oyonnax appartient, à ce titre, aux karsts montagnard forestier (haute chaîne) et submontagnard forestier (chaîne des Berthians et des Joux blanches). Il s'agit du type jurassien de I. Cvijic (1925).

TUFS ET TOURBES DU JURA MERIDIONAL

(Région d'OYONNAX et de SAINT CLAUDE)

Echantillons de Monsieur SBAI

L'étude des tufs et des tourbes de plusieurs mètres d'épaisseur déposés sur la moraine wurmienne permet de reconstituer leur mise en place et d'envisager une chronologie relative voire absolue des différentes étapes.

Ces dépôts *postglaciaires* se sont effectués dans un paysage très différent de celui qui a présidé aux épandages deltaïques de la moraine sous-jacente. La fonte des glaces ayant entraîné l'apparition d'un réseau d'eaux courantes de ruissellement et de source, il est probable que les gisements de tufs, situés à flanc de vallée, résultent de telles eaux, alimentant une dépression naturelle causée par un relief glaciaire.

Ces eaux, riches en calcaire, agitées, oxygénées ont permis, sous un climat relativement clément, l'accumulation carbonatée due à l'activité de bactéries calcifiantes, fossilisant par la même la flore et la faune environnantes.

C'est ainsi que l'on retrouve minéralisée en calcite micritique une végétation typique de queue d'étang avec les plantes pionnières que sont les grandes graminées (Roseaux...) et les Prêles. Les tiges de Roseaux offrent des sections transversales aux cellules envahies par les corps bactériens calcifiés.

Ces conditions favorables à la biocristallogénèse carbonatée, reproduites à plusieurs reprises dans le temps sont à l'origine des niveaux successifs de tufs dont la teinte blanche tranche sur les dépôts intercalaires noirâtres de tourbe.

Il s'agit d'une tourbe eutrophée⁽¹⁾, noire, alcaline riche en lignine. Parmi les débris végétaux à structure conservée les restes de bois sont nombreux. Ce sont des débris d'écorce externe aux vaisseaux réticulés.

Une telle tourbière s'apparente aux tourbières topogènes, plus précisément de pente. Son alimentation en eau devait s'effectuer par des sources au débit irrégulier. D'une manière générale l'apparition de tourbe révèle un "assèchement" plus ou moins prononcé du milieu corrélativement à d'importantes modifications à la fois topographique, climatique et physicochimique. En effet le milieu tourbière requiert les paramètres caractéristiques suivants: eaux calmes, peu minéralisées, claires, peu oxygénées à température ni trop basse ni trop élevée mais en baisse part rapport à l'épisode sédimentaire tuffeux.

En conclusion, la succession de tufs et de tourbes permet de suivre les variations climatiques et hydrographiques de la région, ces deux milieux très "typés" s'excluant mutuellement. Les niveaux à tufs dénotent des eaux vives, abondantes et une température relativement tempérée. Chaque récurrence *tourbeuse* signale une stagnation des eaux sous un climat froid et humide.

L'épaisseur de ces dépôts (plus de 7 m) permet d'en retracer la dynamique durant une période comprise entre -5000 et -10 000 ans.

(1) édiflée dans une eau riche en calcium et en nitrates.

* Compte rendu de M^r J.P Adplphe que nous tenons à remercier sur cet examen rapide des lames minces.



CHAPITRE V

ETUDE DES FORMATIONS GLACIAIRES

ET PROGLACIAIRES

I. Historique et apport des recherches antérieures.

I.1 Le problème des blocs erratiques.

Dès le siècle dernier, de nombreux travaux ont porté sur les blocs erratiques d'origine alpine dans le Jura. (J. Thurmann. 1834; L. Agassiz. 1835; Roset. 1836; J. A. Deluc. 1838; Abbé Bourgeat. 1883, 1895, 1899; A. Jaccard. 1892; Girardot et Choffat in Bourgeat 1895). Ces blocs provenant des montagnes du Valais (E. Benoit. 1853, 1863, 1876) sont probablement entrés dans le Jura par la trouée de Pontarlier. Cette extension du matériel alpin dans le Jura a fait l'objet de plusieurs études: H. Schardt (1898) signale dans la chaîne du Reculet des blocs alpins à 1140m. A. Penck et E. Bruckner (1909) traacent la limite W externe du glacière au niveau du Revermont et l'attribuent au stade des moraines externes: Riss. F. Nussbaum et F. Gygax (1935) dans une étude synthétique distinguent deux types de moraines externes en fonction de l'absence ou de la présence de dépôts alpins. Ainsi, ils confirment grossièrement les limites proposées par Penck (1909) mais en distinguant les apports allochtones (du glacier du Rhône) et les apports autochtones (calotte locale).

Les modes de pénétration du glacier alpin dans le Jura n'ont pas manqué de controverses: L. Agassiz (1835) signale la présence des blocs erratiques même sur la partie W du Jura; alors que Beaumont. E pense que ces blocs étaient seulement entrés dans le S du Jura par la vallée du Rhône. Roset (1836) remarque la pénétration des glaciers alpins dans le Jura par les percées du versant oriental (cluses et cols). Pour Benoit. E (1876), ces glaciers ont pénétré par le col de Jougne et ont couvert toute la partie SW du Chasseron jusqu'à 1400m (Fig. 115). Ces diverses études ont inspiré des hypothèses différentes: calottes glaciaires (alpine ou locale), glaciers de vallées.

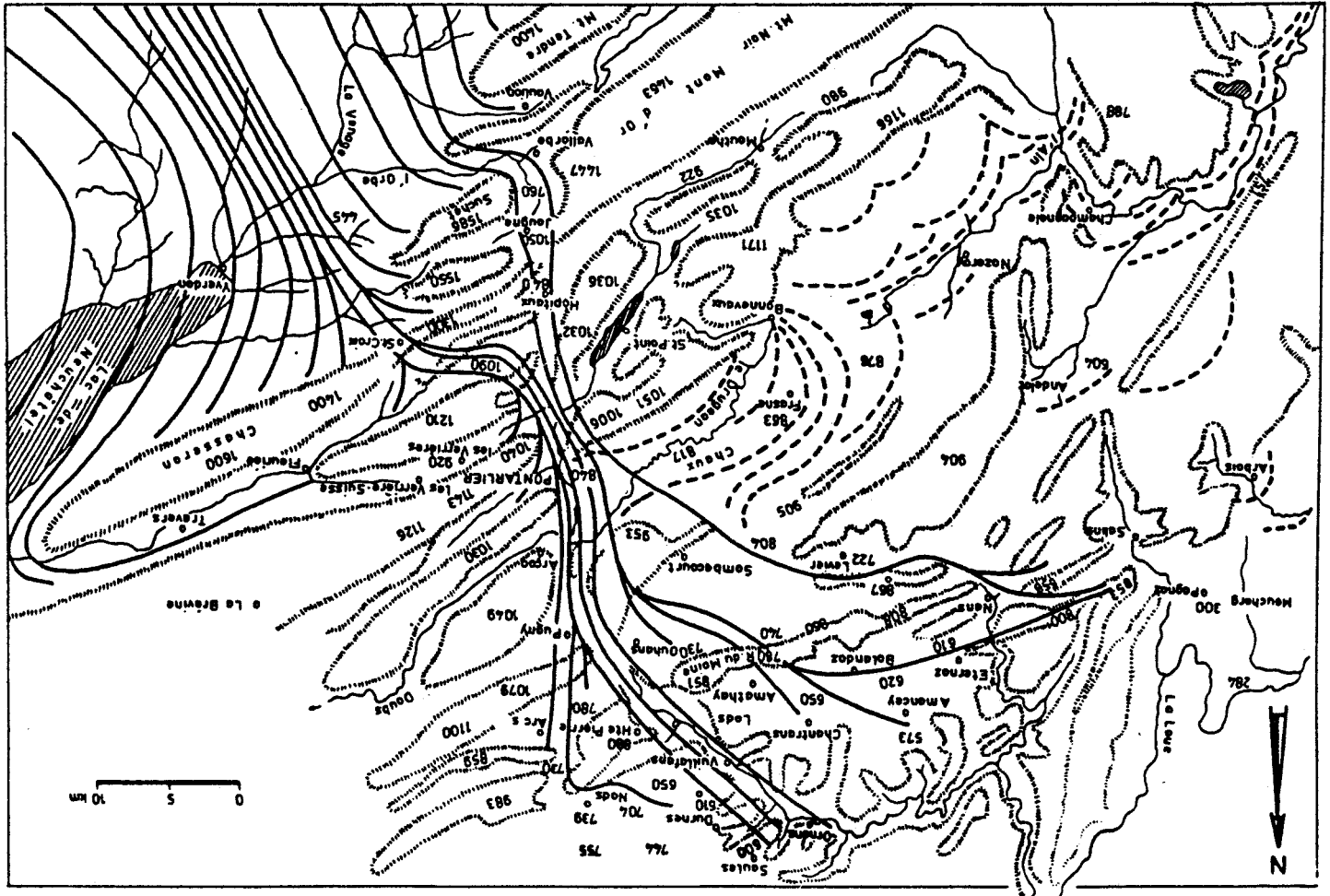
I.2 Glaciers de vallées d'origine alpine.

Les partisans de cette conception s'appuient sur la présence de matériel alpin dans le glacière du Jura. J. de Charpentier (1841) signale des blocs alpins à des altitudes supérieures à 1170m. Dans le Reculet, M. Schardt les remarque à 1140m.



Fig. 115 : Pénétration du glacier alpin dans la chaîne jurassienne d'après BENOIT (1877) (in M. Campy, 1982)

Les lignes de hachures circonscrivent les montagnes à une hauteur moyenne
Route suivie par les blocs alpins --- Moraines jurassiennes



A. Delebecque (1902, 1906, 1909) admet des glaciers de vallées. Ultérieurement, les travaux de J. Tricart (1951, 1954, 1957, 1961, 1965); de F. Nussbaum et F. Gygax (1960); de C. Mussillon (1963) concluent tous à l'existence de glaciers de vallées.

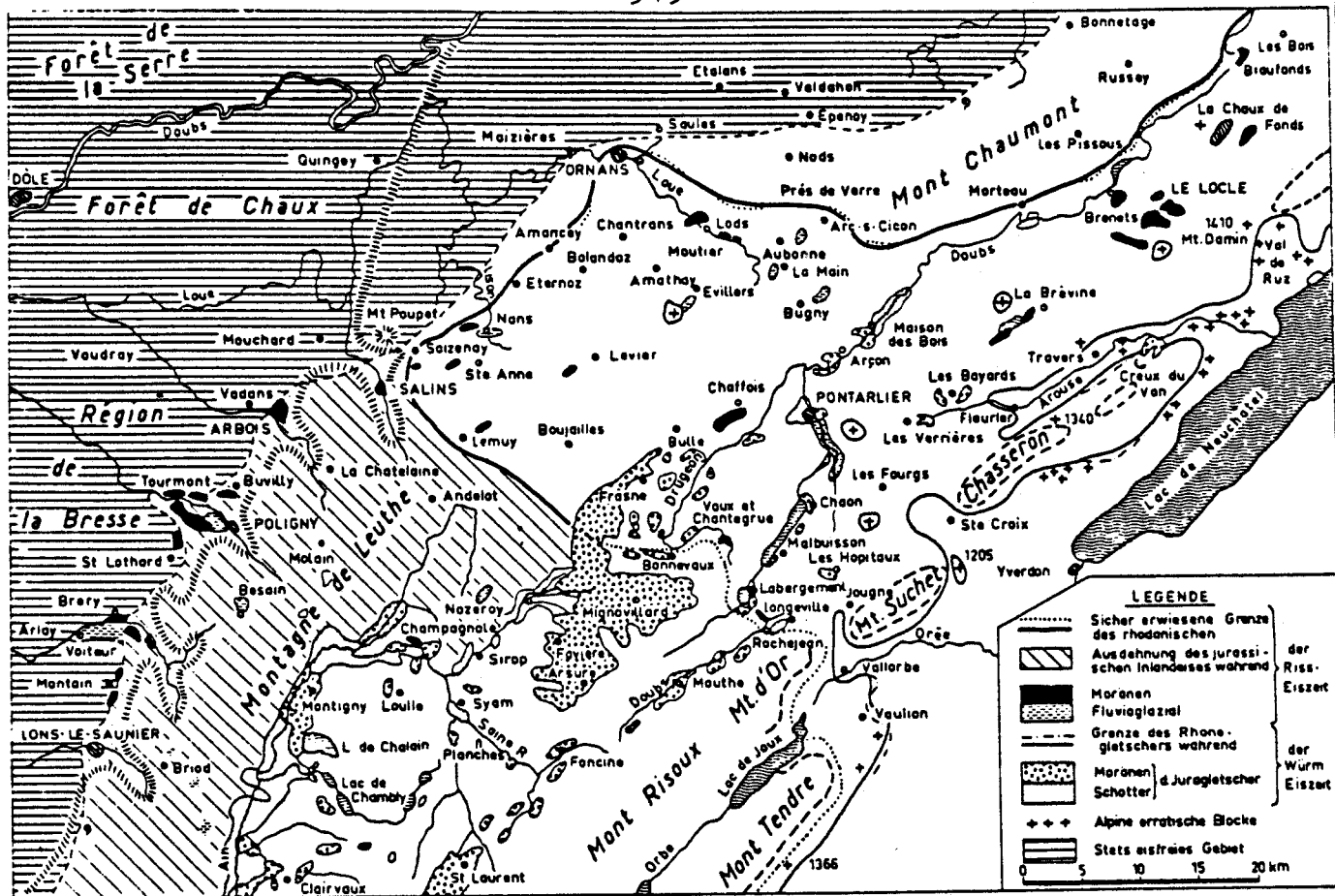
I.3 glaciers d'origine locale.

En 1843, L. Agassiz et I. Venetz suggèrent que les glaciers jurassiens se réduisent à de petits appareils de cirques. M. Guyot (1843) remarque dans le bassin de la Valserine du glaciaire purement jurassien. A. Jaccard (1859) signale des moraines locales, sans matériel alpin. Ultérieurement, plusieurs auteurs, dans des études régionales, admettent des glaciers locaux: dans la région de Pontarlier; E. Benoit (1877); A. Delebecque (1909); dans les vallées de l'Ain et du Doubs; A. Delebecque (1902, 1906); dans la région de la Chaux d'Arlier, B. Girardin et F. Nussbaum (1907); dans la Haute Chaine à des altitudes supérieures à 1000m; A. Penck et E. Bruckner (1909). D'autres auteurs: A. Delebecque, 1902, H. Lagotala, 1925; J. Tricart, 1961 admettent la simultanéité du glacier alpin qui venait s'appliquer sur le Jura et les glaciers propres au Jura (c'est l'opinion de I. Venetz, 1843).

Les premiers à avoir esquissé une "calotte" jurassienne sont les auteurs suisses F. Nussbaum et F. Gygax (1935) (Fig. 116). Trente ans après, D. Aubert (1965) était solidement l'hypothèse d'une calotte jurassienne locale (Fig. 117). Après avoir montré les fondements de cette théorie (stries et dissymétrie des roches moutonnées, blocs erratiques du Crétacé inférieur, dépôts morainiques), l'auteur évoque l'extension, l'alimentation, le mouvement de cette calotte et les différences morphologiques et pédologiques entre les zones recouvertes par la calotte glaciaire ("Jura rocheux") et les zones externes au glacier ("Jura pelouse").

Enfin M. Campy (1982) dans un travail approfondi, fait part d'observations nombreuses et précieuses dans le Jura franc-comtois concourant à démontrer l'existence d'une calotte glaciaire. L'apport de ce travail est très important car il envisage le glaciaire sous un angle sédimentologique et aborde une synthèse chronologique locale fondée sur des arguments scientifiques (datations absolues, analyses paléontologiques, préhistoire...).

Le problème se pose donc pour nous de reprendre les deux théories de manière critique, de tenter d'étudier les unités lithologiques et morphologiques et leur répartition puis de reconstituer l'environnement glaciaire.



F Nussbaum gez.

Diluvialvergletscherung im französischen Jura

Fig. 116 : Les rapports entre le glaciaire jurassien et le glaciaire alpin (d'après NUSSBAUM et GYGAX, 1935).

in M. Campy. 1982.

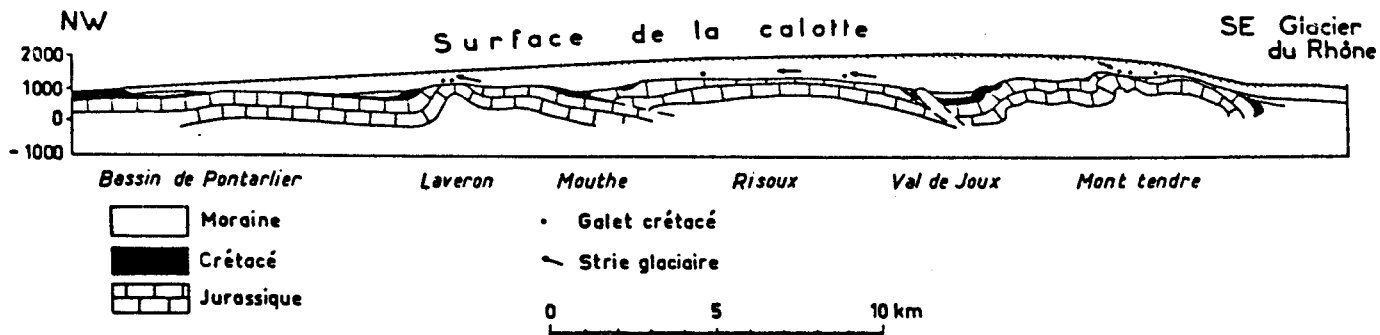


Fig. 117 .Coupe transversale de la calotte glaciaire au niveau du Laveron et val de Joux (d'après D. AUBERT).



in M. Campy. 1982.

II. Méthodologie.

II.1 Terrain.

Les cartes topographiques et géologiques, les photo aériennes et les observations de terrain constituent la base de cette approche géomorphologique, ce qui nous a permis d'identifier des unités morphologiques et lithologiques. Plusieurs affleurements fournis par des carrières, des tranchées de routes, des berges de rivières, des glissements de terrain... ont permis des prélèvements dans les coupes les plus importantes. La connaissance* directe des dépôts, de leurs géométries, de leurs rapports, reste le guide essentiel pour la cartographie des dépôts quaternaires et les analyses au laboratoire.

II.2 Analyses sédimentologiques.

II.2.1. Choix des coupes et des échantillons.

Après avoir repéré les coupes et identifié les formations sur le terrain, nous avons fait des prélèvements selon les types de dépôts.

- Dans les moraines, nous avons souvent prélevé un seul échantillon.
- Dans les dépôts proglaciaires et fluvioglaciaires, plusieurs échantillons ont été prélevés suivant les niveaux superposés du dépôt.

II.2.2. Granulométrie.

* La fraction grossière.

Selon les types de dépôts, nous avons tamisé sur place la fraction supérieure à 2mm (granulométrie globale et brute); cette fraction grossière a nécessité des quantités importantes (jusqu'à 85 kg/ech) surtout pour les moraines.

* Nous tenons à remercier vivement Monsieur Campy qui nous a accompagné sur le terrain et nous a fait profiter de sa connaissance approfondie de la région.

* La fraction fine.

L'analyse granulométrique des fractions fines a été effectuée par analyse mécanique au laboratoire de géomorphologie et d'étude du Quaternaire de l'université de Lille I. Ce procédé se base sur la détermination des vitesses limites de chutes que les particules sont susceptibles d'atteindre dans les liquides des densité et viscosité connues. Les dimensions des particules sont calculées par la loi de Stocke. Parmi ces techniques, nous avons retenu celle de la pipette d'Andreason. (A. Rivière, P. Munier, M. Rivière. 1948; A. Rivière. 1977)

* La fraction sableuse.

On lave d'abord le dépôt sur 2 tamis de mailles carrées de 2mm (pour éliminer la fraction de diamètre supérieur à la fraction sableuse) et de 50 μ (pour éliminer la fraction inférieure à 50 μ). L'échantillon étant bien lavé, on le met sécher à l'étuve pour au moins 48h. Ensuite on prend 100g; on l'attaque à l'eau oxygénée puis quand il n'y a pas de réaction on la décalcifie par traitement à l'acide chlorhydrique à froid. On prend l'échantillon, on le relave à l'eau distillée jusqu'à ce que l'eau soit claire et on le met à sécher à l'étuve. Enfin l'échantillon étant sec, on peut le tamiser.

II.2.3. Fractionnement.

- La fraction grossière (>2mm) a été tamisée à la main sur une colonne de tamis de maille carrée de la norme AFNOR. Les tamis utilisés sont dans l'ordre croissant: n°34 (2mm), n°36 (3,15 mm), n°38 (5mm), n°41 (10mm), n°44 (20,2mm), n°46 (32mm), n°50 (80mm). Les blocs supérieurs à 80mm ont été mesurés à part sur des "tamis" fabriqués en carton. Chaque refus étant pesé, on calcule son pourcentage par rapport au poids de l'échantillon.

- La fraction sableuse a été tamisée sur 2 colonnes distinctes de: 8 tamis chacune: une de 0,05 à 0,25mm inclus, l'autre de 0,315 à 1,6mm inclus.

Les tamis utilisés dans l'ordre croissant:

n°18 (0,05mm), n°19 (0,063mm), n°20 (0,08mm), n°21 (0,100mm), n°22 (0,125 mm), n°23 (0,160mm), n°24 (0,200mm), n°25 (0,25mm), n°26 (0,315mm), n°27 (0,400mm), n°28 (0,500mm), n°29 (0,630mm), n°30 (0,800mm), n°31 (1mm), n°32 (1,25mm), n°33 (1,60mm).

La nomenclature utilisée est celle proposée par R.L.Folk(1968):

- blocs ou cailloux: fraction supérieure à -4Φ ($> 20\text{mm}$).
- graviers: fraction comprise entre -4Φ et -1Φ ($20-2\text{mm}$).
- sables: fraction comprise entre -1Φ et $+4,33 \Phi$ ($2-0,050\text{mm}$).
- limons: fraction comprise entre $+4,33 \Phi$ et $+9 \Phi$ ($0,050-0,002\text{mm}$).
- argiles: fraction inférieure à $+9 \Phi$ ($< 0,002\text{mm}$).

L'établissement des courbes granulométriques a été fait sur papier semi-logarithmique. Les valeurs sont exprimées en mm ou en unité Φ (échelle en usage dans les pays anglo-saxons). Cette unité se définit par la relation:

$$\Phi = -\log_2 \xi \quad (\Phi = \text{phi}, \xi = \text{xi}). \quad (\text{A. Cailleux et J. Tricart. 1959}).$$

Sachant bien que $\log_2 a = \frac{\log a}{\log 2} \quad \forall a$

II.2.4. Paramètres et indices granulométriques.

Les indices les plus utilisés sont ceux définis par Folk.R.L et Ward W.C(1957):

* Pour les paramètres de position:

-mo: centre de la classe modale.

-Md: caractéristique de valeur centrale; par définition, elle est le nombre qui occupe le milieu de la distribution statistique (C. Labrousse. 1984).

-Mz: ("Mean size"): moyenne graphique. $Mz = \frac{Q16+Q50+Q84}{3}$ (Q en unités Φ)

* Pour les paramètres de dispersion:

σ_i ("inclusive graphic standard deviation"); écart-type

$$\sigma_i = \frac{Q84-Q16}{4} + \frac{Q95-Q5}{6,6} \quad (\text{Q étant exprimé en unités } \Phi).$$

* Pour les paramètres de forme:

-SKI ("inclusive graphic skewness"): coefficient de dissymétrie

$$SKI = \frac{Q16+Q84-2Q50}{2(Q84-Q16)} + \frac{Q5+Q95-2Q50}{2(Q95-Q5)} \quad (\text{Q étant exprimé en unités } \Phi)$$

SKI est négative pour une dissymétrie liée à une prépondérance des fins.

SKI est positive pour une dissymétrie liée à une prépondérance des grossiers.

-KG ("graphic kurtosis"): coefficient de Kurtosis ou d'accuité qui mesure l'aplatissement ou l'angulosité de la courbe.

$$KG = \frac{Q95-Q5}{2,44(Q75-Q25)}$$

* pour les paramètres exprimant la pente des courbes granulométriques:

-SO (sorting index de Trask): indice de mauvais classement.

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

SO est égal à 1 pour un classement parfait; plus SO est grand, plus le dépôt est mal trié.

-Qdphi de Krumbein: est la moitié de l'expression des différences (en unité de ϕ) des dimensions de particules correspondant à des pourcentages cumulatifs de 75 et 25%.

Qdphi = \log_2 SO. Plus Qdphi est grand plus le dépôt est mal trié, hétérométrique.

Ces indices permettent d'étudier les corrélations entre dépôts dans le but d'essayer de déterminer les mécanismes et les milieux de sédimentation des différents types de dépôts. Le plus souvent ces indices sont envisagés deux à deux ce qui permet de déterminer des types de dépôts que l'observation ne suffit pas à caractériser.

II.2.5 Morphométrie.

Deux indices sont couramment utilisés pour l'étude de la forme et du degré d'usure des galets. Ce sont l'indice d'aplatissement ($IA = \frac{L+l}{2e}$) et l'indice d'émoûssé ($IE = \frac{2r_1}{L}$) défini par Cailleux .

(L=Longueur, l=largeur, E=épaisseur, r_1 =rayon de plus petite courbure).

L'application de ces deux indices à des dépôts différents a donné des résultats satisfaisants.

L'indice d'émoûssé permet de caractériser les différents types de dépôts ou de faciès et de faire apparaître éventuellement les remaniements par le glacier de dépôts façonnés antérieurement. Tandis que l'indice d'aplatissement présente des valeurs dans la plupart des cas regroupées caractérisant grossièrement le type de dépôt mais moins riches d'informations sur les effets morphogéniques liés aux milieux de dépôt.

Nous avons essayé d'étudier la morphométrie et la morphoscopie des grains de sables. Les observations à la binoculaire de plusieurs centaines de grains se sont révélées vaines: ces grains exclusivement calcaires présentent des formes et des aspects très peu différenciables. Ce fait semble dû à la nature chimique des grains et aux actions des glaciers.

11.2.6. Pétrographie.

L'abondance des calcaires jurassiques dans le Jura ne permet pas une étude précise de la nature pétrographique des dépôts et par conséquent de leurs origines. Néanmoins nous avons tenté de voir surtout dans les moraines, la proportion des dépôts du Crétacé inférieur et du Dogger; les calcaires du Malm étant toujours les plus dominants.

Cette distinction nous a même permis de reconnaître des moraines quand cela s'avère difficile.

Quelques cailloux alpins ont été prélevés dans des dépôts différents. L'étude pétrographique a permis d'identifier le type de roches, et leur répartition nous a permis de reconstituer le sens de l'écoulement de ces glaciers d'origine alpine.

III Etude des formations glaciaires et proglaciaires

Nous allons étudier successivement:

- la répartition et la disposition des formations glaciaires et associées.
- Les aspects sédimentologiques des grandes unités lithologiques.
- la reconstitution paléogéographique.

III.1 Répartition des principales unités morphologiques et lithologiques.

III.1.1 Vallée de l'Oignin.

C'est une dépression synclinale orientée NE-SW (parallèle aux principales directions structurales); elle s'étend sur une dizaine de kilomètres pour une largeur de 2 à 4 km au niveau d'Izernore.

Morphologiquement, elle est limitée vers l'W par la chaîne des Berthiants et vers l'E par la chaîne des Joux blanches. Ces deux ensembles forment un relief assez continu d'une altitude moyenne de 600-700m mais pouvant dépasser 800m; ils dominent la dépression de l'Oignin de 200-300m. Cette dépression présente une morphologie plane (plaine d'Izernore) alors que vers le N (partie aval de l'Oignin), l'Oignin qui draine la dépression s'engage dans une gorge étroite.

Du point de vue structural, la dépression de l'Oignin est d'ordre tectonique (synclinal en baquet). Elle est complètement remplie de dépôts quaternaires; l'Oignin coule le plus souvent sur ces formations et ce n'est que très rarement qu'il atteint le substrat (Crétacé à Béard, Jurassique supérieur au pont d'Intriat), tandis qu'au N du barrage de Moux, il entaille profondément le Jurassique supérieur.

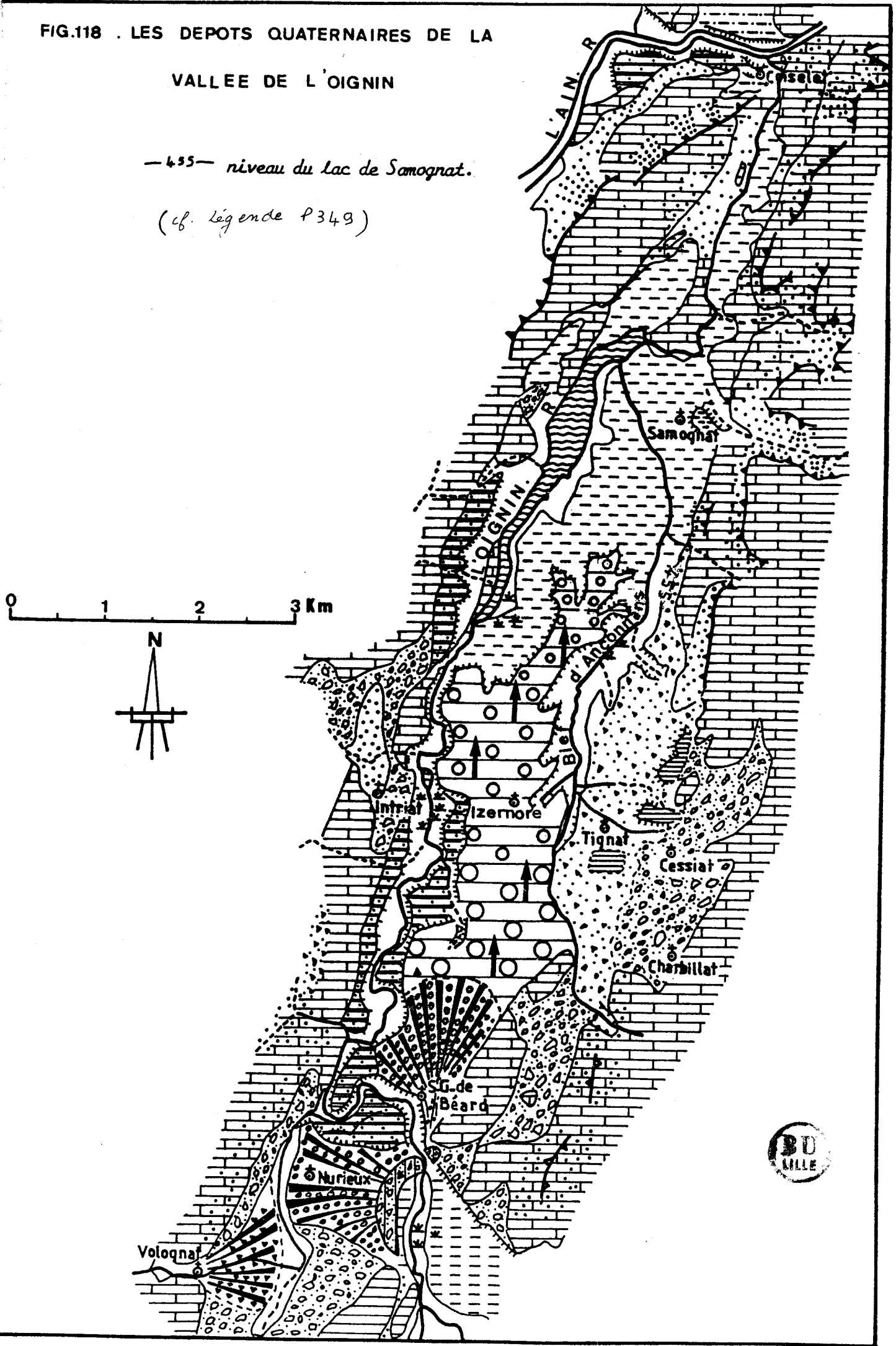
L'étude des formations quaternaires dans cette dépression a permis de reconstituer la paléogéographie glaciaire de ce secteur. Nous allons brièvement présenter les diverses formations (Fig. 118).

L'essentiel des dépôts quaternaires est localisé dans la vallée de l'Oignin. quelques placages morainiques sont situés sur les versants de la vallée et même sur les chaînes des Berthiants et des Joux blanches. La coupe schématique (Fig. 119) rend compte de leur répartition. Examinons les différents ensembles:

FIG.118 . LES DEPOTS QUATERNAIRES DE LA
VALLEE DE L'OIGNIN

- 455 - niveau du lac de Samognat.

(cf. légende p 349)



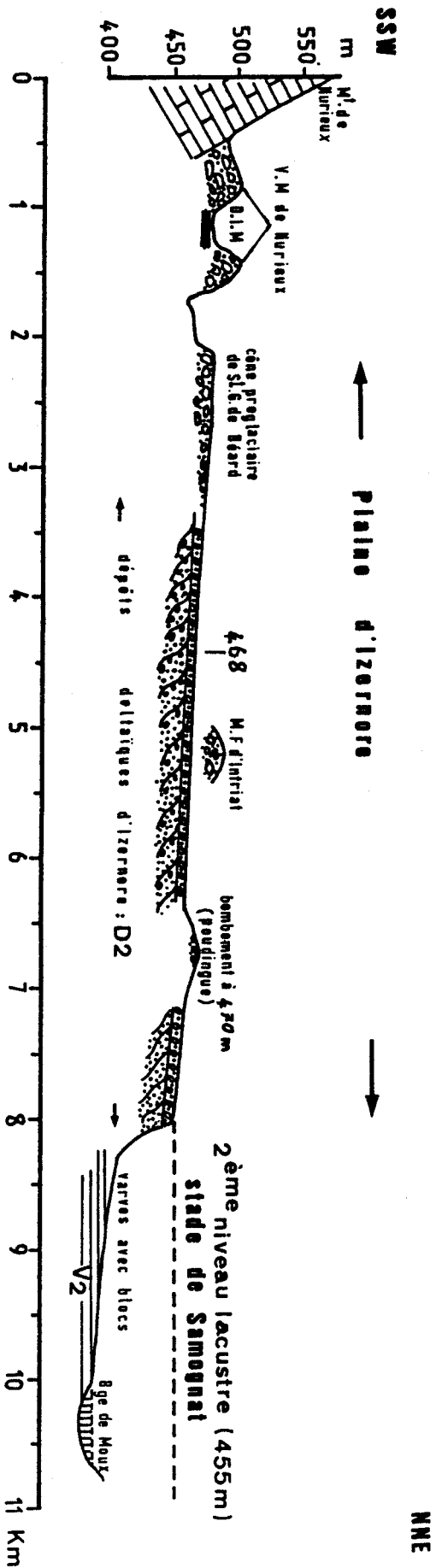


FIG. 119. COUPE LONGITUDINALE SCHEMATIQUE DE LA VALLEE DE L'OIGNIN.

M.F: moraine de fond M^t: Mont
 V.M: vallum morainique Bge: barrage
 D.I.M: depression inter-morainique



Une coupe dans la vallée de l'Oignin au niveau d'Izernore montre trois niveaux emboîtés (Fig. 120) :

1) Le niveau inférieur.

C'est une petite terrasse qui apparaît nettement le long de la vallée de l'Oignin. Elle se situe à quelques mètres (2-10m) au dessus de la rivière.

2) Le niveau moyen: terrasse d'Izernore et replat de Samognat.

* La terrasse d'Izernore. Dans l'éventail des dépôts quaternaires la terrasse d'Izernore occupe une place importante en raison de sa morphologie particulière et de ses caractéristiques sédimentologiques. C'est une très belle plaine monotone assez régulière; elle se situe entre 485m à Saint Germain de Béard et 460-65m au N d'Izernore et à 20-30m au dessus de l'Oignin. C'est vraiment une plate-forme à pente très légère vers le N (0,5%). Elle a l'uniformité habituelle des terrasses de delta. Sa topographie plane est dérangée au N d'Izernore par un bombement de 5 à 10m dans lequel nous avons pu voir un poudingue (nous y reviendrons). Aussi est-elle disséquée par des cours d'eau affluents de l'Oignin au niveau de Chassagne et de Condamine de la Belloire.

Deux grandes carrières nous ont permis de déterminer la nature des dépôts de cette plaine:

-la carrière au S d'Izernore (Lieu dit sur Champ Biolay: X=847,1, Y=139).

-la carrière au N d'Izernore (Lieu dit plateau de la Belloire: X=848,7, Y=142,9).

Il s'agit de dépôts deltaïques composés d'un matériel grossier alternant avec des niveaux sableux régulièrement inclinés de 20 à 35° vers l'aval (Foreset bed) surmontés d'un matériel très homogène (sable, gravier, cailloux...) à stratification globale horizontale (topset bed). Cette nappe est plus fluvioglaciale que deltaïque. Elle a la même morphologie et les mêmes aspects sédimentologiques dans les deux carrières mais seulement la nappe fluvioglaciale (topset bed) de la carrière S d'Izernore est plus grossière et plus épaisse que celle N d'Izernore. Si on continue encore vers le S cette nappe deviendra de plus en plus grossière jusqu'au cône de déjection de Béard. Vers le N, le rebord de cette terrasse est assez festonné.

Ce qui est anormal dans une terrasse aussi régulière c'est la butte au N d'Izernore qui forme en quelque sorte un bombement de 5 à 10 m au dessus de la terrasse.

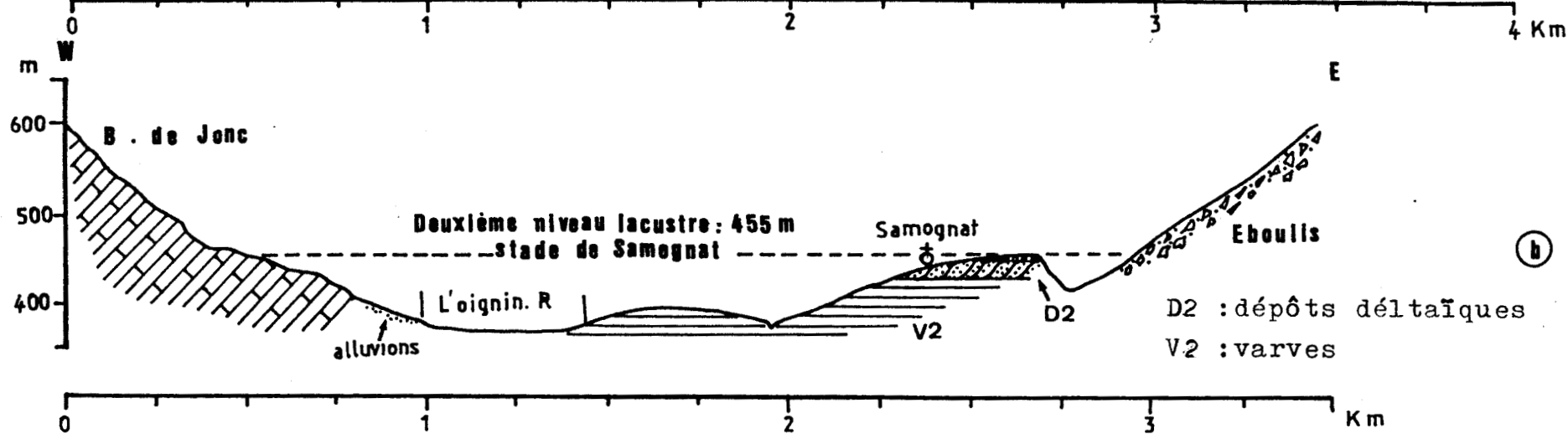
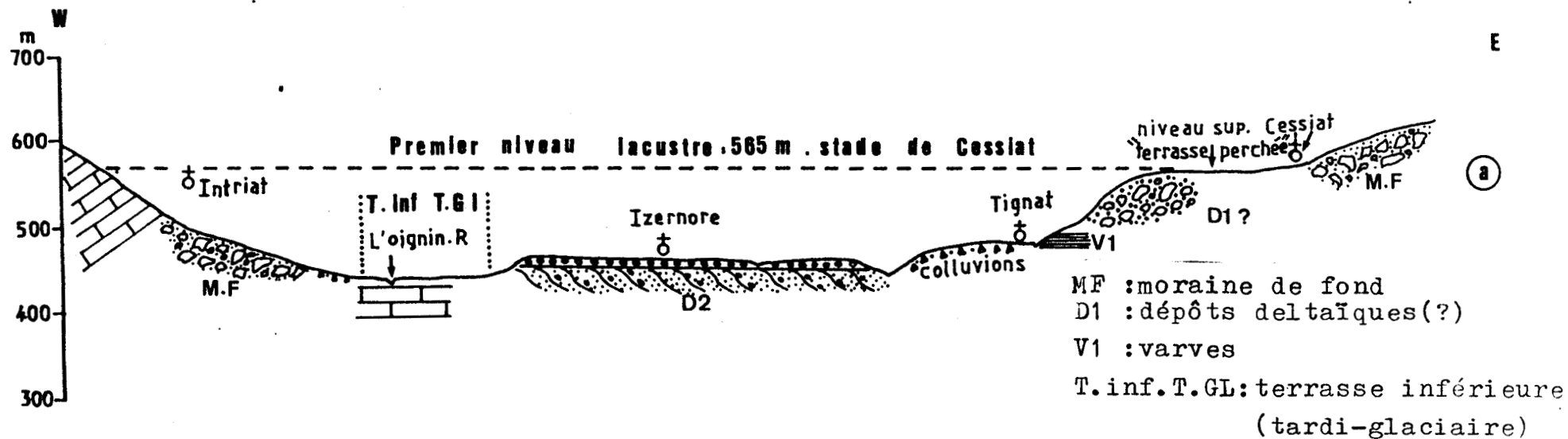


FIG.120 .COUPES DES DIFFERENTS ENSEMBLES MORPHOLOGIQUES DANS
 LA VALLEE DE L'OIGNIN. (a) : au niveau d'Izernore
 (b) : au niveau de Samognat



A. Journaux (1949) l'avait déjà signalée et pensait à un esker ou kame. A notre avis, cette anomalie peut s'expliquer par deux hypothèses:

- 1)-un ancien reliquat de terrasse ennoyée par le delta (la forte cimentation en fait un dépôt ancien)
- 2)-une moraine frontale noyée par le delta.

La disposition en ride faite de matériel fluvioglaciaire (poudingue) plaide plutôt ^{pour} un esker provenant du remplissage d'un tunnel sous glaciaire.

L'origine sous-glaciaire ou intra-glaciaire de la plupart des eskers a été mise en évidence par W.V.Lewis (1939); M.F.Meier(1951); R.J.Price(1965,1973). Comme les kames, Les eskers existent dans les zones de glaces stationnaires; ils sont fréquents aux marges de glaciers mais peuvent se trouver au coeur des zones englacées traduisant alors un stade de fusion. Certains auteurs ont constaté l'association des eskers aux moraines terminales et de retrait (A.W. Giles. 1918).

* Le replat de Samognat.

Vers Samognat, apparaît un replat très remarquable à 455m: cimetière de Samognat (Fig. 120). Ce replat domine le cours actuel de l'Oignin de 75m. Plusieurs petites coupes dans ce secteur (le long de la D13 entre Samognat et le Moulin du Pont, glissement de terrain au S de Samognat (Ferme), juste au N de Samognat en suivant la route étroite vers Royères) montrent un matériel très fin à blocs. Il s'agit bien de varves avec drop stones. La fréquence des glissements de terrain et la canalisation des eaux (par ces dépôts) dans ce secteur sont aussi des preuves de dépôts lacustres de fond.

La dernière coupe* (route vers Royères) montre des varves avec drop stones (niveau imperméable) et vers le haut un dépôt fluvioglaciaire. Cette dernière nappe est alimentée par le ruisseau des Combelles qui forme à Samognat une sorte de cône de déjection. Tous ces éléments: régularité topographique (replat de Samognat), nature de dépôt (varves avec "drop stones"), nature deltaïque des dépôts de la plaine d'Izernore... témoignent de l'existence d'un lac de barrage dont on peut tracer le niveau à 455m.

* Cette coupe a été visitée avec Monsieur P. Landry (Ing. Geol. à Oyonnax) et avec Monsieur Campy (maître de conférence à Besançon) à qui nous exprimons notre reconnaissance.

L'obstacle responsable de cette retenue était la langue glaciaire de la vallée de l'Ain. Ce lac s'est colmaté quand le delta d'Izernore arrivait presque au Condamine la Belloire.

3) Le niveau supérieur.

Dominant la terrasse d'Izernore et le replat de Samognat de presque 100m, ce niveau est surtout présent sur le flanc E de la vallée de l'Oignin et n'apparaît pas sur la rive gauche. Il constitue un beau replat à l'E de Tignat au lieu dit Sur Fossard (560m).

Lithologiquement ce niveau est constitué de dépôts grossiers (carrière de chalumeau de Tignat) mais nous n'avons pas pu voir leur structure pour avoir une idée précise sur leur nature. La morphométrie des dépôts, leur matrice sableuse, leur taille grossière et leur géométrie laisse penser à un cône de déjection ou une terrasse penchée (pas une terrasse au sens fluvial). Juste à la pointe du lacet que forme la D85 au S de Tignat, nous avons pu voir un dépôt qui rappelle les varves avec des blocs de Samognat. Ce replat correspond donc au premier niveau lacustre (M. Campy, 1982).

Les deux niveaux de Samognat (455m) et de Cessiat (560m) correspondent à des systèmes glacio-lacustres emboîtés (Fig. 121) qui traduisent deux stades glaciaires successifs.

4) Les moraines.

Sur les flancs de la vallée de l'Oignin, apparaît un ensemble de rides morainiques. Du point de vue lithologique, ces rides sont formées d'un dépôt hétérométrique, en vrac, à matrice fine leur conférant un faciès de type moraine de fond. Ces rides sont séparées par des creux et des ruisseaux. A proximité de Matafelon et de Meuilat apparaissent plusieurs affleurements de moraines. Dans le fond de la vallée (à l'E d'Intriat) on trouve un affleurement de moraine de fond et juste à côté on a le substrat: calcaire du Jurassique supérieur. On peut déduire que la moraine est déposée directement sur la roche en place, les dépôts lacustres étant déposés ultérieurement.

5) Cônes proglaciaires.

Deux cônes proglaciaires passent latéralement vers l'amont à un Vallum morainique (moraine terminale de Nurieux). La topographie rend compte nettement de leur allure. Le premier débute à S^t Germain de Béard et passe vers l'aval à la terrasse moyenne d'Izernore; c'est un cône deltaïque proglaciaire qui atteste d'un lac occupant la basse vallée de l'Oignin.

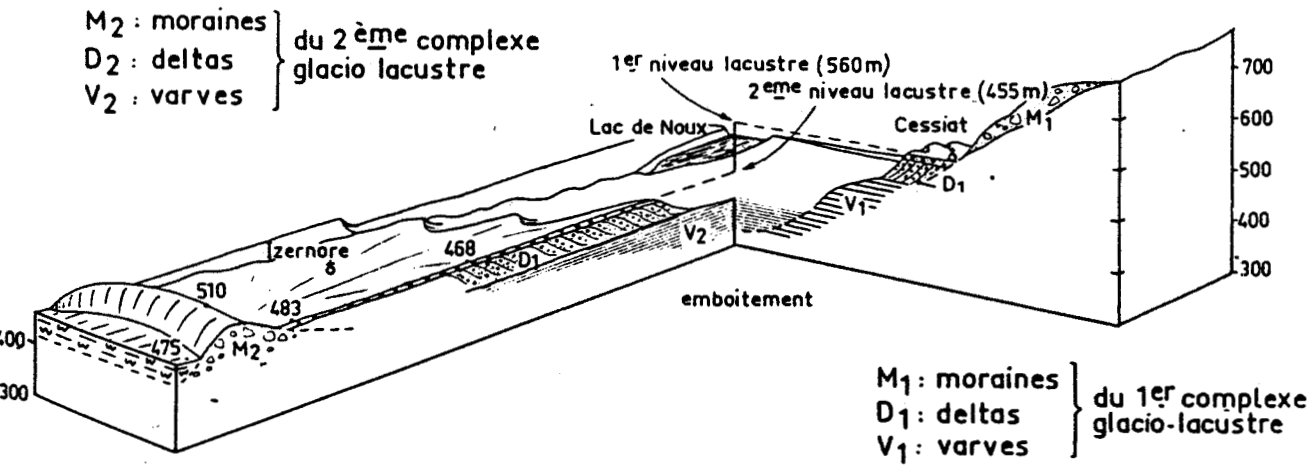


Fig. 121. Emboîtement des deux complexes glacio-lacustres de la vallée de l'Oignin

In M. Campy. (1982)



Le second s'étale au pied du Vallum morainique (vers Nurieux).

A partir de la description des faciès et de leur répartition dans le val de l'Oignin, nous pouvons tirer deux points essentiels: *1) Trois types fondamentaux de dépôts peuvent être dégagés, correspondant chacun à un mode de genèse.

- des dépôts morainiques colmatant le fond de la vallée, sur les versants et même sur les chaînes des Berthiants et des Joux blanches: environnement glaciaire.
- dépôts grossiers deltaïques, de type dépôts de progradation (Foreset bed et topset bed): environnement deltaïque en position proglaciaire.
- dépôts fins avec blocs reposant directement sur le substrat ou sur des moraines de fond (varves à drop stones): environnement lacustre.

*2) La vallée de l'Oignin présentait un vaste lac barré vers le N par la langue glaciaire de l'Ain.

Sur la base des critères sédimentologiques, morphologiques et cartographiques, il est possible de reconstituer la succession des épisodes morphoclimatiques.

- au maximum glaciaire, une occupation généralisée par la glace: mise en place des moraines.

- dans un stade ultérieur, retrait glaciaire de la vallée de l'Oignin et constitution d'un replat glacio-lacustre supérieur (560m). Ce lac était bloqué vers le N par la langue glaciaire de la vallée de l'Ain sans doute peu après le maximum glaciaire (Stade de Cessiat).

-L'esker fluvioglaciaire au N d'Izernore marque un stade de stationnement du glacier mais peut se trouver au coeur d'une zone englacée traduisant alors un stade de fusion.

-au cours du retrait glaciaire, se sont édifiées les moraines terminales de Béard, Montréal, S^t Martin du Frêne. Ces moraines attestent d'un stationnement du glacier qui a été assez long. Au cours de ce stade (Stade de Béard):

-un lac occupait la partie aval de l'Oignin; son niveau était à 455m; ce lac était barré vers le N par la langue glaciaire de la vallée de l'Ain (épisode de Samognat).

-mise en place des dépôts deltaïques d'Izernore ainsi que les cônes de déjection de Béard et de Nurieux.

-mise en place du cône périglaciaire de Volognat.

Après ce stade de Béard, le retrait du glacier s'est fait sans dépôt de moraine terminale. Au début de cette phase de retrait avant l'épisode de Brion, il y eut incision, dans les dépôts fluvioglaciaires mis en place au cours du stade de Béard.

- le glacier étant en retrait, un lac s'est installé entre les trois moraines terminales mises en place au cours du stade de Béard. C'est un lac intermorainique. Plusieurs petites coupes dans la cuvette de Brion montrent le caractère deltaïque des dépôts. (Stade de Brion). La langue glaciaire a continué à se retirer sans édifier de moraine terminale, ce qui ne permet pas une reconstitution des étapes de son retrait.

Après le recul de la langue de Nantua, les phénomènes périglaciaires se sont bien développés: les parois de la cluse ont alimenté des éboulis ordonnés. Les dépôts glaciaires et proglaciaires apparaissent dans le fond de la vallée.

- Dans la plaine d'Izernore, l'Oignin continue son incision en méandres et édification d'une terrasse tardiglaciaire très nette.

III.1.2 Débouché de la cluse de Nantua.

Percée transversale à la chaîne jurassienne, la cluse de Nantua a servi de couloir évacuateur de la glace au wurm. En effet, on observe un triple Vallum morainique très net constitué de trois systèmes de moraines terminales peu espacées (Fig. 122):

* la première au N du village de Montréal, en direction d'Oyonnax; deux coupes permettent de déterminer la nature et la disposition des dépôts de ces bourrelets:

- A l'ENE du Martinet (lieu dit la Sauge: X=850,6, Y=137,7). La coupe (Fig. 114) montre un dépôt hétérométrique à stratifications très nettes (horizontale ou inclinée). Des structures "open work" apparaissent en plusieurs endroits dans la coupe, ce qui traduit une forte compétence hydrodynamique des eaux. Vers le haut de la coupe s'étend un niveau fin (dépôt lacustre).

- Une autre coupe au Mollard des Foilles montre le caractère d'une moraine d'ablation: forte hétérométrie, localement une stratification, des petites passées sableuses et des collapsés structures..

Morphologiquement, ce bourrelet présente une butte à quatre crêtes sommitales et à convexité tournée vers l'amont. La crête la plus élevée culmine aux environs de 558m. Le découpage de cet ensemble morainique pose un problème: s'agit-il d'un seul arc entaillé ultérieurement par les cours d'eau ou d'arcs successifs?

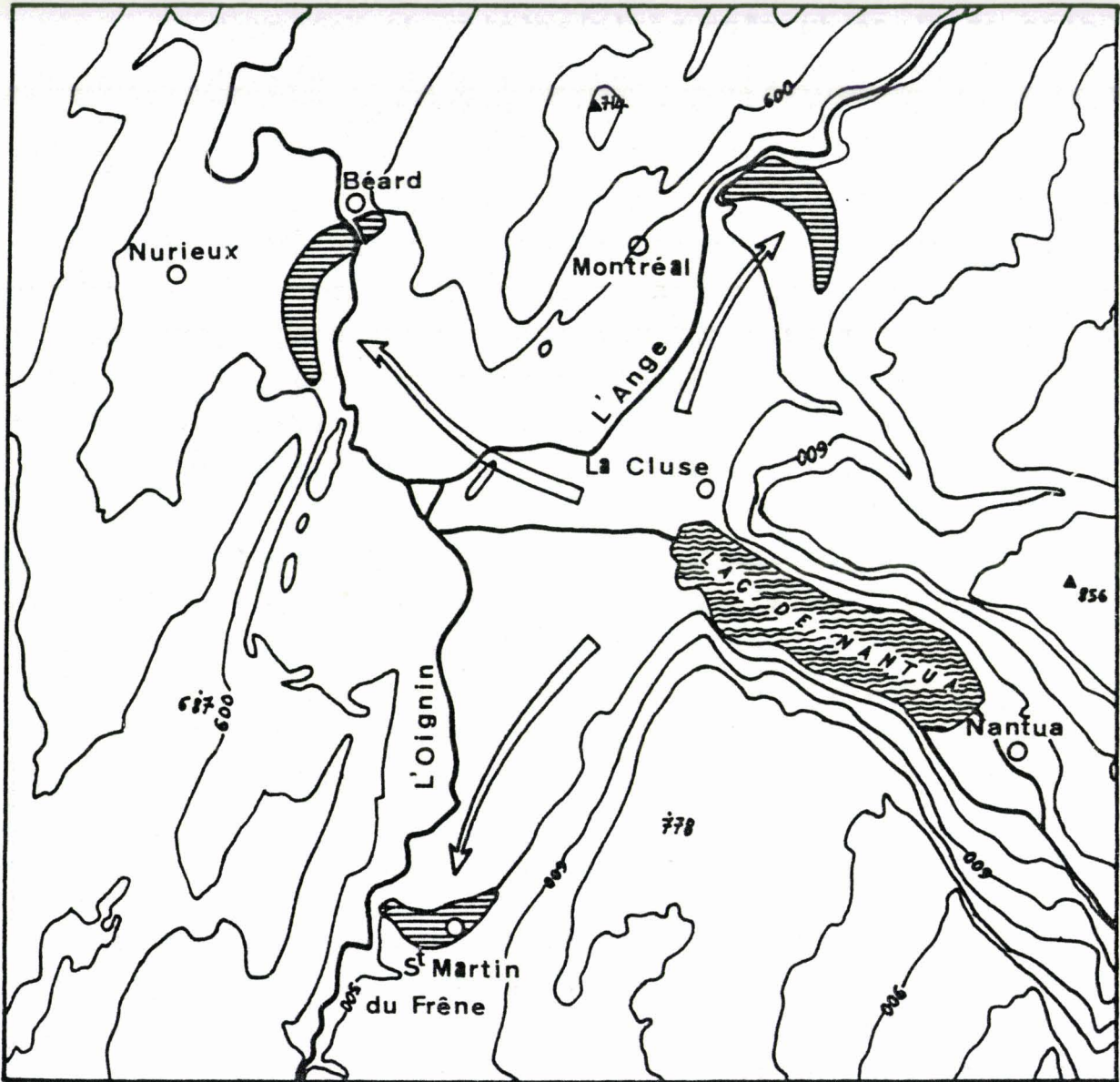


FIG. 122 .DIFFLUENCE GLACIAIRE AU DEBOUCHE

DE LA CLUSE DE NANTUA



0 1 2 Km



Cette unité passe latéralement vers le N à un système lacustre par l'intermédiaire d'un cône progradant. Au S de Martignat, le fond de la vallée reste plat; bien qu'aucune coupe n'ait permis de déceler la nature de ce colmatage, il s'agit probablement d'un remplissage lacustre.

* La deuxième présente un Vallum morainique important dans l'axe de la cluse. Du point de vue lithologique, c'est une moraine d'ablation. Tous les aspects: morphologique, lithologique et sédimentologique concourent à renforcer le caractère d'une moraine d'ablation. Sa matrice est plus sableuse que celle d'une moraine de fond; peut-être vers le fond, on trouve un tel dépôt (moraine de fond) comme c'est le cas vers le SE de Béard au lieu dit "en Senant". Cette coupe montre une grande profusion de blocs à proportions anormales (bordure de glaciers). Vers le bas, le dépôt est plus fin et rappelle une moraine de fond. Vers le haut apparaît un matériel hétérométrique grossier (blocs parfois même métriques), en vrac, à matrice sableuse; c'est une moraine d'ablation avec concentration des grossiers les fins partent vers l'aval. Génétiquement, l'édifice morainique de Nurieux constitue une moraine terminale. Celle-ci est coincée entre le Mont de Nurieux au S et l'unité de Béard-Bussy au N. Aussi est-elle franchie par l'Oignin. Elle se raccorde à deux vastes cônes proglaciaires: le cône de S^t Germain de Béard et celui de Nurieux. Le passage de cette moraine au cône de Nurieux est très net.

* La troisième moraine frontale s'étend plus au S et barre la vallée de l'Oignin au niveau du village de S^t Martin du Frêne. (celle ci n'a pas fait l'objet d'une étude précise).

De tels systèmes de moraines terminales traduisent des stades de recul du glacier ou plutôt des stades de stabilisation au cours du retrait glaciaire. Ce n'est pas le stade maximum du Würm puisque on trouve des moraines de fond dans le talus de la route vers Intriât, à Bellignat...

Le flux glaciaire canalisé par la cluse de Nantua s'est étalé à son débouché, et a émis deux diffluences latérales: l'une au N en direction d'Oyonnax (moraine terminale de Montréal), l'autre au S (moraine terminale de S^t Martin du Frêne). Le flux majeur suivait l'axe de la cluse et a édifié la moraine terminale de Nurieux. Un galet d'origine alpine a été trouvé dans cette moraine (CF; P 351). Il indique bien le passage de la langue glaciaire du Rhône par la cluse de Nantua. L'essentiel des apports lors de cette avancée est de type glaciaire ou proglaciaire.

Au cours de ce stade glaciaire, des lacs se sont établis à l'aval des moraines frontales: au S de la moraine de S^t Martin du Frêne et au N de la moraine de Montréal. Un autre lac a également occupé la dépression intramorainique (à l'amont des moraines frontales) après le retrait de la langue glaciaire. Ces lacs ont été comblés de dépôts plus ou moins grossiers ou de dépôts de vases varvées.

III.1.3 La Vallée de l'Ange

Entre la chaîne des Joux blanches à l'W et des Joux noires à l'E, s'étend le synclinal d'Oyonnax. Il sépare le domaine jurassien (à l'E) du domaine des plateaux et des faisceaux (à l'W). Cette dépression tectonique est drainée par l'Ange. Une quarantaine de mètres de dépôts glaciaires et proglaciaires ont été accumulés dans le bassin; sur les versants, on trouve de nombreux placages morainiques parfois d'importance.

Le val constitue une sorte de morphologie irrégulière. La répartition des unités lithologiques et morphologiques (Fig. 123, 124) et la carte des remplissages (Fig. 125) laissent penser à une succession d'ombilics et de verrous calcaires; les polis de Nerciât et du NE de Groissiat correspondent nettement à un verrou. Des lacs occupant les ombilics ont été remplis de dépôts varvés et vasés.*

L'analyse morphologique et lithologique basée sur une cartographie des dépôts quaternaires permet de tracer l'évolution de ce val au cours de la dernière glaciation. J. Tricart (1961, 1963, 1965) avait déjà esquissé la chronologie des événements dans ce val, mais nous allons, à partir de la répartition des unités lithologiques et morphologiques et des empreintes glaciaires donner une autre image plus précise sur cette évolution au cours de la dernière extension glaciaire.

Répartition des différentes unités.

Le val d'Oyonnax est moins riche en coupes fraîches; la plupart des coupes que nous avons pu observer sont des anciennes carrières, des bords de routes, de rivières...

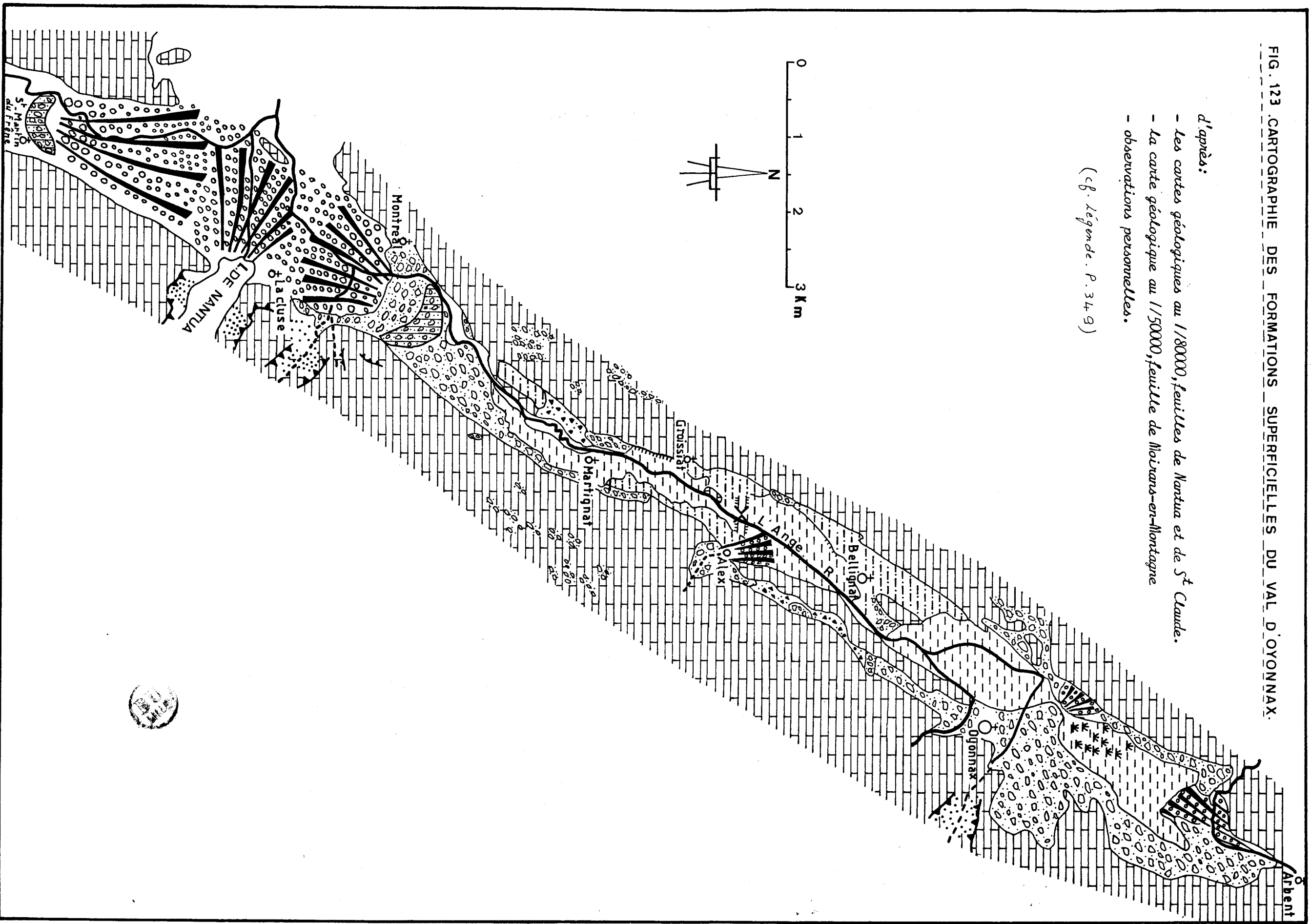
* Communication orale avec Monsieur Landry.

FIG. 123. CARTOGRAPHIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DU VAL D'OYONNAX.

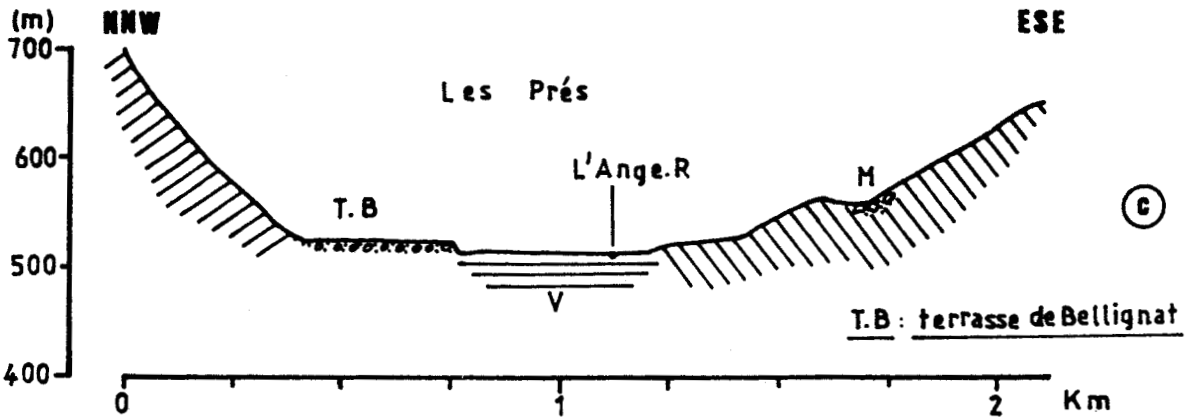
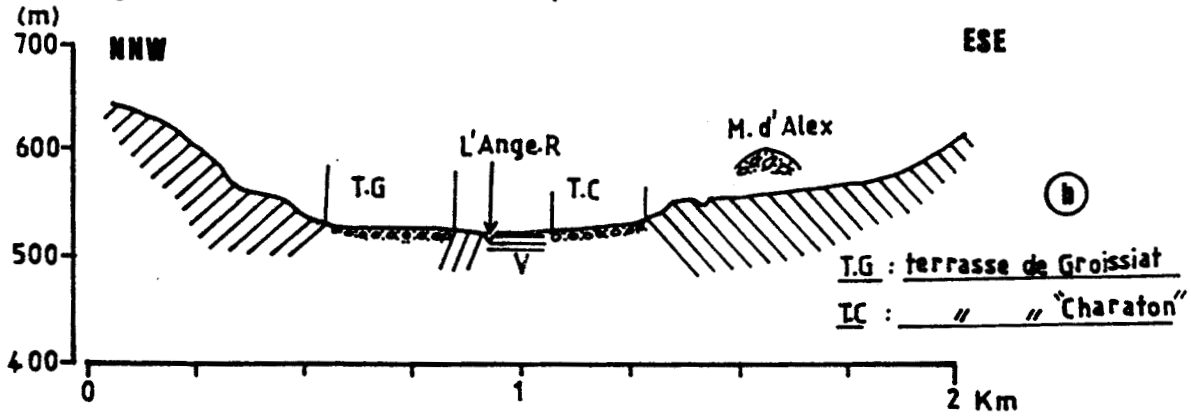
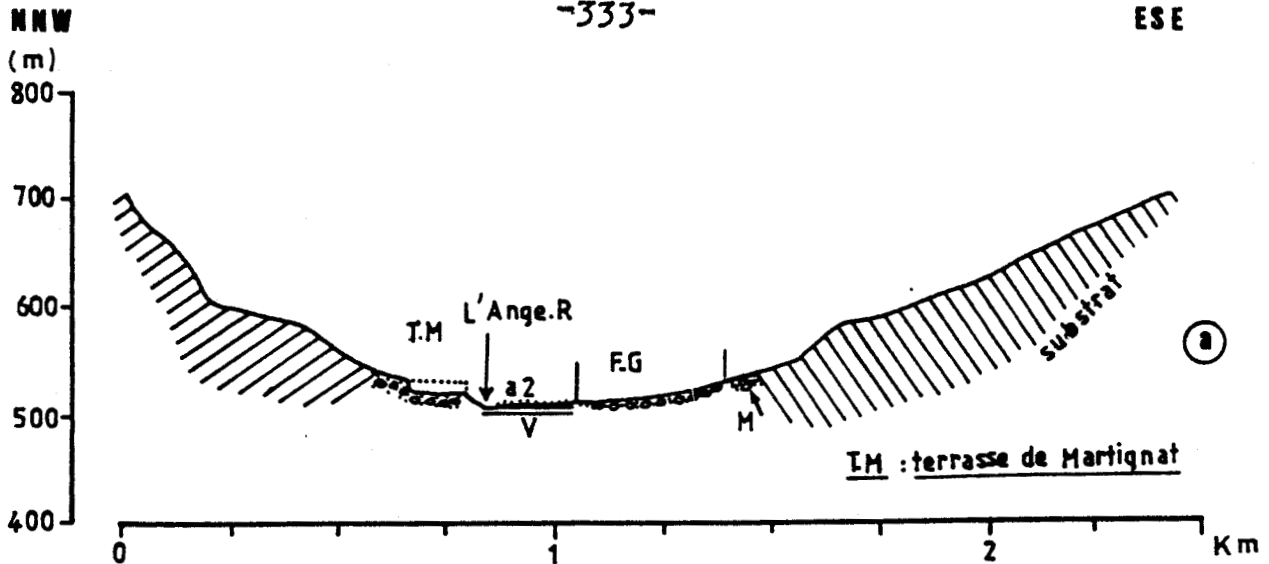
d'après :

- les cartes géologiques au 1/80000, feuilles de Nantua et de St Claude.
- la carte géologique au 1/50000, feuille de Noirans-en-Montagne
- observations personnelles.

(cf. légende. P. 349)



BU
MILB



.124. PROFILS TRANSVERSAUX DANS LA VALLEE DE L'ANGE.

- (a) : au niveau de Martignat; (b) : au niveau de Groissiat (cimetière)
- (c) : au niveau de Bellignat (Les Prés)

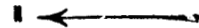
F.G : fluvio-glaciaire

M : moraine

V : varves

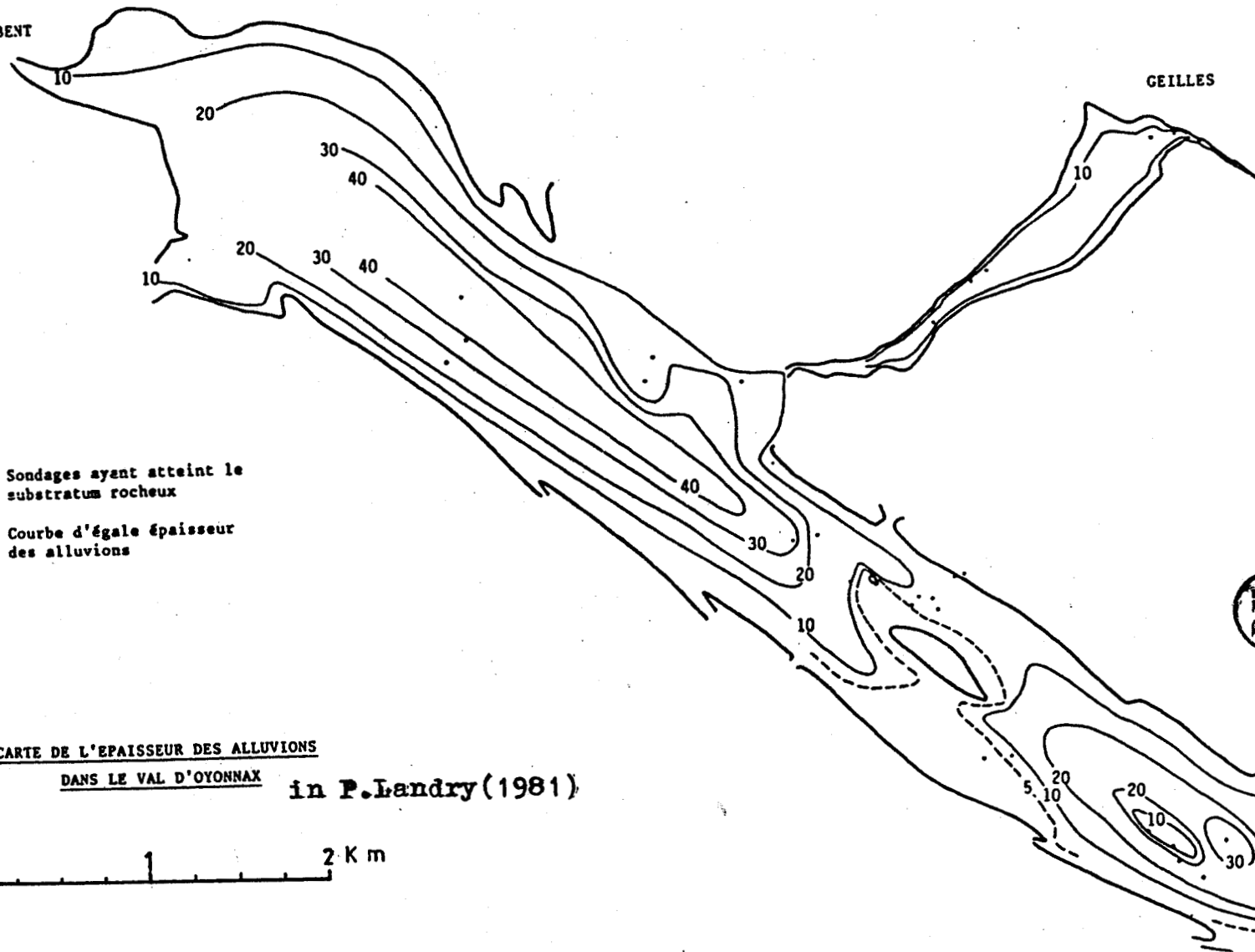
a2 : alluvions modernes





ARBENT

GEILLES



334

- Sondages ayant atteint le substratum rocheux
- Courbe d'égale épaisseur des alluvions

Fig 125. CARTE DE L'ÉPAISSEUR DES ALLUVIONS
DANS LE VAL D'OYONNAX in P. Landry (1981)



ALEX

Nous allons décrire et voir la nature et la disposition de chaque coupe puis leur répartition, du S au N nous avons:

* à Montréal, une moraine frontale (cf. P. 329)

* à Martignat, la coupe (route vers Groissiat) prête à hésitation; sa géométrie est légèrement inclinée. Le dépôt est très morainique mais il ne s'agit pas d'un vrai "till". C'est plutôt une moraine d'ablation ou un dépôt dont les caractéristiques sont proches de celles d'une moraine d'ablation. Dans la coupe on peut observer des passées de sable (niveaux fins bien stratifiés) qui forment une espèce de genou (collapse structure). La géométrie de ce dépôt ("terrasse" bien individualisée), sa morphologie et sa sédimentologie nous laissent penser plutôt à une moraine abandonnée en cours de retrait glaciaire (terrasse de retrait glaciaire?) ou même à une terrasse de kame.

Une petite coupe se dénote dans l'ensemble général (Fig. 165). Le matériel finement lité surprend. S'agit-il d'un delta local et isolé qui s'est déposé? Un vide engendré par libération d'eau. On peut penser à un bloc de glace morte qui, en fondant a créé une dépression (Ketel) qui s'est remplie d'apports latéraux. Les structures ouvertes traduisent des chasses d'eau (forte compétence hydrodynamique). Vers le bas de la coupe, le dépôt est varvé, puis redevient grossier. La coupe présente quelques figures sédimentaires:

- figures de charges* (load cast) souvent dans des silts glaciaires grossiers ou à la limite des sables fins.
- structures convolutées** (convoluted structure).
- reste d'ancienne couche détruite par celle d'au dessus.

Vers le haut, le dépôt paraît plus fluviatile: au moment où le trou se remplissait il y avait une chenalisation au dessus.

* Figure de charge: la couche supérieure s'enfonce en certains points dans la couche inférieure encore gorgée d'eau et plastique sous l'effet de la gravité.

** Structure convolutée: "contournement interne d'un banc généralement microgreseux ou pelitique dû à son glissement, sur le fond, à l'état de sédiment meuble gorgé d'eau" (A. Foucault et J.F. Raoult 1984)

Les foreset beds traduisent un petit delta retronqué vers le haut en discordance par un dépôt plus grossier, plus ou moins émoussé, à matrice sableuse (pas de fin, le matériau le plus fin étant du sable grossier). Cela prouve une mise en place dans un environnement de fonte; il s'agit d'une moraine d'ablation (au cours de la fonte) glaciaire.

* A Groissiat, nous n'avons pas une belle coupe (ancienne carrière) mais nous pouvons tirer quelques enseignements.

Les dépôts sont grossiers comme le montrent quelques blocs extraits de la carrière; aussi sont-ils plus émoussés que ceux de Martignat. Sédimentologiquement, ils ont les mêmes aspects que ceux de Martignat. Quelques niveaux lités semblent plonger; c'est plus de la collapse structure que de la glacitectonique (pour les collapses les failles sont normales alors que pour la glacitectonique, elles sont inverses). Il s'agit peut-être d'une terrasse de retrait glaciaire avec de la glace morte en profondeur des bassins qui se remplissent; les culots de glace morte attirent les couches vers le bas. Morphologiquement, le dépôt présente une topographie de terrasse. En face, sur la rive gauche de l'Ange, au lieu dit Charaton et à la même altitude, s'étend une très belle terrasse. C'est donc une terrasse fluvioglaciaire du retrait (intermédiaire entre le fluvioglaciaire et la moraine d'ablation).

Le substrat apparaît dans le fond de la coupe: on peut observer des polis glaciaires avec des stries, des figures de broutage (structure en croissant), des formes d'arrachement... (cf. chap. II.2.2)P.

En résumé, la coupe présente un même complexe sédimentaire que celle de Martignat.

* Au N de Château Covet (ancienne carrière).

Dans la coupe on ne voit pas de structure. Le dépôt est hétérométrique, la matrice n'est pas fine. Au fond, on observe un matériel fin qui s'est peut-être accumulé pendant la période des eaux. Ce matériel imperméable canalise les eaux de pluies. La disposition de la coupe est à la même altitude que celle de Groissiat. Morphologiquement ce dépôt présente un placage contre le versant E de la chaîne des Joux blanches.

Globalement ce faciès est voisin de celui de Martignat.

* A Bellignat, le dépôt est hétérométrique, a une structure en vrac, un matériel compact à matrice fine (farine glaciaire due au broyage des calcaires), des cailloux en "fer à repasser" plus ou moins émoussés, des cailloux avec des stries et/ou des enlèvements, l'enlèvement des cailloux ou de blocs laisse leurs places...

Tous ces éléments sont typiques des moraines de fond. La situation de cette moraine dans le village de Bellignat n'a pas permis de voir sa disposition. P. Landry (1981) la trace sous forme d'un arc concave amont (concavité vers Oyonnax) ce qui indique habituellement un sens de l'écoulement glaciaire du N vers le S. Alors que J. Tricart (1961, 1965) admet l'avancée de la langue glaciaire de Nantua jusqu'à Oyonnax et la moraine de Bellignat devait être déposée par cette langue. On peut penser aussi à son dépôt par un culot de glace morte.

* Carrière des Condamines à Oyonnax.

Pas d'énormes blocs dans la carrière, les cailloux sont bien émoussés, la matrice est sableuse, le dépôt est très homogène et globalement stratifié. C'est un dépôt plus près du fluvioglaciaire que de la moraine d'ablation. Sur le plan géométrique, il constitue une terrasse à 540m. Cette unité est plus élevée que celle de Groissiat (520m).

Toujours dans la même carrière, une autre coupe (à l'entrée de la carrière à droite) nous avons pu observer un matériel fin avec des structures de load-cast et des laminites (silts). C'est un dépôt typiquement lacustre; il s'agit peut-être d'une flaque d'eau isolée qui s'inscrivait dans l'unité générale.

* Le cône proglaciaire d'Arbent.

On observe dans une coupe (berges du Merdanson. ^{Rau}, Fig. 126) à côté du cimetière au SSW d'Arbent, des couches (sables, graviers, cailloux) bien inclinées (foreset bed) surmontées par un dépôt grossier plus moins émoussé à matrice sableuse (topset bed). Cette unité est très légèrement bombée (cône de déjection fluvioglaciaire); elle passe progressivement à un dépôt lacustre qui correspond à un ancien lac (ancien aérodrome au N d'Oyonnax) où se déposait la fraction fine. Il s'agit d'un delta de raccordement (comme l'indiquent les couches inclinées), un delta sous lacustre à dépôts de progradation plus ou moins grossiers. Ce delta est contemporain de la moraine de fond qui forme la butte 554m au N d'Oyonnax. Il est surmonté par un dépôt fluvioglaciaire qui correspond à un cône grossier à l'amont au moment du retrait glaciaire.

L'étude des formations quaternaires dans le val d'Oyonnax et leur répartition permet quelques constatations:

1) La vallée de l'Ange offre un domaine excellent de succession d'ombilics et de verrous. Les dépressions ont été occupées par des lacs localisés. Cette morphologie apparaît nettement dans les sondages effectués en vue des recherches d'eau (Fig. 125). On peut distinguer

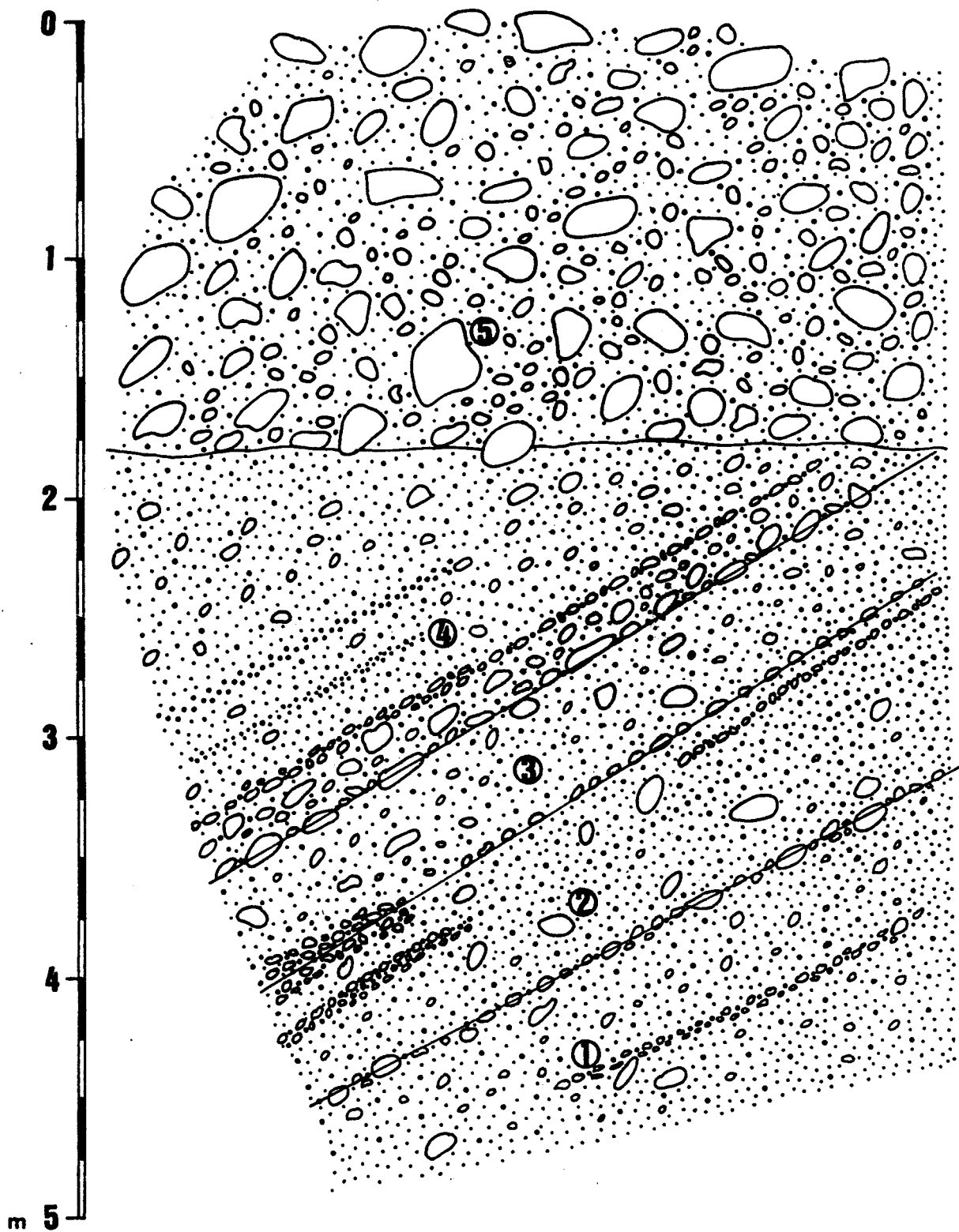


Fig. 126 .- COUPE SCHEMATIQUE AU SW D'ARBENT

(Berge du R^{au} de Merdanson)



au moins trois lacs:

- au N d'Oyonnax
- Entre Bellignat et Nerciati
- A Groissiat et au S de Martignat (il s'agit probablement d'un même lac). Dans les carrières au NE de Groissiat et à Nerciati apparaissent des seuils rocheux polis et striés.

2) La moraine de fond de Bellignat est déposée sans doute par une langue glaciaire venant du N ou par un culot de glace si on part des empreintes glaciaires découvertes au NE de Groissiat et à Nerciati.

3) L'édifice morainique au N d'Oyonnax (butte de moraine de fond à 554m) semble lié à la langue glaciaire de la Bienne ou à une diffluence de la Bienne.

4) Au N d'Oyonnax, le lac passe latéralement à un cône deltaïque proglaciaire: cône d'Arbent (environnement deltaïque).

5) La carrière de Martignat pose un problème, s'agit-il d'un placage de moraine d'ablation ou d'une terrasse glaciolacustre?

6) La dépression à l'E de cette unité de Martignat (Martignat-Groissiat) est elle antécédente ou surimposée? autrement dit antérieure ou postérieure à la mise en place de la terrasse de Martignat.

7) Plusieurs placages morainiques apparaissent en chicane sur les versants et même à des altitudes élevées (supérieur à 900m) dans la combe d'Apremont.

La figure n°127 présente une synthèse explicative recoupant toutes ces unités lithologiques. On remarque bien l'évolution complexe de ce val. Ces éléments réunis permettent de reconstituer l'environnement glaciaire et paraglaciaire comme suit:

- une calotte glaciaire au maximum glaciaire (dépôt de moraines)
- au cours du retrait glaciaire, des langues glaciaires s'étaient bien individualisées: celle de Nantua se stabilisant à Montréal et celle de la Bienne au N d'Oyonnax. Nous sommes en phase de retrait et nous n'avons aucun indice sur le maximum glaciaire. Nous avons pu découvrir des empreintes glaciaires au NW de Groissiat et à Nerciati. L'étude systématique de ces empreintes indique un écoulement glaciaire du N vers le S: on peut donc exclure l'hypothèse de l'avancée de la langue glaciaire de Nantua jusqu'à Oyonnax (hypothèse de J. Tricart, 1961, 1963, 1965). Il reste donc l'avancée de la langue glaciaire de la Bienne dans le val d'Oyonnax jusqu'aux environs de Groissiat ce qui explique ces empreintes au maximum glaciaire et la mise en

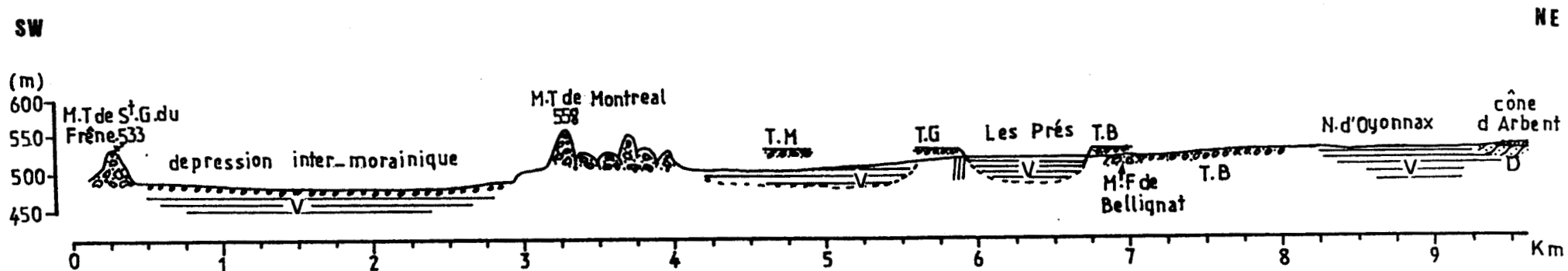


FIG.127 . COUPE LONGITUDINALE SCHEMATIQUE DE LA VALLEE DE L'ANGE (BASSIN D'OYONNAX)

M.F: moraine de fond
 M.T: moraine terminale
 D : deltas
 V : varves

T.B: terrasse de Bellignat
 T.G: terrasse de Groissiat
 T.M: terrasse de Martignat



place de la moraine de Bellignat au cours de la recession. Mais on peut aussi imaginer l'avancée de cette langue glaciaire jusqu'à Bellignat (maximum glaciaire) puis un culot de glace au NE de Groisiat d'où les empreintes glaciaires.

- installation de plusieurs lacs barrés par les langues glaciaires de Nantua au S et de la Bienne au N et séparés par des seuils rocheux et peut-être même des culots de glace. Ce stade est marqué par la mise en place de deltas à l'aval des langues glaciaires (Molard des Foilles, SW d'Arbent).

- mise en place des cônes proglaciaires équivalents de ceux au SW d'Arbent (alimenté par la langue de Merdanson) et des condamines à Oyonnax (alimenté par la langue de la Sarsouille) et d'une nappe fluvioglaciaire du NE vers le SW: terrasse de Bellignat (Fig. 124).

Au cours du retrait des langues glaciaires de Nantua et de la Bienne; les cours d'eau ont pu inciser la moraine terminale de Montréal et la gorge empruntée par la voie ferrée au SW d'Arbent.

- dissection des unités mises en place au cours des stades antérieurs et mise en place des nappes "tardiglaciaires". (Fig. 124).

- développement des tourbes dans les endroits où l'écoulement est rendu difficile par des effets de barrage.

III.1.4 Basse vallée de la Bienne.

C'est une percée étroite, en certains points transversale à la chaîne jurassienne. Le substrat est formé de calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Toute la base des versants est masquée d'éboulis. Le fond de la vallée offre des remplissages fluvioglaciaires et lacustres (Fig. 128).

Nous allons décrire quelques coupes puis voir la disposition et la répartition des formations glaciaires et associées.

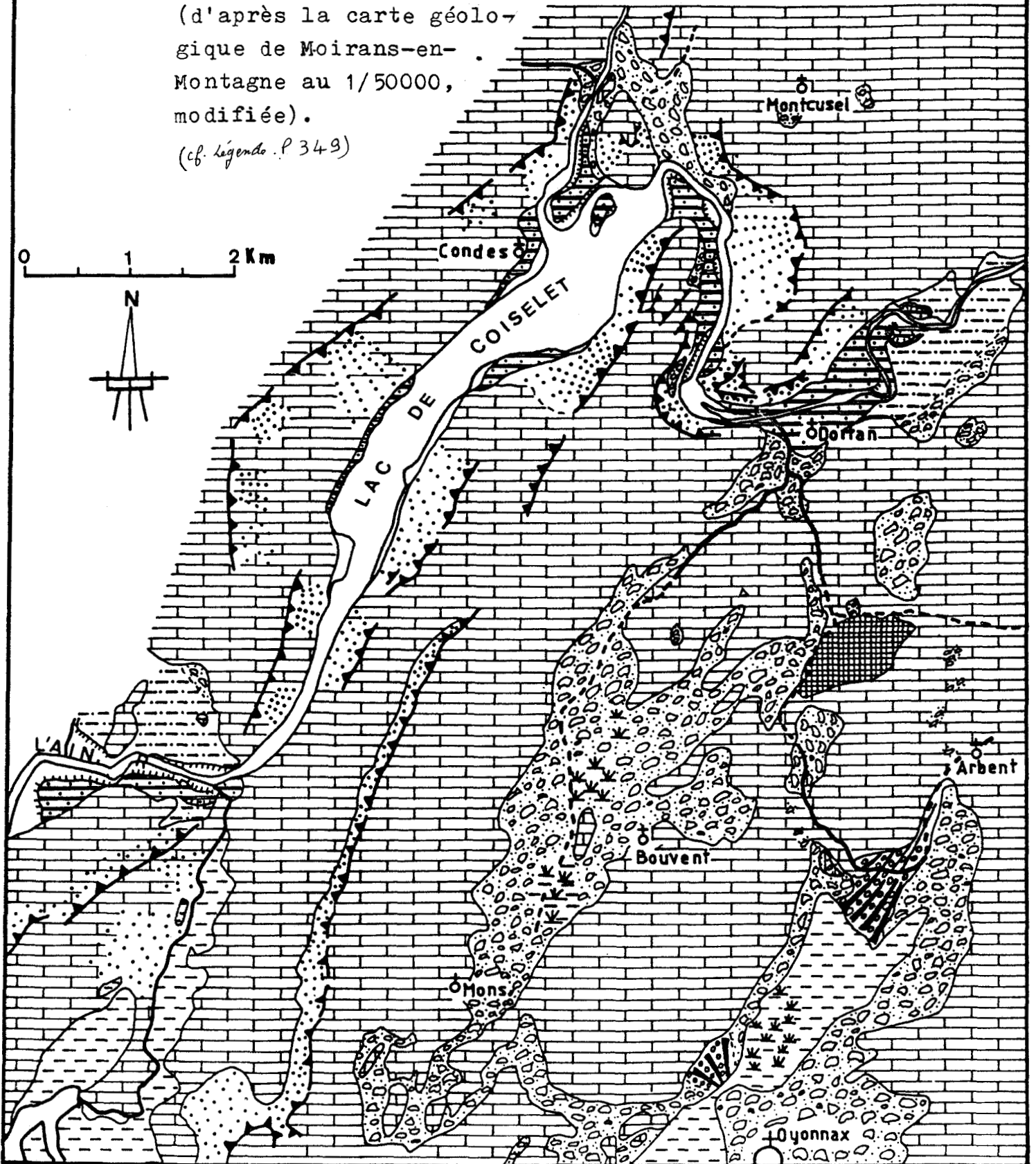
- Carrière DI LENA

Elle montre là encore, comme à Izernore des niveaux inclinés (Forset bed) à alternance de fins et de grossiers (en fonction des crues et des décrues). C'est un très beau delta à dépôts de progradation du type de ceux observés dans la plaine d'Izernore (carrières S. d'Izernore et N. d'Izernore) et au SW d'Arbent. Les chenaux à sens différents et des stratifications entrecroisées indiquent un environnement deltaïque. L'essentiel du matériel caillouteux et sableux provient des calcaires du Jurassique supérieur.

FIG.128 . CARTE GEOLOGIQUE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DE LA BASSE VALLEE DE LA BIENNE, DU BASSIN DE MONS ET DE LEURS ABORDS.

(d'après la carte géologique de Moirans-en-Montagne au 1/50000, modifiée).

(cf. légende .P 349)



Au dessus des dépôts deltaïques, transgressent des dépôts plus ou moins grossiers (blocs parfois même décimétriques), émoussés, à matrice sableuse et à stratification globale horizontale. Leur épaisseur est de presque 5-6m. Du point de vue morphologique, ce dépôt correspond à une terrasse fluvioglaciale. Vers le haut, le dépôt devient plus fin (silts): ce sont des limons de débordement de terrasse au moment des inondations (limons de fin de crues).

En résumé ce sont des dépôts deltaïques sans qu'il soit possible de retrouver trace du barrage qui bloquait ce lac où le delta s'est déposé. Il s'agit probablement d'un petit lac local ou bien il faut imaginer un dépôt qui faisait barrage au lac ce qui est difficile à admettre en l'absence de toute trace. Enfin on peut imaginer un culot de glace (?) occupant la cluse de Dortan-Chancia qui faisait barrage.

- Coupe à l'W de Dortan: route Dortan-Chancia.

C'est un placage contre le versant; le matériel varie des sables fins à des dépôts grossiers (sables avec cailloux et blocs); la structure est horizontale vers la droite et inclinée vers la gauche; le substrat (Kimméridgien-Portlandien) apparaît nettement dans la coupe. Un niveau de sable fin d'environ 1m d'épaisseur atteste sans doute d'un épisode lacustre.

- Cette unité a les caractères d'un dépôt proglaciaire (moraine d'ablation). L'ensemble est surmonté par une épaisse série de dépôts de pente (éboulis, groizes et grèzes). Vers la gauche, ces dépôts de pente sont imbriqués avec la formation proglaciaire.

La vallée de la Bienne a joué un rôle important au cours de la dernière glaciation. Elle a été empruntée par une langue glaciaire dont le mouvement était rendu très difficile par suite de ses fortes sinuosités et son étroitesse. Ceci est prouvé par la faible répartition de moraines dans la vallée proprement dite (ex. moraine de Rhien, de Dortan, d'Uffel...).

La langue glaciaire de la Bienne était barrée par celle de l'Ain; ce qui a provoqué sans doute un débordement vers le Sud (difffluence). La moraine terminale au SW d'Arbent semble due à cette avancée glaciaire. (Il en est peut-être de même pour la moraine de Bellignat(?)).

Au cours de la recession, des dépôts proglaciaires se sont mis en place (moraine d'ablation). Un lac s'est installé à Dortan-Lavancia, puis une nappe fluvioglaciale s'est étalée le long de la vallée engendrant un système de terrasse. Après cette phase, la Bienne incise ses terrasses fluvioglaciaires en méandres encaissés (ex: au lieu

dit le Reculet, on peut observer un ancien cours de la Bienne) ce qui donne un système de terrasses emboîtées. (Fig. 129).

III.1.5 La Haute chaîne.

* La zone de Viry (Fig. 130).

Cette région constitue une unité structurale et morphologique importante. C'est un bassin synclinal dominé par le Mont Verlon à l'E et le Mont Château, les grandes Places et la Côte d'Allong à l'W. Les eaux superficielles s'écoulent vers la Bienne par l'intermédiaire du Longviry alors que les eaux souterraines s'écoulent vers le S. Le bassin a une morphologie molle, formée de buttes morainiques, séparées par des petites dépressions. L'ensemble couvre un substrat formé de couches marno-calcaires du Crétacé inférieur.

Les formations glaciaires et associées ont déjà fait l'objet d'une étude antérieure pour les levers de la carte géologique de Moirans-en-Montagne (J. Tricart, 1961). L'auteur distingue des moraines de fond (Gy), des moraines terminales et des dépôts lacustres (cf. carte géologique de Moirans-en-Montagne au 1/50000).

La moraine terminale (coupe au N du lac de Viry à l'E du lieu dit sur les Eaux) présente un faciès hétérométrique, plus ou moins émoussé à matrice sableuse. Toujours dans la même coupe, un front de carrière montre un dépôt qui varie des fins aux grossiers, à stratification horizontale. Du point de vue morphologique, ce dépôt présente un arc morainique à concavité vers le NE. nous n'avons pas pu voir le passage vers le S de ce dépôt au dépôt lacustre (lac de Viry). De plus, la moraine terminale est proche du lac. On peut penser que le bed rock n'est pas loin et les chenaux y sont installés directement; le lac n'était pas assez profond pour former un talus de progradation.

Pour expliquer la mise en place des dépôts glaciaires et associés dans le val de Viry, J. Tricart (1961) met en oeuvre une langue glaciaire issue du N suivant l'axe du synclinal (langue de Les Bouchoux-Choux-Viry). L'idée qu'on se fait du glacier responsable est différente de celle de J. Tricart (1961). Au maximum glaciaire, une calotte recouvrait la Haute Chaîne comme l'indique la répartition des moraines même à des altitudes élevées; des débris glaciaires (Crétacé inférieur) ont été observés à des altitudes supérieures à 900m (Mont de Verlon). L'axe synclinal n'a pas canalisé ni orienté le flux de glace d'une manière rigoureuse, celui-ci manifeste plutôt une polarité E-W.

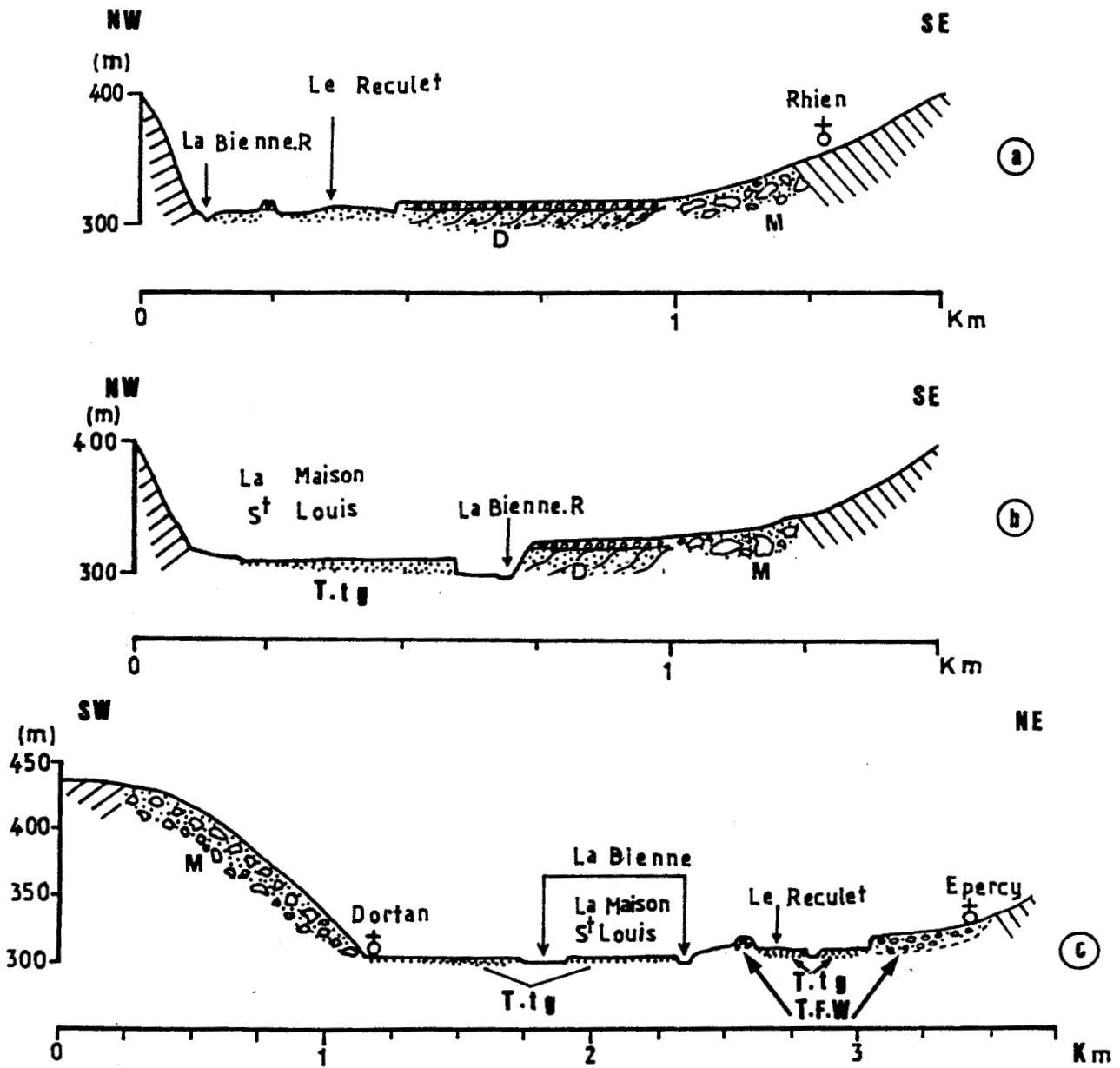


FIG.129 .COUPES TRANSVERSALES DANS LA BASSE VALLEE DE LA BIENNE.



M :moraine
D :deltas

T.t g :terrasse tardiglaciaire
T.F.W :terrasse fluvio-glaciaire
(Würm II)

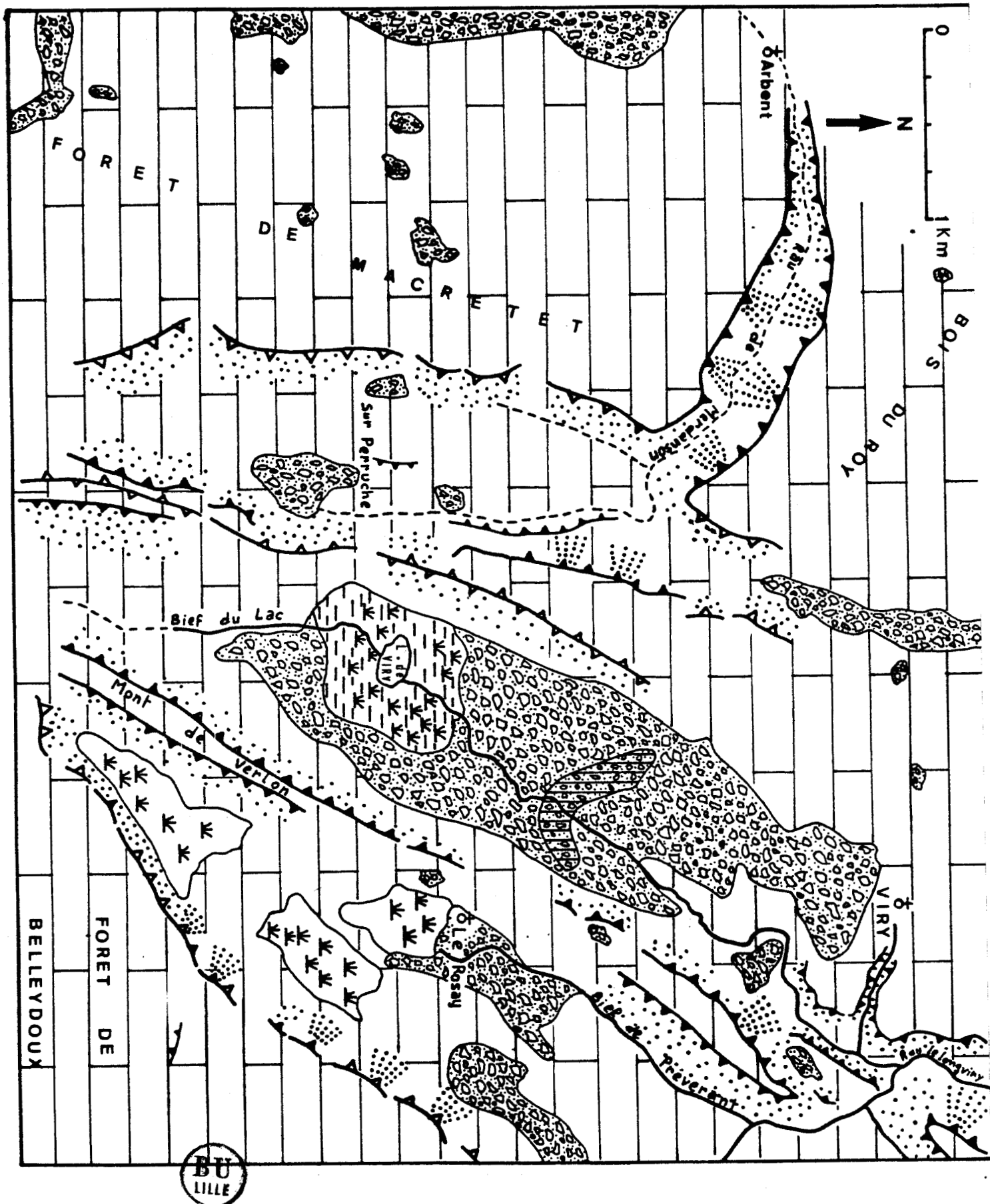


FIG. 130 .LES DEPOTS QUATERNAIRES DU BASSIN DE VIRY ET DE SES ABORDS.

(cf. Légende. P. 349)

Lors de la phase du retrait, une langue glaciaire sous alimentée (phase de déglaciation) demeure dans le bassin et étale les dépôts morainiques. Le lac de Viry s'est installé probablement après la mise en place des moraines encombrant la vallée vers le N; celles-ci forment le barrage.

* La Haute Chaîne (feuille d'Oyonnax au 1/25000).

Cette zone est un vaste plateau troublé par des accidents tectoniques (val de Viry-Charix) et morphologiques (cluse de Nantua, escarpement de failles...).

Les formations glaciaires (Fig. 131) sont surtout représentées dans les dépressions et sur les versants. Ailleurs, les placages sont plus réduits; ces moraines forment une morphologie molle (surtout dans les bassins), des remplissages des combes, sinon aucune morphologie bien marquée n'est décelable.

La répartition des moraines à des altitudes différentes nous permet de situer la zone d'origine du flux glaciaire s'étalant sur le plateau. Une langue glaciaire a emprunté la cluse de Nantua et s'est même avancée dans les dépressions de part et d'autre de la cluse. Un galet d'origine alpine a été découvert dans la moraine de fond de Charix; nous avons là un bon indice d'une diffluence de la langue glaciaire de Nantua dans le bassin de Charix comme l'avait déjà montré M. Janin (1928). Cette diffluence avait une faible importance et était incapable de s'avancer beaucoup dans le val de Charix, sinon ses vestiges seraient beaucoup plus nombreux. Elle en a été empêchée par la calotte locale qui l'obligeait à refluer vers la cluse.

La langue glaciaire s'est avancée même dans le secteur de Lalleyriat, le Poizat... comme l'avait signalé Em. Benoit (1863).

L'étude précédente permet de tirer quelques conclusions:

- La région a été occupée au maximum glaciaire par une calotte locale, les apports de glace ont une polarité E-W, conforme à la polarité topographique générale de la chaîne jurassienne.

- La topographie semble avoir guidé les débordements principaux de la langue glaciaire de Nantua. C'est en effet dans les bassins que les dépôts morainiques s'étalent le plus (commune d'Echallon-Prairie d'Echallon, val de Charix, Lalleyriat-Le Poizat...).

- Dans la cluse de Nantua, les phases du retrait de la langue glaciaire sont difficiles à mettre en évidence.

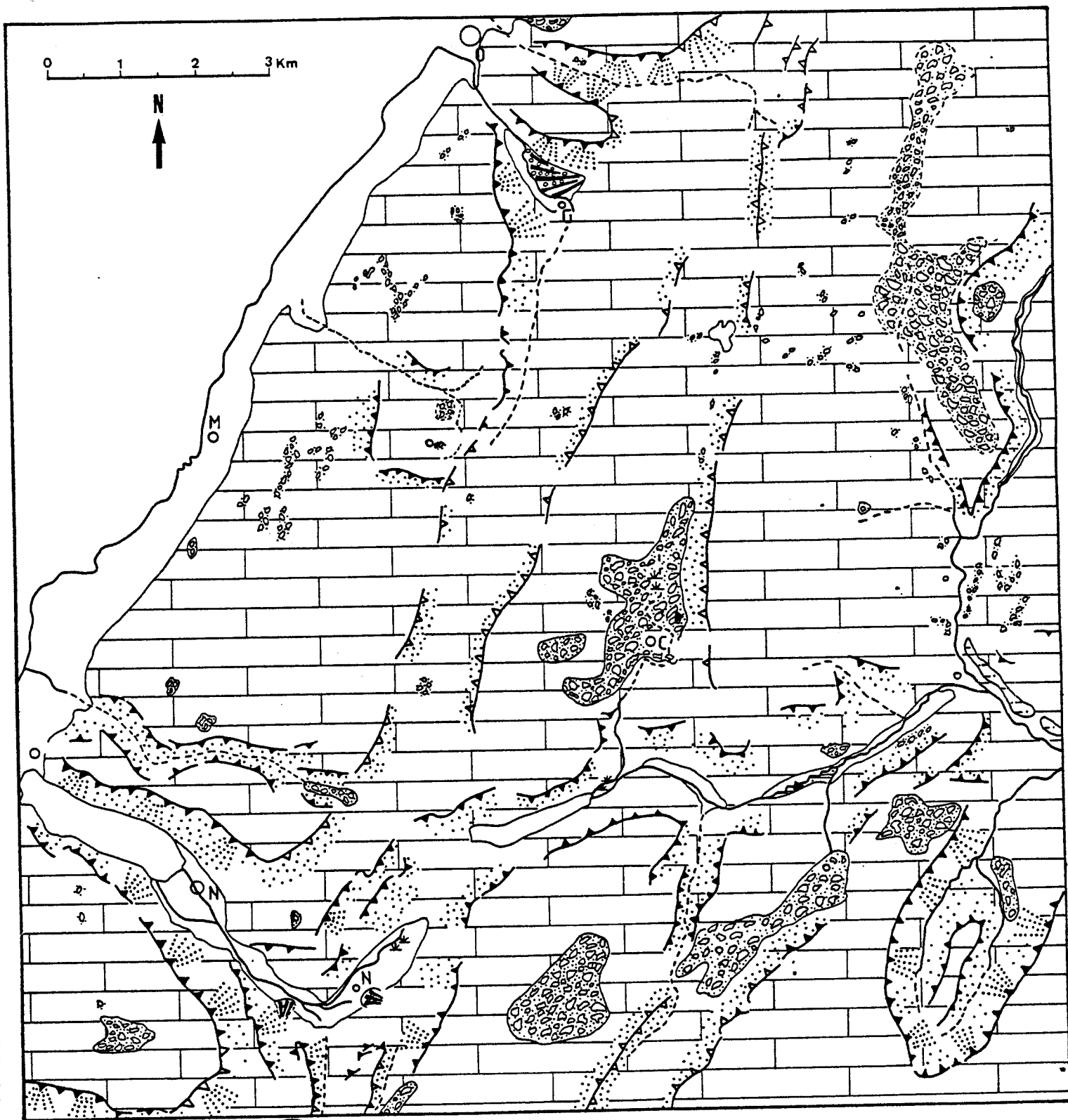




FIG. 131. LES FORMATIONS QUATERNAIRES DE LA HAUTE CHAÎNE (Feuille de Nantua au 1/50000).

LEGENDE POUR LES FIGURES 118, 123, 128, 130 ET 131.

-  Eboulis-Groize
-  Colluvions
-  Alluvions de basse vallée (actuel)
-  tufs
-  tourbière
-  escarpement
-  crêt
-  substrat
-  rebord de terrasse
-  ancien méandre (le Reculet, Dortan)
-  terrasse fluvioglaciale (Tardiglaciaire)
-  terrasse fluvioglaciale (Würm)
-  varves avec drop-stones (2^{ème} stade)
-  dépression intermorainique (lacustre)
-  dépôts deltaïques
-  cône proglaciaire (Würm)
-  cône périglaciaire
-  replat lacustre (2^{ème} stade)
-  replat lacustre (1^{er} stade)
-  varves (1^{er} stade)
-  formations hétérométriques (moraines)
-  vallum morainique
-  verrou
-  Δ blocs erratiques d'origine locale
-  ▲ blocs erratiques d'origine alpine.



III.2 Blocs erratiques alpins et empreintes glaciaires.

III.2.1 Blocs erratiques alpins.

La présence de dépôts alpins dans le glacière du Jura constitue le point de départ des partisans de l'hypothèse des glaciers de vallées d'origine alpine (cf. P 310). Ces dépôts ont été plusieurs fois cités par les auteurs mais n'ont pas fait l'objet d'une étude pétrographique précise. Les seuls travaux à ce sujet sont ceux de I. Muller (1969) et M. Campy (1982).

Ces blocs sont rares mais ils existent. De tous les affleurements que nous avons étudiés ou observés, nous n'avons collecté que quatre échantillons.

Les quatre échantillons ont été étudiés sur lames minces par J. Terry*. Il s'agit surtout de roches métamorphiques. En voici les principales caractéristiques:

Echantillon n°1 (Burl.S1):

Texture: - anisotrope, porphyroblastique

- extrêmement orientée en amas de prismes parallèles
- la foliation est soulignée par un furtrage de prismes de glaucophane.

Composition minéralogique: tout à fait comparable et essentiellement une glaucophane.

- dominance des glaucophanes (biréfringence assez faible en L.P)
- chlorite en pourcentage faible ($Mg > Fe$)
- épidote à composition minéralogique différente (riche en fer)
- réfringence très forte en L.N et biréfringence variable (coloré dans les jaunes:jaune verdâtre). C'est une épidote s.s (=Pistachite).
- amas de petits granules de sphère.
- traces d'albite (très faible pourcentage).

Ces caractéristiques sont celles d'une glaucophanite à épidote. C'est une roche équilibrée dans des conditions de haute pression et de basse température, vraisemblablement une roche basique métamorphisée.

* Nous tenons à remercier vivement J. Terry (maitre assistant à l'UER des sciences de la Terre de Lille I) qui a bien voulu examiner les lames minces.

Echantillon n°2 (Charix S3)

- cet échantillon est essentiellement quartzeux
- quartz cristallisé et déformé
- mica incolore; muscovite en grandes lames tordues, vraisemblablement détritique
- matrice verdâtre chloriteuse et quartzreuse, vivement cristallisée et corrodée. Elle est constituée aussi de phyllite brunâtre probablement une stilpnomélane. Cette dernière a les mêmes formes que la biotite mais elle n'a pas le même degré de cristallinité.
- quelques opaques très mineurs
- traces d'hématite (oxydes de fer).

C'est une roche métamorphique dont les caractères sont encore préservés: roche métaquartzarénite à matrice phylliteuse.

Echantillon n°3. (Nurieux S2).

Texture: porphyroblastique et anisotrope.

- les minéraux sont orientés selon des directions préférentielles.
- foliation soulignée par l'allongement des cristaux (caractère du métamorphisme)

Minéralogie

- carbonates rhomboédriques (calcite?), relief évanescent, biréfringence extrême, polarisent en donnant des teintes d'ordre supérieur.
- quartz uniaxe +
- albite (plagioclase sodique) biaxe + (clivage et macle polysynthétique)
- chlorite ferromagnésienne ($Mg > Fe$). (Allongement négatif, pléochroïsme vert-vert jaunâtre).
- amphibole bleue, caractère des groupes de glaucophane: métamorphisme alpin.
- épidote
- sphène: relief très fort, teinte brunâtre, léger pléochroïsme, biréfringence extrême, forme losangique.

L'extrême abondance du sphène indique une origine magmatique au départ: ancienne roche basique (basalte) qui a été métamorphisée.

C'est un métamorphisme de haute pression et de basse température; la roche est équilibrée à la limite des faciès de "schistes bleus" et de "schistes verts" (albite, chlorite, épidote).

C'est une prasinite à glaucophane.

Echantillon n°4 (au S d'Izernore.S4).

Encore une fois équilibrée dans les mêmes conditions (métamorphisme de haute pression et de basse température) mais c'est tout à fait différent.

- Cette roche porte des empreintes du polymétamorphisme (plusieurs épisodes de déformations).
- On observe deux foliations qui se coupent.
- Le minéral principal est le quartz
- mica incolore ("muscovite") uniaxe, probablement une phengite. Ces micas sont tous orientés.
- chlorite: L.P vert pléochroïque, teinte anormale violacée, allongement + , chlorite ferromagnésienne (Fe > Mg).
- amphibole bleu
- minéraux opaques indéterminés (souvent des oxydes de fer, titanés, sulfures...)
- quelques prophyroblastes d'albite.

Cette roche appartient toujours au même faciès métamorphique (haute pression, basse température). C'est un micaschiste à glaucophone (relativement riche en quartz).

Ces différentes roches ont presque la même composition minéralogique à quelques détails près. Le nombre limité des échantillons ne permet pas de les relier à une origine alpine bien précise. On peut noter aussi qu'elles se localisent dans la cluse de Nantua et ses abords. C'est cette cluse qui a permis l'avancée du glacier du Rhône dans le secteur de Nantua.

Ces cailloux (parmi d'autres éléments) permettent d'avoir une idée sur l'extension du glacier et de la zone du contact avec le glacier jurassien.

II.2.2 Empreintes glaciaires.

Deux anciennes carrières dans le val d'Oyonnax ont dégagé de très beaux planchers glaciaires sur lesquels on peut observer non seulement des polis et des stries classiques, mais aussi des broutures, des ruptures dues à des arrachements du glacier... L'étude de ces marques glaciaires paraît justifiée car d'une part elles suscitent encore plusieurs spéculations et d'autre part elles sont rares dans la région d'Oyonnax (et même dans tout le Jura).

Une autre station semblable apparaît dans la vallée de l'Ain juste avant la confluence de l'Oignin. (Fig.132).

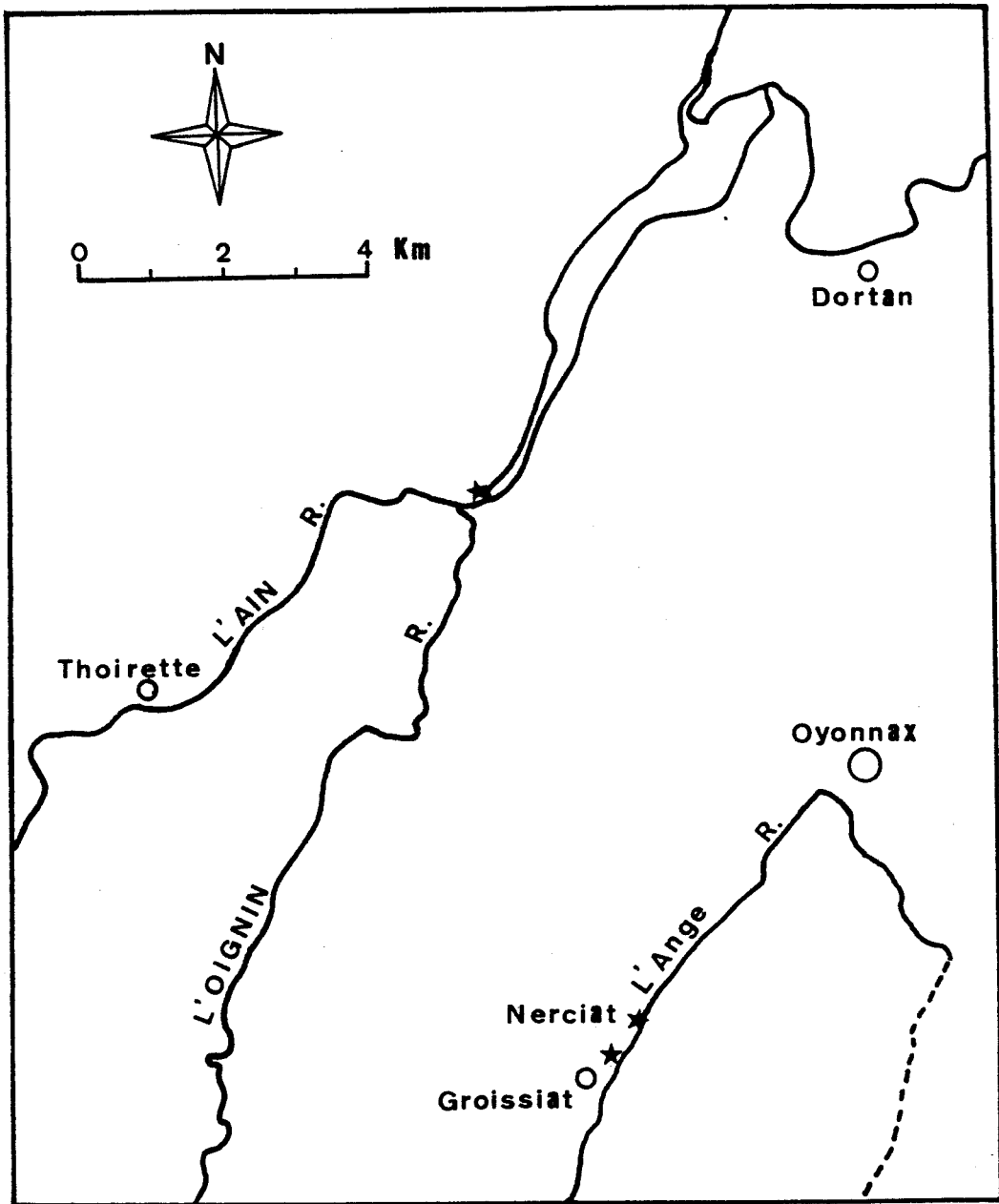


FIG. 132 .CARTE DE SITUATION DES PLANCHERS
GLACIAIRES .



Ces empreintes sont rarement observables, car elles sont rapidement attaquées par l'érosion si elles ne sont pas recouvertes de moraine. Elles sont légèrement affectées par la corrosion qui a même provoqué par endroit un début de lapiazage exploitant les fissures.

Parmi ces marques glaciaires:

- des roches polies
- plusieurs traces de friction glaciaire: stries, broutures, lunules...
- rupture de pente due à des arrachements.

1) Les stries.

Plusieurs stries sont visibles sur ces polis glaciaires. Elles ont une direction dominante $N30^{\circ}-40^{\circ}E$ à laquelle se superpose par endroit d'autres stries (Fig 133, Tabl. n° 29). Cette superposition traduit une succession de phases différentes de flux glaciaires selon des directions différentes. Dans le site de l'Ain avant la confluence de l'Oignin la direction secondaire correspond à des stries d'ordre tectonique dues à des glissements banc sur banc. Tandis que dans le val d'Oyonnax, les directions secondaires sont celles aussi d'ordre glaciaire. Les stries dominantes sont peut-être les plus anciennes mais elles peuvent être les plus récentes. Les relations chronologiques sont difficiles à établir à partir de la superposition des stries. Néanmoins on peut observer dans le site de Nerciât par exemple une strie $N14^{\circ}$ superposée à une autre strie de direction $N41^{\circ}$. La strie $N14^{\circ}$ paraît postérieure à la strie $N41^{\circ}$ car elle est plus nette que la deuxième qui est plus ou moins corrodée.

On trouve çà et là de larges stries traduisant sans doute la puissance du glacier. Le grand intérêt de ces marques est la présence des "broutures".

2) Les broutures.

Ce sont des petites entailles ("microlunules") de quelques millimètres de profondeur occupant toute la largeur de la strie. Elles sont souvent arquées mais elles peuvent être rectilignes ou irrégulières.

Ces marques correspondent aux "Chattermarks" des anglo-saxons (T.C Chamberlin 1888, S.E Harris. 1943; R.F. Flint. 1971; et aux "Miniaturrisse" des auteurs allemands (W. Schulz. 1967); soit en français, marques de broutage, "broutures".

L'essentiel est de déduire de leur concavité ou convexité le sens du flux glaciaire. Plusieurs auteurs (S.E. Harris. 1943; V. Okko. 1950; R.F. Flint. 1971...) admettent que la concavité de ces lunules ne permet pas d'indiquer le sens de l'écoulement glaciaire. Tandis que d'autres auteurs l'avaient fort bien exprimé (E. Ljungner. 1930; H. Masson et A. Baud. 1974).

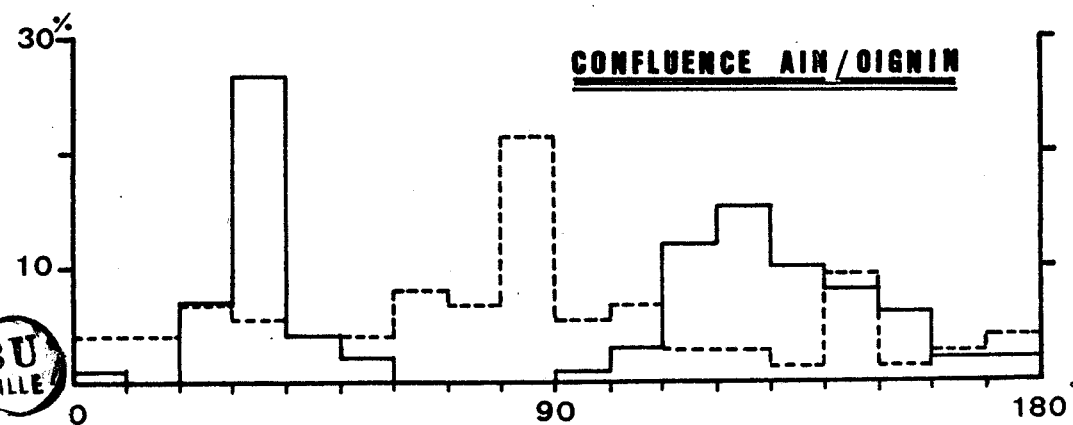
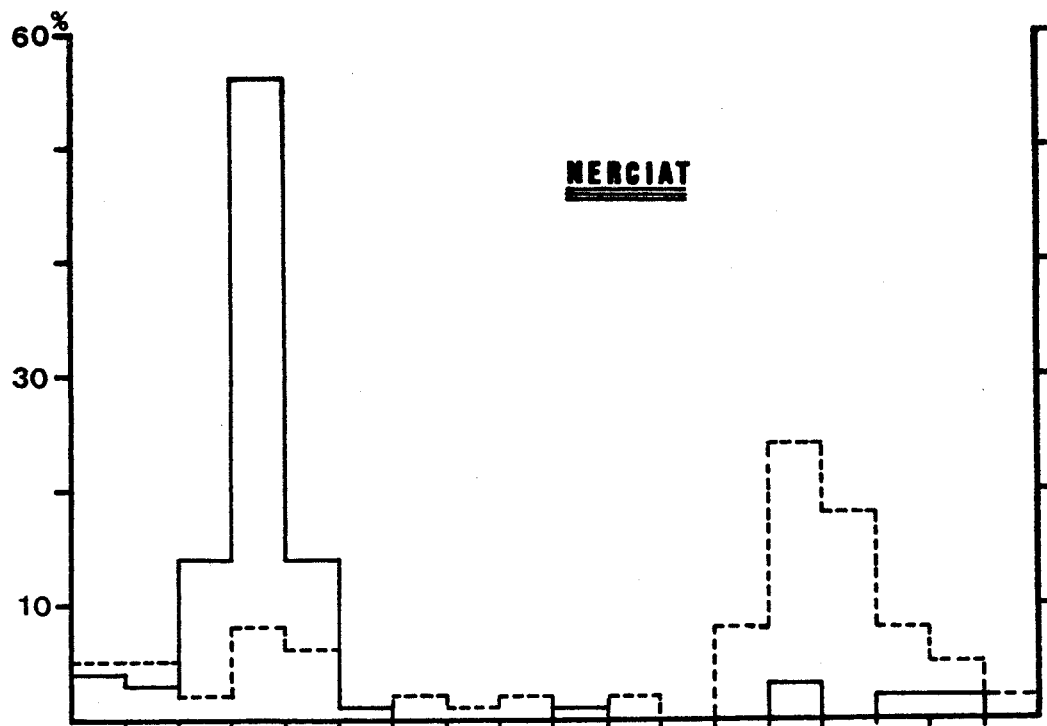
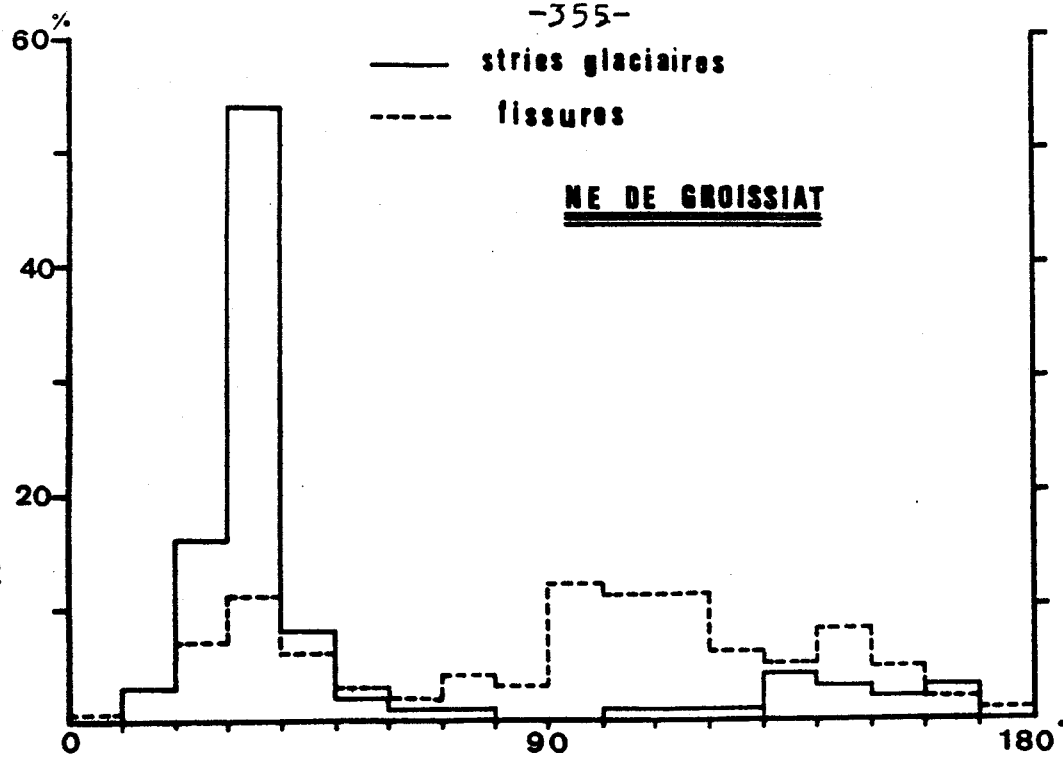


FIG. 133 . . HISTOGRAMMES DES DIRECTIONS DES STRIES
ET DES FISSURES.



Direction Station		0-9	10-19	20-29	30-39	40-49	50-59	60-69	70-79	80-89	90-99	100-109	110-119	120-129	130-139	140-149	150-159	160-169	170-180	T
		Nerciat	stries	4	3	14	56	14	1	-	-	-	1	-	-	-	3	-	2	2
	fractures	5	5	2	8	6	1	2	1	2	1	2	-	8	24	18	8	5	2	100
NE. de Groissiat	stries	-	3	16	54	8	2	1	1	-	-	1	1	1	4	3	2	3	-	100
	fractures	1	3	7	11	6	3	2	4	3	12	11	11	6	5	8	4	2	1	100
Confluence de l'Ain et de l'Oignin	stries	1	-	7	27	4	2	-	-	-	1	3	12	15	10	8	6	2	2	100
	fractures	3	3	5	4	3	3	6	5	16	4	5	2	2	1	7	1	2	3	75
		<u>4</u>	<u>4</u>	<u>6,66</u>	<u>5,33</u>	<u>4</u>	<u>4</u>	<u>8</u>	<u>6,66</u>	<u>21,33</u>	<u>5,33</u>	<u>6,66</u>	<u>2,66</u>	<u>2,66</u>	<u>1,33</u>	<u>9,33</u>	<u>1,33</u>	<u>2,66</u>	<u>4</u>	100%

TABL. N° 29 DIRECTION DES STRIES ET DES FRACTURES DANS DES POLIS GLACIAIRES.

les nombres soulignés : pourcentages.

Quant à leur genèse, on ne dispose pas encore d'explication mécanique complètement satisfaisante. Rappelons la théorie du cône de percussion de Ljungner. E (1930), et la comparaison tirée par MacClintoch. P (1953) avec des expériences de billes d'acier frottant une surface de verre; Si la bille glisse sans rouler, elle engendre dans le verre des fissures aval-concaves, si elle roule, aval-convexes.

Interprétation.

Les stries superposées aux stries dominantes sont peut-être liées au retrait du glacier (T.C Chamberlin. 1888; R.F. Flint. 1971).

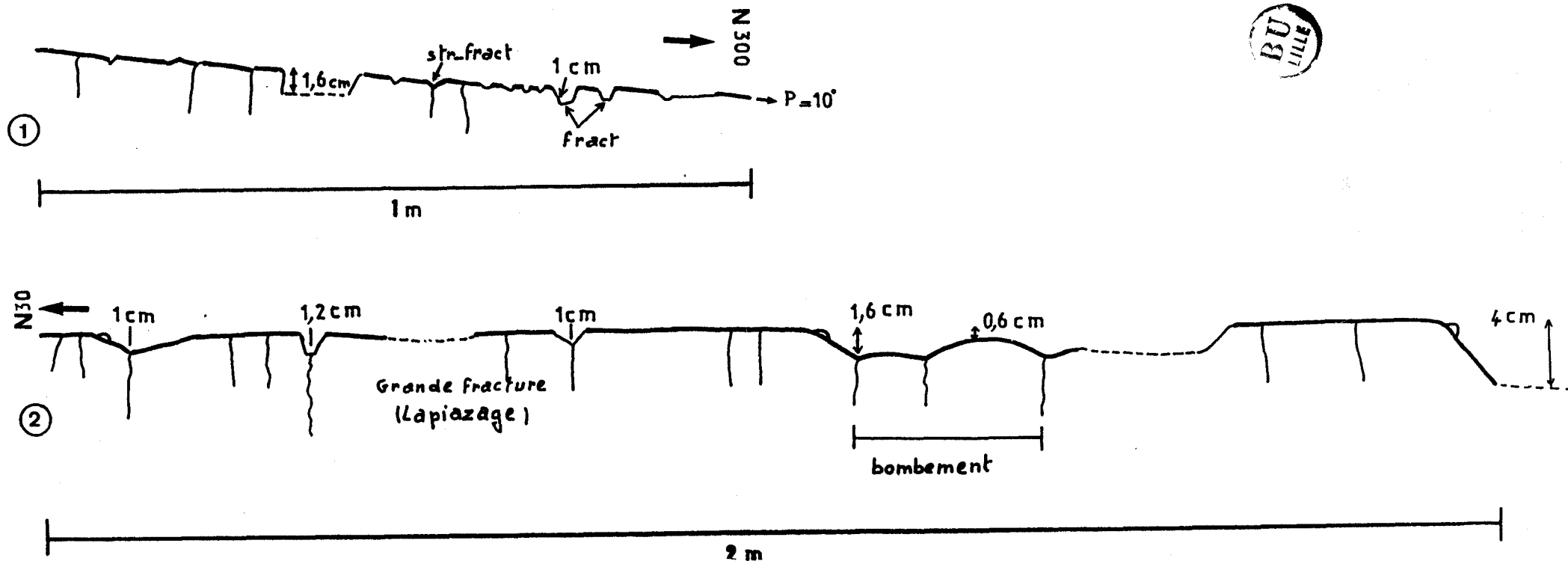
Dans le val d'Oyonnax, les stries ont une direction dominante de 30-40°, donc parallèle à l'axe du bassin d'Oyonnax. Une langue glaciaire a certainement emprunté le val d'Oyonnax. Mais dans quelle direction?

Dans le site au NE de Groissiat les broutures sont amont-concaves alors qu'à Nerciati (à peine 300m de distance) elles sont aval-concaves. Comment peut-on expliquer une telle situation? s'agissait-il d'un bloc erratique qui traînait ou de deux langues glaciaires qui coulaient dans des sens opposés? Il est difficile d'admettre de telles hypothèses. Sinon on peut dire que la concavité des broutures ne permet pas de déduire le sens de l'écoulement glaciaire. Or dans le site au NE de Groissiat, les formes d'arrachement (Fig. 134) indiquent un écoulement vers le SW (vers l'aval) quoique les broutures soient amont-concaves.

Dans la vallée de l'Oignin où l'avancée de la langue glaciaire de l'Ain fluait vers le SW (aval), les broutures sont aval-concaves.

Un autre point mérite attention.

La figure n°134 montre une coupe d'un train de stries et de fissures: on voit que les stries ne correspondent pas toujours aux fissures (voir aussi Fig. 133 et Tabl. 29) et que les ruptures de pente sont toujours vers l'aval. Ce sont ces formes d'arrachement qui permettent de déduire le sens de l'écoulement glaciaire.



-358-

- poli glaciaire
- ∨ strie
- Y strie-fracture
- Y fracture (arrêtes anguleuse ou émoussée)
- "corniche" émoussée

Noter:

- une indépendance entre les stries et les fractures; les stries ne correspondent pas toujours aux fractures.
- une certaine correspondance entre les ruptures de pente ("corniche" émoussée) et des fractures transversales aux stries.
- l'orientation des abrupts (émoussés) des ruptures de pente vers le SW

FIG. 134 . COUPES DANS UN PLANCHER GLACIAIRE (AU NE DE GROISSIAT).

- ① : coupe transversale à l'axe de l'écoulement glaciaire.
- ② : coupe parallèle à l'axe de l'écoulement glaciaire.

III.3 Les grandes unités lithologiques.

Introduction

Les études du quaternaire en France ont pendant longtemps mis l'accent sur les aspects géomorphologiques et chronologiques. Alors que dans les pays anglo-saxons s'est développée une approche sédimentologique et génétique des dépôts quaternaires. (A.P. Jopling. 1963, R.A. Gees. 1965; S. Basumallick. 1966; W.S. Koldijk. 1968; D.J. Doeglas. 1968; P.H. Kuemen et F.L. Humbert. 1969; A. Dreimanis 1969, 1978, 1979; A.J. Moss. 1972; G.P. Allen et al. 1972; A.T. Buller et J. Mc Manus. 1972; Boulton G.S. 1972, 1974...).

Les seuls travaux en français réalisés dans cet esprit sont ceux de S. Occhietti. 1978; C. Hillaire-Marcel. 1979 au Canada; M. Campy. 1982 dans le Jura. En Suisse, Ch. Schlüchter (1972, 1976) a largement contribué à l'évolution de cette approche.

Si la plupart des termes courants en morphologie glaciaire sont plus ou moins bien définis, il n'en est pas moins vrai que la mise en place des formes et formations glaciaires, fait l'objet de plusieurs divergences. Pour la terminologie nous prenons celle mise au point par Y. Veyret (1978, 1979) et nous gardons les classifications lithologiques définies par les travaux de la commission de l'INQUA (Zürich. 1978).

Dans la région d'Oyonnax, les formations glaciaires et associées sont bien étendues et forment des unités morphologiques parfois très nettes surtout dans les vaux et des placages sur les versants ou mêmes à des altitudes élevées. On trouve aussi des blocs de calcaire jurassique répartis à la surface, témoignant du passage des glaciers.

Les unités lithologiques liées à la présence de la glace (R.F. Flint. 1947, P. 102, 1971. P. 147, R.J. Price. 1973, 1974) présentent une grande variété de faciès. On peut les regrouper en deux types principaux:

- Les moraines s.s sont déposées par ou liées aux glaciers (L. Agassiz. 1840; L. Lliboutry. 1965).

- Les dépôts proglaciaires sont déposés par les eaux de fonte en avant des moraines terminales (J. Tricart. 1952). Il s'agit le plus souvent de dépôts lacustres (dépôts de delta ou de fond de lac (varves)).

III.3.1 Les moraines.

Ce terme a été introduit dans la littérature scientifique par L. Agassiz (1837, 1840). Mais il avait déjà été utilisé par de Saussure. H. B (1779-1786). Très tôt cependant, L. Agassiz (1840) distingue les moraines déposées et celles encore liées à la glace (moraines vives et mortes de L. Lliboutry. 1965).

J. Tricart (1956) oppose les moraines du maximum Wurmien (moraine de fond) aux moraines de recession (moraines d'ablation, moraines terminales, dépôts glaci-aquatiques) (dépôts "glacio-genic" et dépôts "glacio-aqueous" de Francis. 1974).

Plus récemment, R. F. Flint. 1971; G. S. Boulton. 1971, 1978; R. P. Goldthwait 1971; A. Dreimanis et U. J. Vagners. 1971, A. Dreimanis. 1978; S. Occhietti. 1978, M. Campy. 1982... distinguent plusieurs unités lithologiques (Till) en prenant en compte leurs aspects sédimentologiques liés à leur position par rapport aux glaciers:

- les moraines de fond (ground moraine) sont l'expression morphologique de "till sheet" (R. J. Price. 1973). Elles désignent un dépôt et non une forme construite comme le soulignent W. B. Harland et al (1966). En général, elles ont une structure massive (absence de stratification), une texture hétérométrique (absence de triage), des indices d'éroulé faibles; le matériel est souvent anguleux (forme en rabot ou en "fer à repasser") et strié et offre des traces d'écrasement. Plusieurs faciès ont été définis: moraine de logement (logement till), moraine de fonte basale (basal melt-out till), moraine de fond à lambeau de substratum (deformation till).

- les moraines d'ablation (ablation till)

Les moraines de fond sont parfois surmontées par des dépôts très souvent marqués par une forte influence des eaux de fonte qui est un bon critère de distinction des moraines de fond des autres moraines (J. Tricart. 1952, R. J. Price. 1973). Cela indique un fort cissement des conditions climatiques.

Ces dépôts abandonnés par le glacier au cours de son retrait sont des moraines d'ablation au sens strict (R. F. Flint. 1971). Nous avons pu voir ces deux types de dépôts superposés dans trois coupes (Fig. 135). D'autres types de moraines (moraines bordières) ont des caractères analogues: valeurs d'éroulé élevées, matrice pauvre en fins ou même parfois sans matrice ce qui donne par endroit des structures ouvertes (open work), triage net, stratification souvent bien visible.

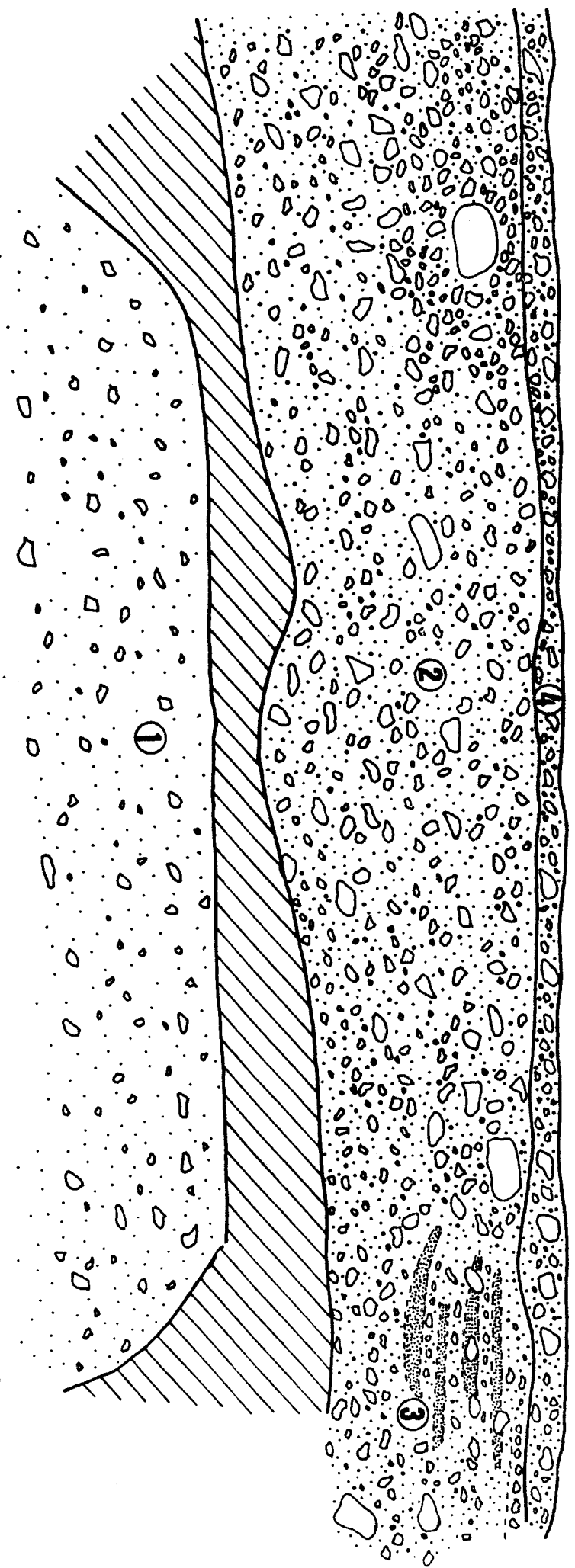
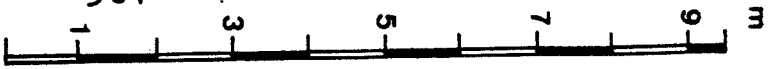


Fig. 135 .— Coupe schématique de l'ancienne carrière
au SE de Bârd

- ▨ niveau fauché
- ① moraine de fond
- ② moraine d'ablation
- ③ lacustre local
- ④ horizon caillouteux
brunifié.



J. Tricart (1956) regroupe sous le terme de moraine d'ablation deux faciès:

- les moraines d'ablation infraglaciales
- les moraines d'ablation supraglaciales

- Les moraines subaquatiques (Waterlain till).

Ces moraines présentent des imbrications de dépôts de type moraines de fond et de dépôts stratifiés. Elles sont mises en place sous l'eau au contact de la marge glaciaire et d'un lac. Ce type de dépôt n'a pas été observé dans le secteur d'étude. Pour plus de précision, voir M. Campy (1982).

Après cette présentation rapide, nous allons examiner quelques exemples de ces types de dépôts morainiques.

* Les moraines de fond (MF).

Les moraines de fond sont très bien développées dans le secteur d'Oyonnax et déterminent une morphologie tourmentée dans les bassins de Viry-Charix, de Mons-Dortan, d'Echallon... Ces collines sont séparées par des creux souvent sans écoulement, favorisant parfois des tourbières (Heyriat). Sur les versants où à des altitudes élevées, les moraines forment de minces placages à épaisseur faible. Elles sont parfois surmontées par des moraines d'ablation typiques (Mornay, Béard, Charix).

L'étude sédimentologique a été faite sur sept affleurements et est résumée dans le tableau suivant:

Commune	Lieudit	X	Y	Z	Type d'affleurement et puissance visible.	
Mornay	La Combe	845	138,6	615	talus de route sur calcaire (placage)	2,8m
Géovressiat	en Sénant	8479	1365	495	ancienne carrière	9,5m
Bellignat	Bellignat	8541	1433	526	anciens travaux	2-3m
Oyonnax	Genty	8563	1485	554	ancienne carrière	1m
Dortan	Sous Ro-	8562	1506	390	talus de route	2m
	gay					
Charix	Les Lési-	8584	1368	770	ancienne carrière	10m
	nes					
Echallon	le champ	8612	1425	818	bord de route	1-2m
	Bouchard					

- Caractères lithologiques.

- Granulométrie.

Le matériel grossier et hétérométrique des moraines a suscité une quantité d'échantillonnage importante, toujours comprise entre 30 et 85 kg.

La granulométrie globale de quelques échantillons (Fig.136) donne les résultats suivants:

- la fraction fine ($< 50 \mu$) est très faible; elle ne dépasse guère 11,5% du poids total de l'échantillon.
- la fraction sableuse présente des pourcentages entre 10 et 30% de la totalité de l'échantillon.
- la fraction grossière ($> 2\text{mm}$) présente des valeurs très élevées.

Nous pouvons distinguer deux types de moraines (Fig.137):

- type 1. les courbes granulométriques sont les plus ascendantes dans la zone des fractions grossières (graviers et blocs) que dans la zone des fractions inférieures à 2 mm. Les échantillons 1 et 3 illustrent bien ce type.

- type 2. Les courbes cumulatives présentent une certaine rectitude et convergent au niveau des fins. La zone définie par ce type est beaucoup plus large que la précédente. Dans le détail on peut distinguer un premier sous type (2a) où la granulométrie globale est *plus grossière* (MF3, MF4, MF7) et un autre sous type (2b) où la granulométrie globale est *moins grossière* (MF5, MF6).

Ces différents types apparaissent nettement sur le diagramme triangulaire (Fig.138) où les trois pôles granulométriques (graviers et blocs, sables, fraction fine), montrent une évolution progressive dans le sens de la perte de grossièreté du dépôt:

- type 1 \rightarrow type 2 (a \rightarrow b).

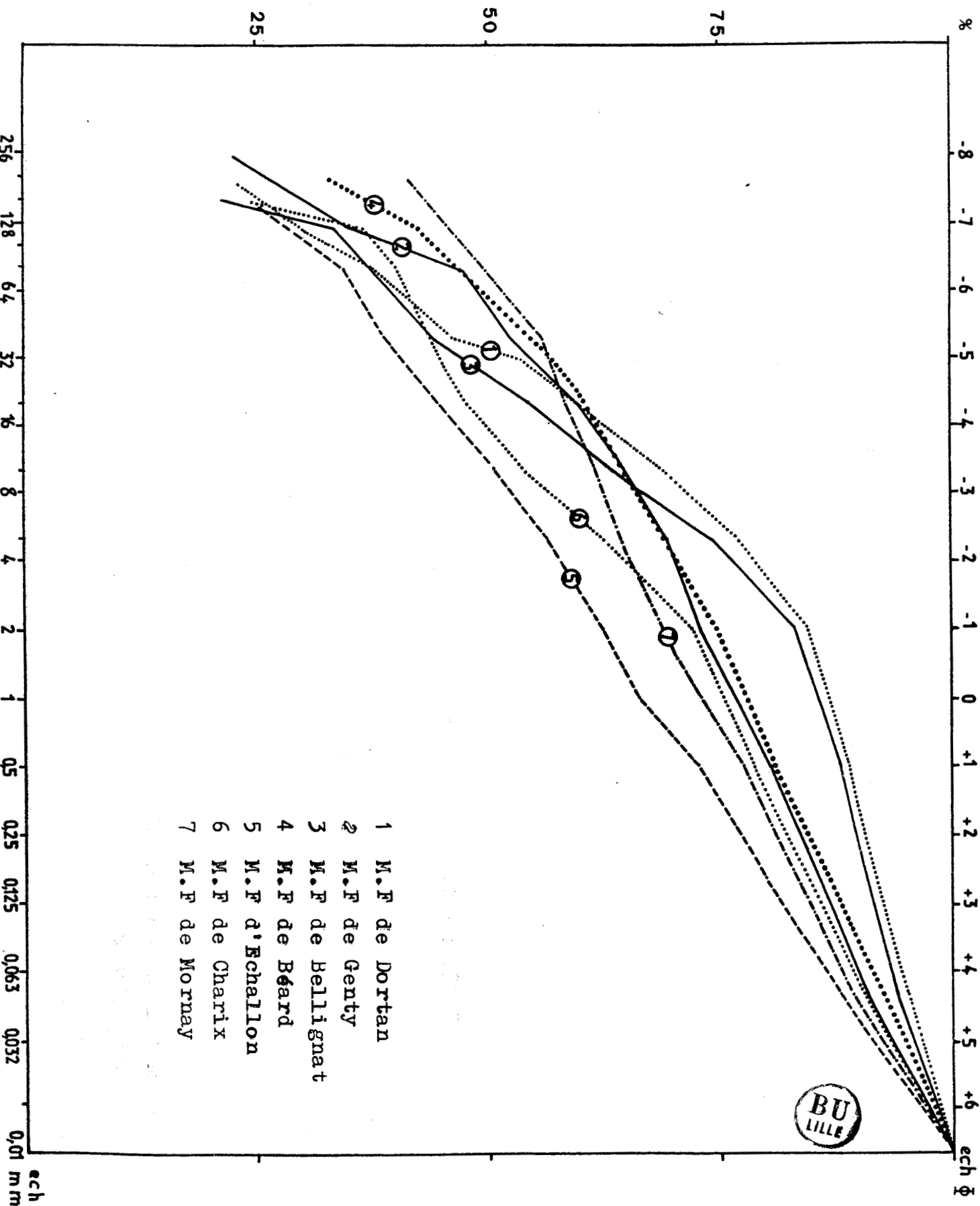
Nous avons calculé plusieurs indices (tab.n° 30) et les avons pris deux à deux pour permettre une expression quantitative des dépôts glaciaires et associés (Ch.Schluchter.1977;M.Campy.1982). Les figures n°139.a,b,c,d. , présentent des nuages bien définis par chaque type ou sous type défini précédemment.

- Morphométrie.

La morphométrie des galets est parmi d'autres éléments (forme générale polyédrique, en fer à repasser, trapus, à arêtes faiblement émoussées ou même à angles vifs, troncatures, stries...) un bon critère de définition des types de moraines (A.Cailleux et J.Tricart.1959;R.F.Flint.1971;Ch.Schluchter.1978;M.Campy.1982).

Les mesures des galets ont été effectuées sur une classe de 7 à 11 cm. Les indices d'émoussé (IE) ont des valeurs de 25 à 550 (tabl.n° 31, Fig.140) et leurs médianes se situent entre 157 et 191. On peut s'étonner des valeurs aussi peu élevées, alors que les résultats de M.Campy (1982) donnent des valeurs très faibles.

FIG.136 .- MORAINES DE FOND : COURBES GRANULOMETRIQUES.



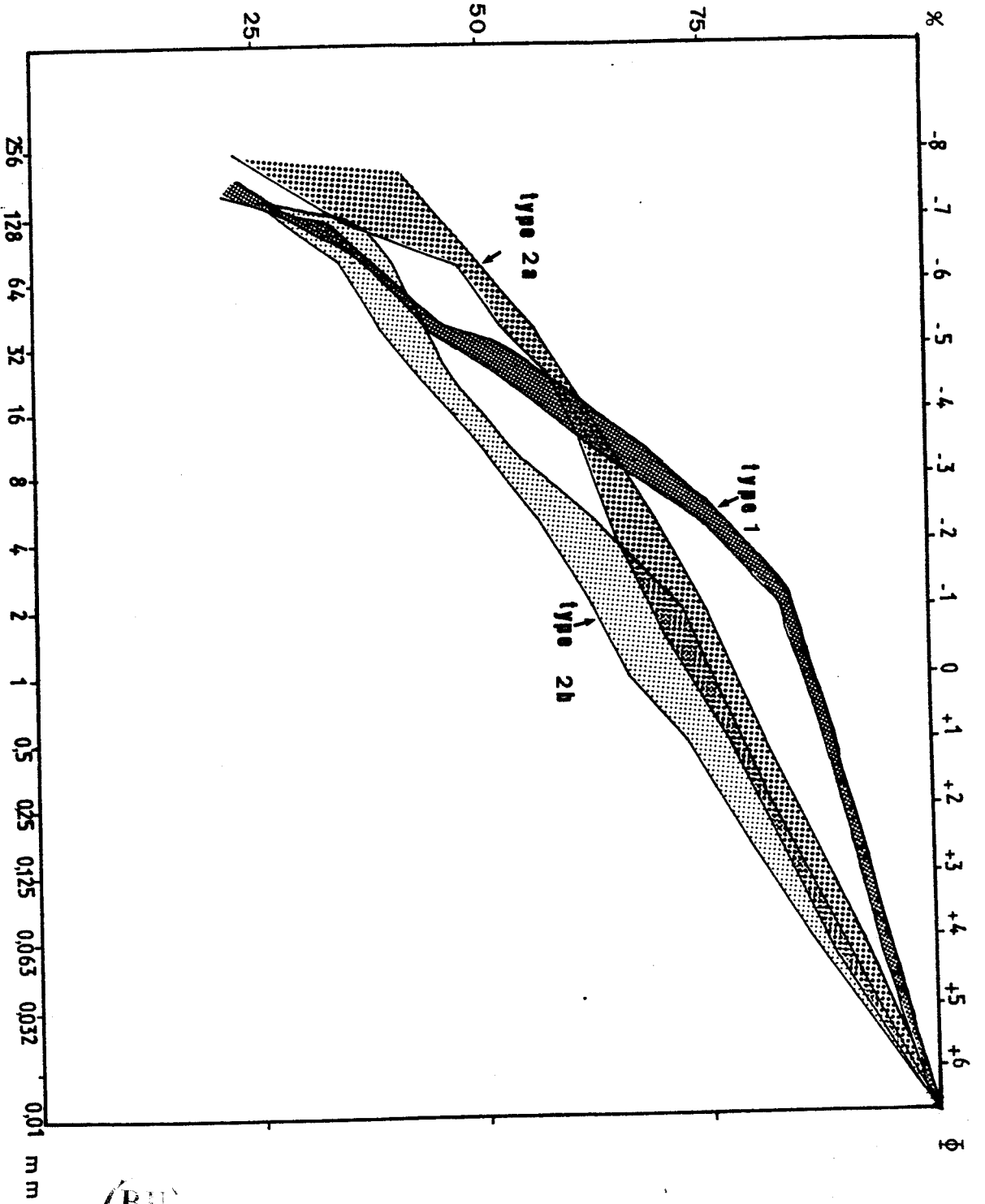


FIG. 137. MORAINES DE FOND : PRINCIPAUX TYPES DEFINIS



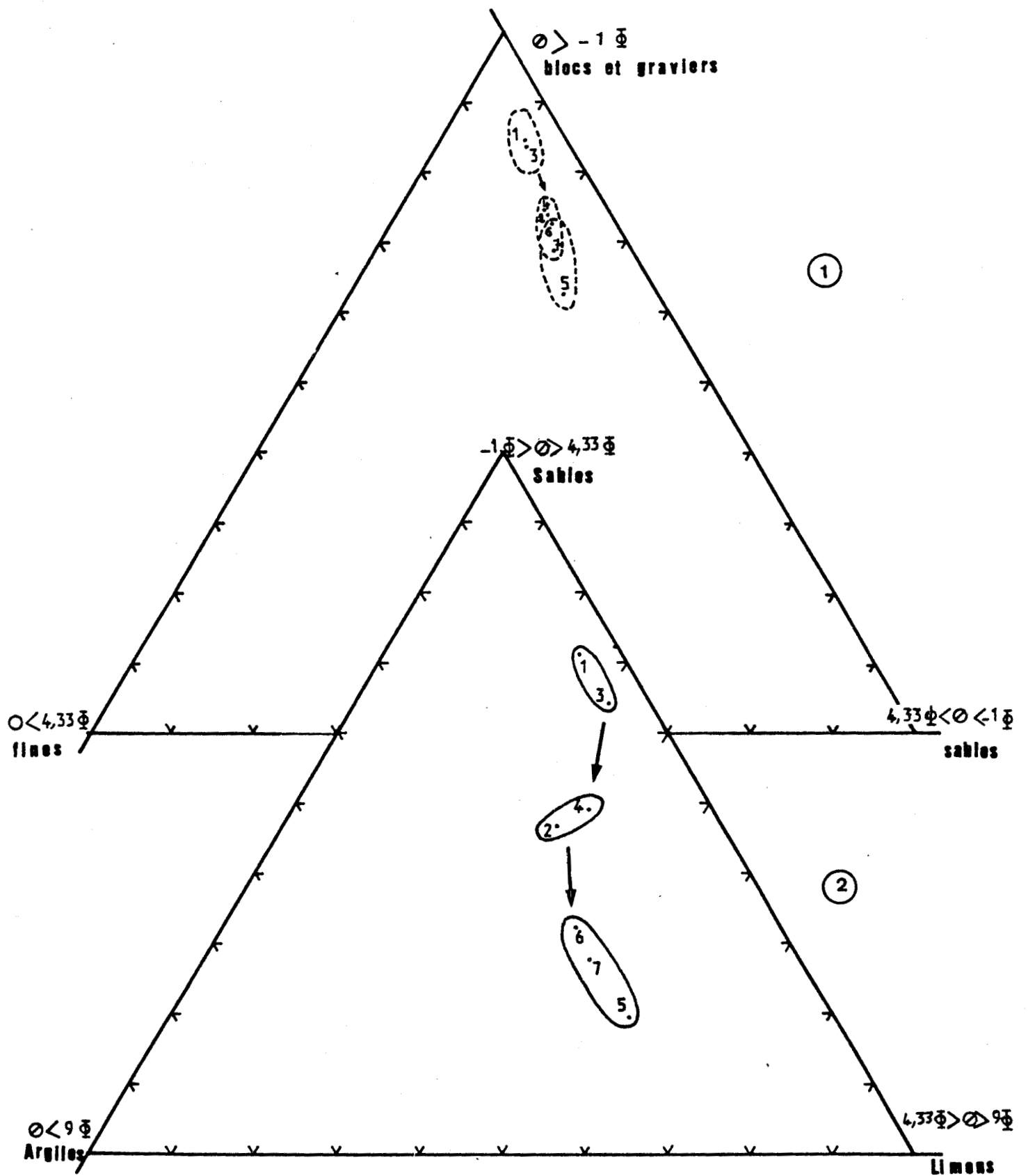


FIG.138. MORAINES DE FOND : REPRESENTATION DE LA GRANULOMETRIE SUR DIAGRAMME TRIANGULAIRE.

- ① : granulométrie globale (blocs et graviers, sables, fines)
- ② : fraction fine (sables, limons, argiles)

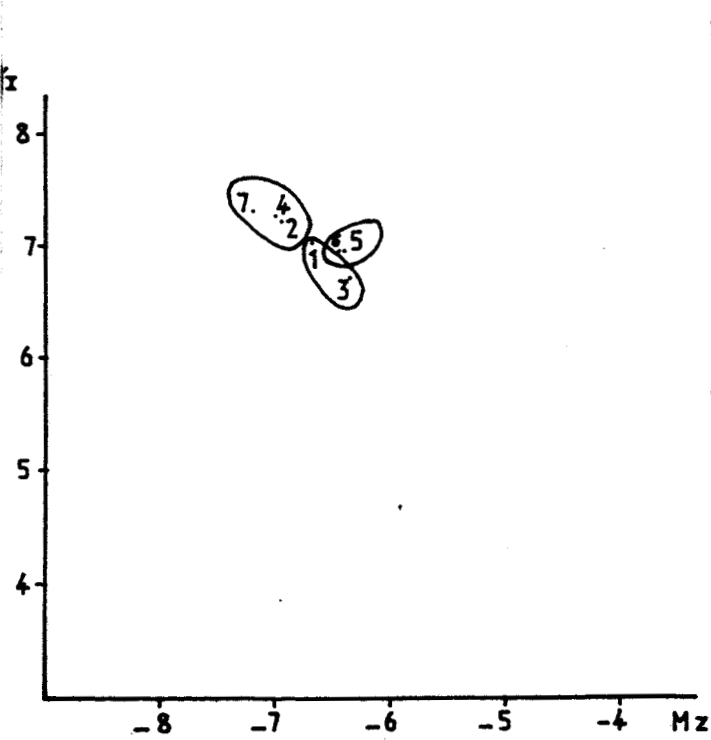
=367=

	M.F. de Mornay	M.F. de Béard	M.F. de Bellignat	M.F. N. d'Oyonnax	M.F. de Dortan	M.F. de Charix	M.F. d' Echallon		M.A. de Mornay	Sonthonnax la Montagne	M.T. de Nurieux	M.A. de Béard	Martignat Coupe 2.	Martignat Coupe 1.	M.T. de Viry	M.A. de Charix
Q 5	415	440	390	448	405	405	455		415	320	420	402	445	445	470	90
Q 16	264	312	213	325	241	241	357		264	149	273	245	307	320	390	42
Q 25	170	220	148	251	158	158	290		170	122	182	193	230	246	340	20,15
Q 50	35,7	57	27	62	11,1	16	78		35,7	34	34,7	104	125	125	117	2,54
Q 75	5,45	1,23	4,65	1,82	0,33	1,2	0,68		5,45	10,6	6,5	33,5	54	33	10	0,22
Q 84	2,13	0,21	1,6	0,27	0,094	0,21	0,15		2,13	3,6	2,62	13,7	28	15,2	3,1	0,061
Q 95	0,051	0,026	0,047	0,028	0,02	0,026	0,023		0,051	0,083	0,07	0,4	3,1	1	0,083	0,078
Mz	100,61	123,07	80,533	129,09	84,064	85,736	145,05		100,61	62,2	103,44	120,9	153,333	153,4	170,033	14,867
	<u>-6,675</u>	<u>-6,967</u>	<u>-6,353</u>	<u>-7,036</u>	<u>-6,415</u>	<u>-6,443</u>	<u>-7,205</u>		<u>-6,675</u>	<u>-5,579</u>	<u>-6,715</u>	<u>-6,941</u>	<u>-7,285</u>	<u>-7,286</u>	<u>-7,435</u>	<u>-3,907</u>
Si	128,338	144,609	111,933	149,054	121,586	121,556	158,747		128,338	84,822	132,530	118,673	136,704	153,4	167,924	24,117
	<u>-7,027</u>	<u>-7,2</u>	<u>-6,829</u>	<u>-7,244</u>	<u>-6,949</u>	<u>-6,949</u>	<u>-7,330</u>		<u>-7,027</u>	<u>-6,428</u>	<u>-7,074</u>	<u>-6,914</u>	<u>-7,119</u>	<u>-7,286</u>	<u>-7,417</u>	<u>-4,607</u>
So	5,585	13,373	5,641	11,743	21,881	11,474	20,651		5,585	3,392	5,291	2,4	2,063	2,73	5,930	9,570
Od phi	<u>-2,490</u>	<u>-3,754</u>	<u>-2,504</u>	<u>-3,566</u>	<u>-4,466</u>	<u>-3,532</u>	<u>-4,383</u>		<u>-2,490</u>	<u>-1,768</u>	<u>-2,411</u>	<u>-1,267</u>	<u>-1,048</u>	<u>-1,454</u>	<u>-2,552</u>	<u>-3,269</u>
SKi	0,785	0,687	0,809	0,670	0,926	0,894	0,609		0,785	0,683	0,789	0,351	0,376	0,359	0,456	0,911
	<u>0,350</u>	<u>0,543</u>	<u>0,305</u>	<u>0,578</u>	<u>0,11</u>	<u>0,161</u>	<u>0,717</u>		<u>0,350</u>	<u>0,549</u>	<u>0,325</u>	<u>1,515</u>	<u>1,415</u>	<u>1,48</u>	<u>1,136</u>	<u>0,133</u>
Kg	1,033	0,824	1,114	0,736	1,052	1,058	0,644		1,033	1,176	0,98	1,031	1,029	0,854	0,583	1,850
	<u>-0,047</u>	<u>0,280</u>	<u>-0,156</u>	<u>0,443</u>	<u>-0,073</u>	<u>-0,081</u>	<u>0,637</u>		<u>-0,047</u>	<u>-0,234</u>	<u>0,029</u>	<u>-0,044</u>	<u>-0,041</u>	<u>0,228</u>	<u>0,781</u>	<u>-0,890</u>
N° éch.	1	2	3	4	5	6	7		1	2	3	4	5	6	7	8
moraine de fond									moraine d'ablation							

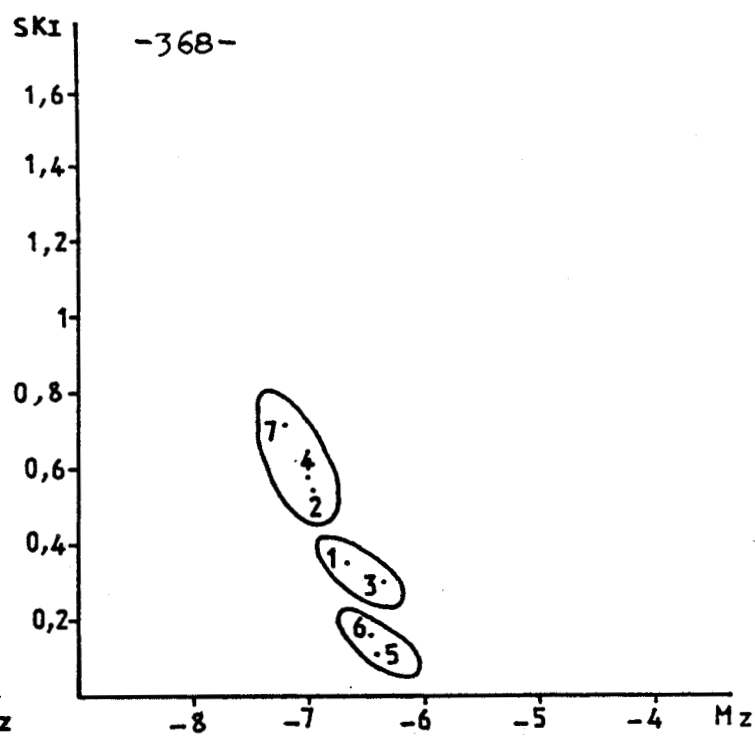
TABL. N° 30. MORAINES DE FOND ET D'ABLATION : PARAMETRES GRANULOMETRIQUES.



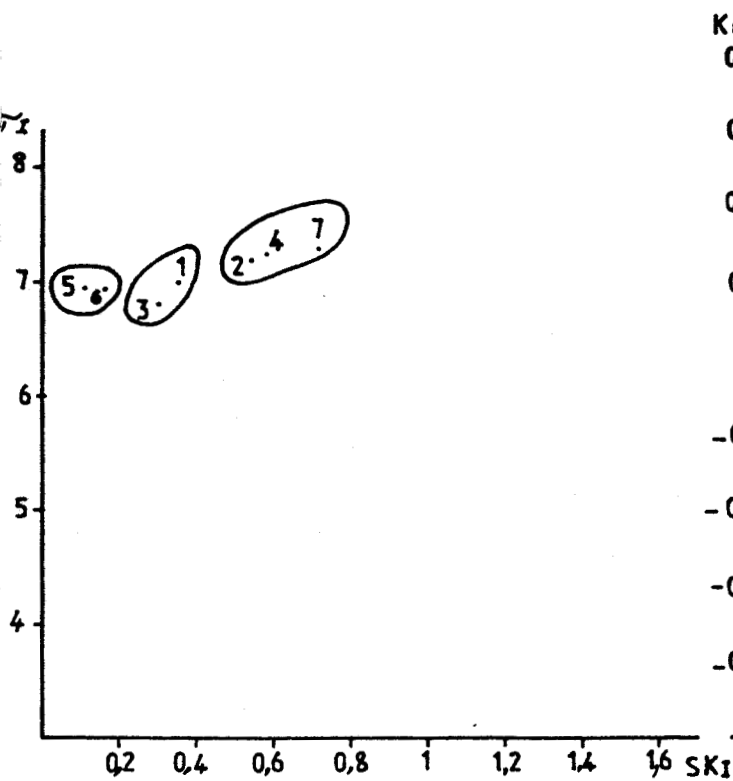
les nombres soulignés : valeurs exprimées en unité phi.



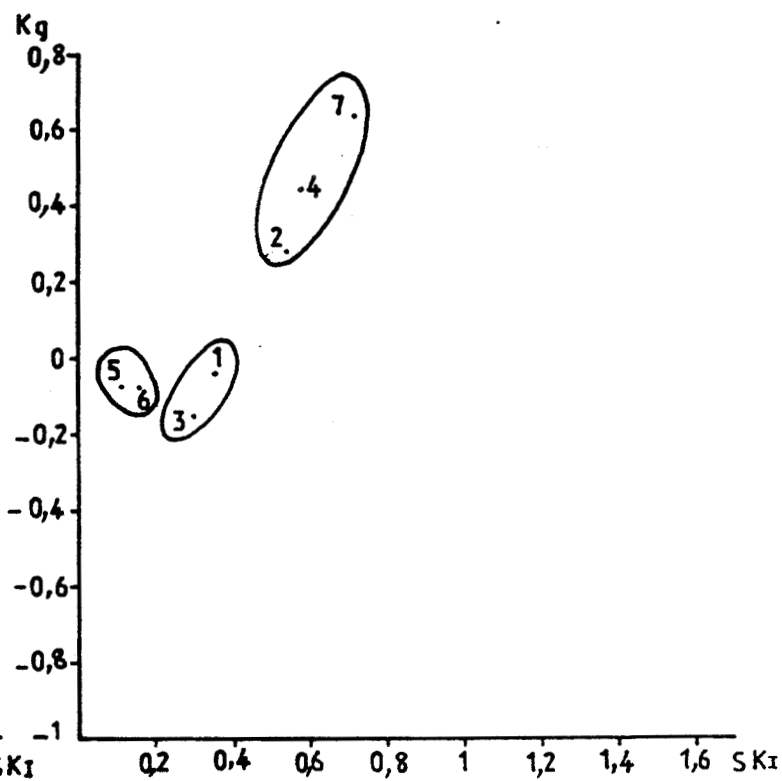
(a) La moyenne graphique (Mz) à l'encontre
de l'écart-type (σ_1)



(b) La moyenne graphique (Mz) à l'encontre
de l'assymétrie (SKi)



(c) L'assymétrie (SKi) à l'encontre
de l'écart-type (σ_1)



(d) L'assymétrie (SKi) à l'encontre
de la Kurtosis.



FIG. 139 . RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS PARAMETRES GRANULOMETRIQUES
DES MORAINES DE FOND.

	nièr	0-15	50-55	100-145	150-195	200-245	250-295	300-345	350-395	400-445	450-495	500-545	550-595	600-645	650-695	Med	
cône rogl. d'Arbois	1		1		6	14	29	30	10	6	1	3				300	Fluvioglacière et fluviatile
Condaminas (Dymax)	2				2	10	17	25	15	10	7	6	2		1	336,2	
NE de Groissiat	3		1	4	6	13	20	19	12	12	7	7			1	345,78	
S. d'Izenore	4		1	1	5	12	21	29	9	14	3	3	2			347,24	
N. d'Izenore	5			2	3	12	15	33	12	11	4	2	3		1	327,27	
Merciat				5	11	15	18	17	16	14	2	2	1			302,94	
car. de Tignat					5	26	27	18	8	10	2	1	3			285,18	
Vallée de la Bienné					1	8	19	40	16	6	6	1	1	2		327,5	
M.F. de Dornan	1	4	14	27	30	16	5	1		3						158,33	M. de fond
M.F. de Genty	2	2	13	25	32	17	9	1	1							165,62	
M.F. de Beffignat	3	2	8	23	24	16	12	7	4	2	1					185,41	
M.F. de Biéard	4	1	6	14	35	24	14	4	1	1						191,42	
M.F. d'Edaffon	5	1	5	19	33	21	14	6			1					187,87	
M.F. de Charix	6	4	12	20	26	10	4	2		2						157,69	
M.F. de Monay	7	3	13	21	31	19	6	5	1	1						170,96	
M. de Sombornax.	8	3	6	10	18	19	20	14	7	1	1					234,21	
M.H. de Rantignat	1	1	2	4	12	16	19	15	13	4	4	8		1		289,47	M. d'ablation
M.T. de Monbasal	2			1	7	16	16	20	12	7	2	1	1	1		325	
M.T. de Nurieux	3			2	7	10	24	22	17	9	3	4	1		1	345,9	
M.T. de Viry	4			1	13	23	23	12	5	1						279,26	
M.A. de Biéard	5		2	12	23	22	6	3	1		2					222,41	

Tabl. n° 31. Valeurs de l'indice d'Enoussé des différentes unités lithologiques.



-370-

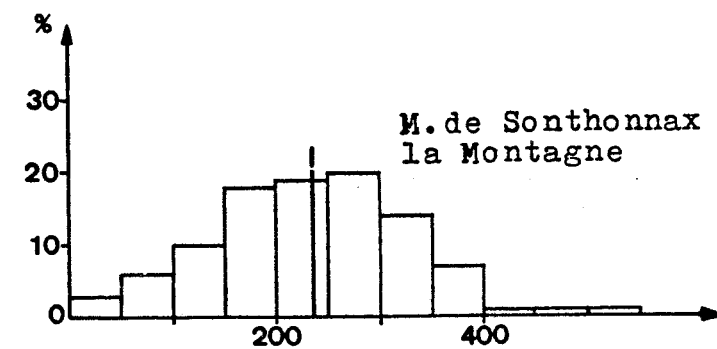
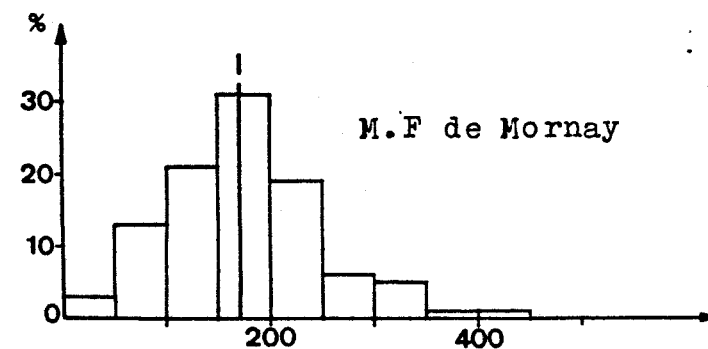
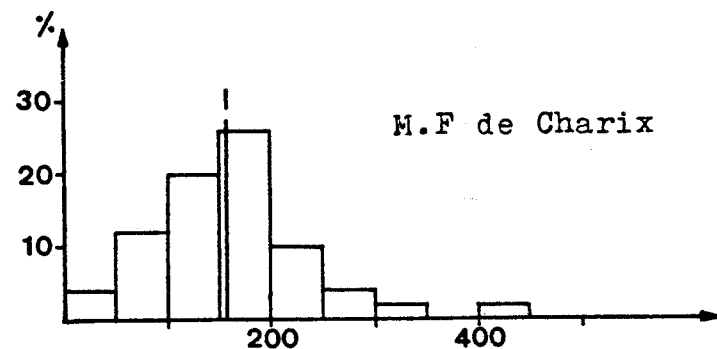
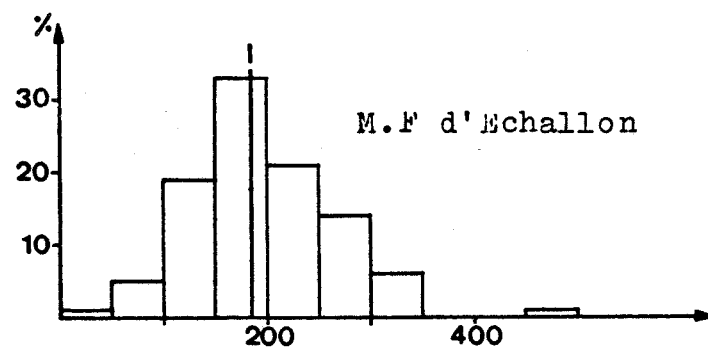
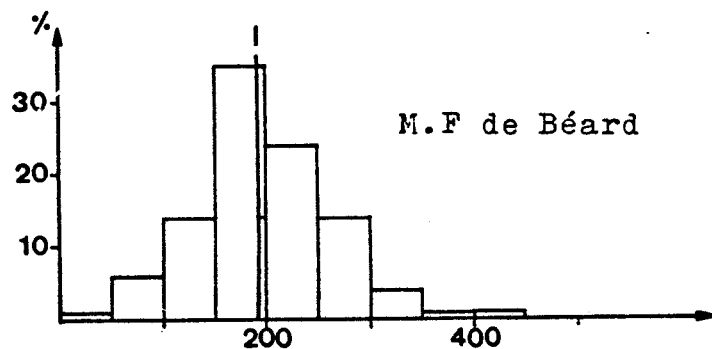
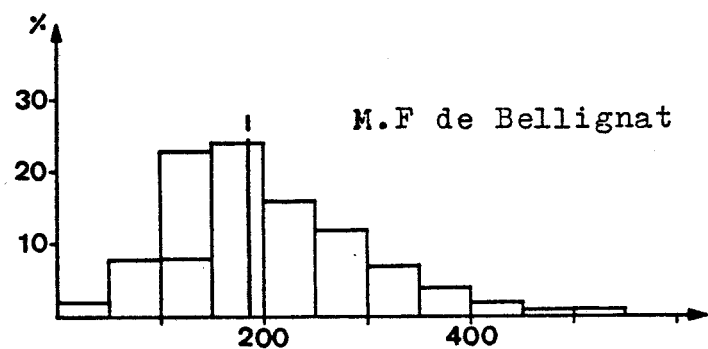
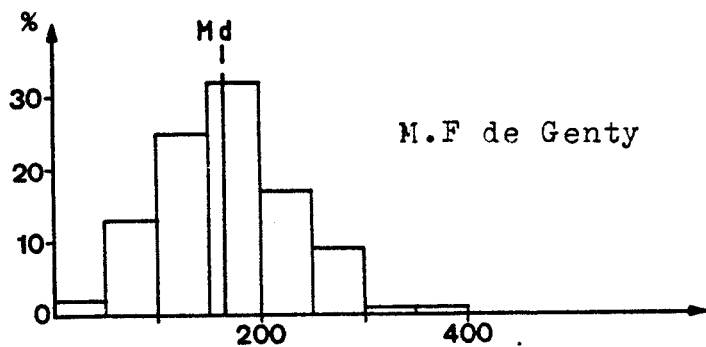
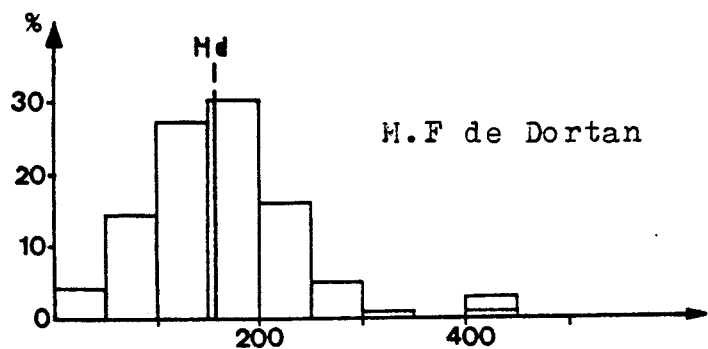


FIG.140 ... LES MORAINES DE FOND: VALEURS DE L'INDICE D'EMOUSSE (I.E)

- les moraines de type 1 ont des médianes de l'IE de 185 et 171
 - les moraines de type 2a ont des valeurs médianes de 166, 188, 191
 - les moraines de type 2b ont les plus faibles valeurs de 158.
- Ces données amènent les commentaires suivants:

- Le type 2a (le plus évolué) présente les valeurs médianes les plus faibles.

- Le type 2b marque des valeurs très fortes.

- Le type 1 (le moins évolué) a des valeurs intermédiaires.

A partir de ces faits, on peut dire soit que le nombre d'échantillon est faible pour permettre une typologie des moraines d'après leur granulométrie et leur morphométrie, soit que les rapports granulométrie/morphométrie ne sont pas toujours fiables et ne recouvrent pas la réalité. En plus, ces valeurs sont très proches et se regroupent assez bien sur les figures 140, 141 sans pour autant présenter des valeurs différentes très importantes. Il faut rajouter aussi que la situation de ces moraines dans un secteur restreint joue un grand rôle.

Les valeurs de l'indice d'aplatissement (IA) présentent des médianes globalement supérieures à celles des moraines de fond étudiées par M. Campy (1982). Cela peut s'expliquer par les caractères physiques des roches qui ont alimenté ces dépôts et par les remaniements. Les valeurs médianes sont peu élevées (1,7-1,8) et très proches. Les histogrammes (Fig. 141) montrent des classes modales typiquement glaciaires entre 1,5 et 1,75.

* Les moraines d'ablation (MA).

Les moraines d'ablation ont des faciès beaucoup plus variés que les moraines de fond. En général, elles ont un matériel hétérométrique à matrice silteuse ou sableuse (plus pauvre en fins que dans les (MF), des valeurs d'émoussé plus élevées, des stratifications bien nettes ... Par leurs aspects sédimentologiques, il est difficile de définir une unité type; il y a autant de types qu'il y a de coupes. Ces variations de faciès sont dues aux conditions différentes de mise en place (intervention des eaux de fonte).

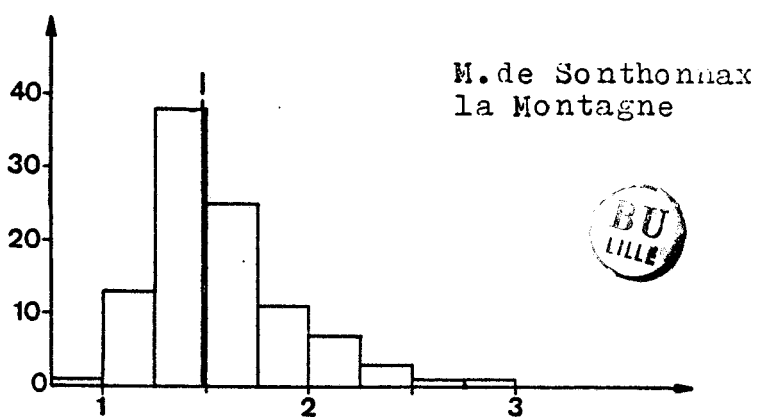
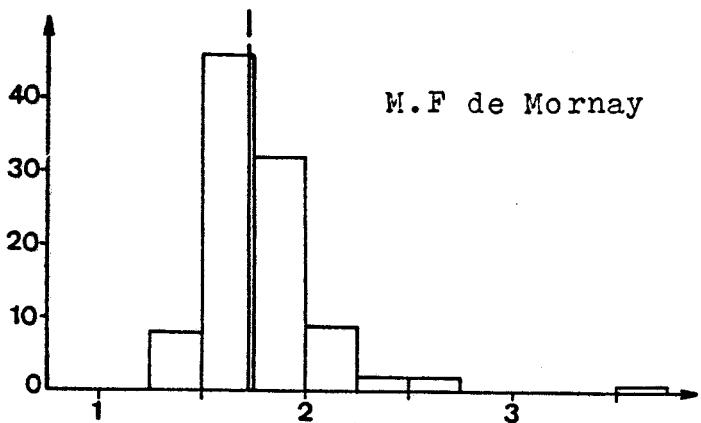
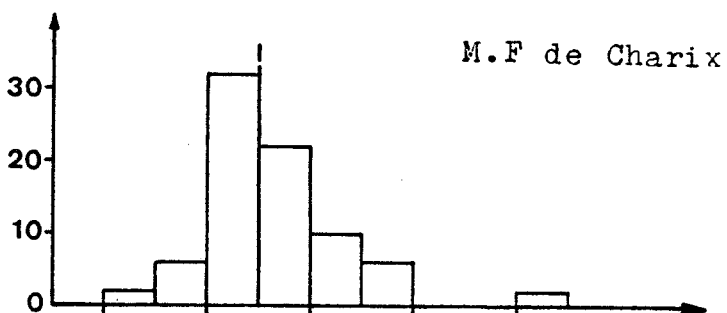
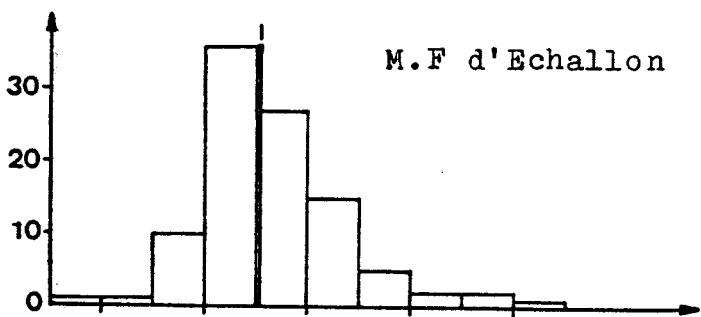
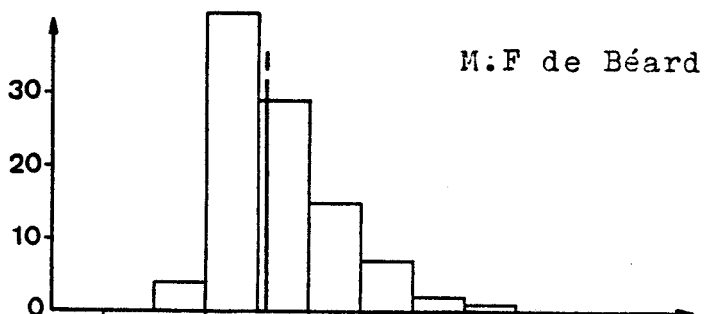
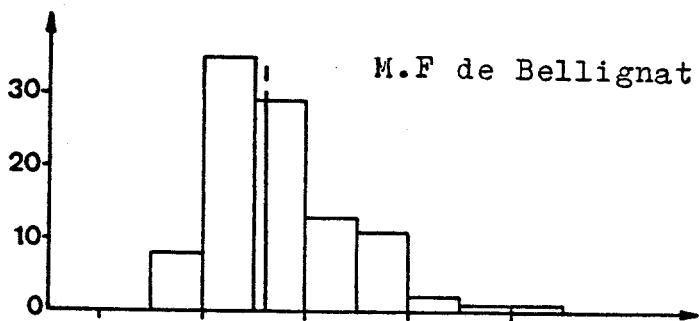
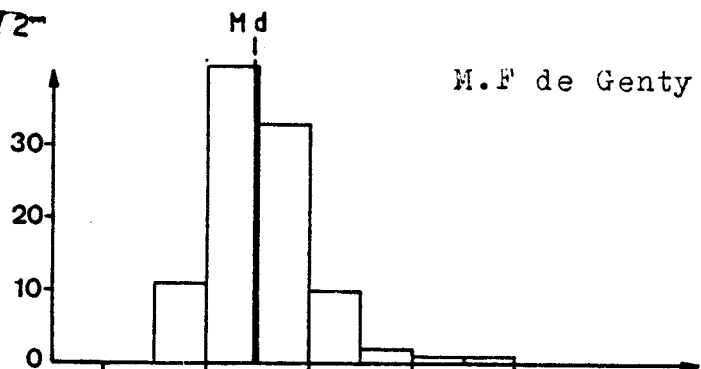
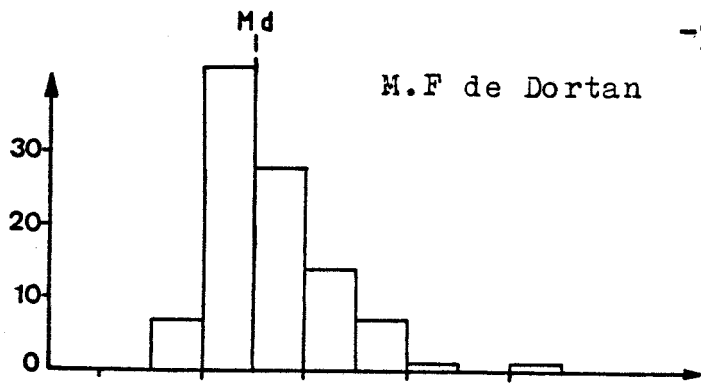


FIG. 141 ... LES MORAINES DE FOND : VALEURS DE L'INDICE D'APLATISSEMENT -I.A-

Plusieurs coupes ont été étudiées:

Commune	Lieu dit	X	Y	Z	Type d'affleurement et puissance visible.	
Mornay	La Combe	845	138,6	615	talus de route sur calcaire(placage)	2,8m
Sonthonnax la M ^g ne	Iserable	846,2	142	650	ancienne carrière	1-2m
Nurieux	Les Verchè- res (E)	846,8	136,7	500	carrière	5-6m
Géovres- siat	en Sénant	847,9	136,5	495	ancienne carrière	9,5m
Martignat	Les brues	852,2	139,9	530	ancienne carrière	10m
Martignat	Les Brues	852,2	139,8	530	ancienne carrière	4m
Viry	Sur les Eaux(Fme)	861,3	148,3	800	ancienne carrière	4,5m
Charix	Les Lési- nes	858,4	136,8	770	ancienne carrière	10m

- Caractères lithologiques.

Les moraines d'ablation ont le même matériel que les moraines de fond mais elles ont des caractères sédimentologiques différents.

- Granulométrie

Les courbes cumulatives (Fig. 142) donnent une idée de la texture des moraines d'ablation.

- Granulométrie hétérométrique, les courbes granulométriques sont très ascendantes.

- mauvais classement (intermédiaire entre les moraines de fond et les dépôts fluvio-glaciaires.

- pourcentage faible (ou même absence) de la fraction fine (argile).

Ces aspects indiquent un adoucissement des conditions climatiques et un rôle important des eaux de fonte. L'action des eaux de fonte apparaît dans le lavage fort net du sédiment et dans les stratifications et même parfois dans les "open work".

- Morphométrie.

Le matériel des moraines d'ablation est assez émoussé, avec des médianes de l'IE de 200 à 325 qui dénotent une action importante des eaux courantes. Les médianes les plus élevées sont celles des moraines de Montréal et de Nuriaux. Les histogrammes présentent des classes modales très nettes entre 200 et 350 et leur groupement est très marqué (Fig. 143).

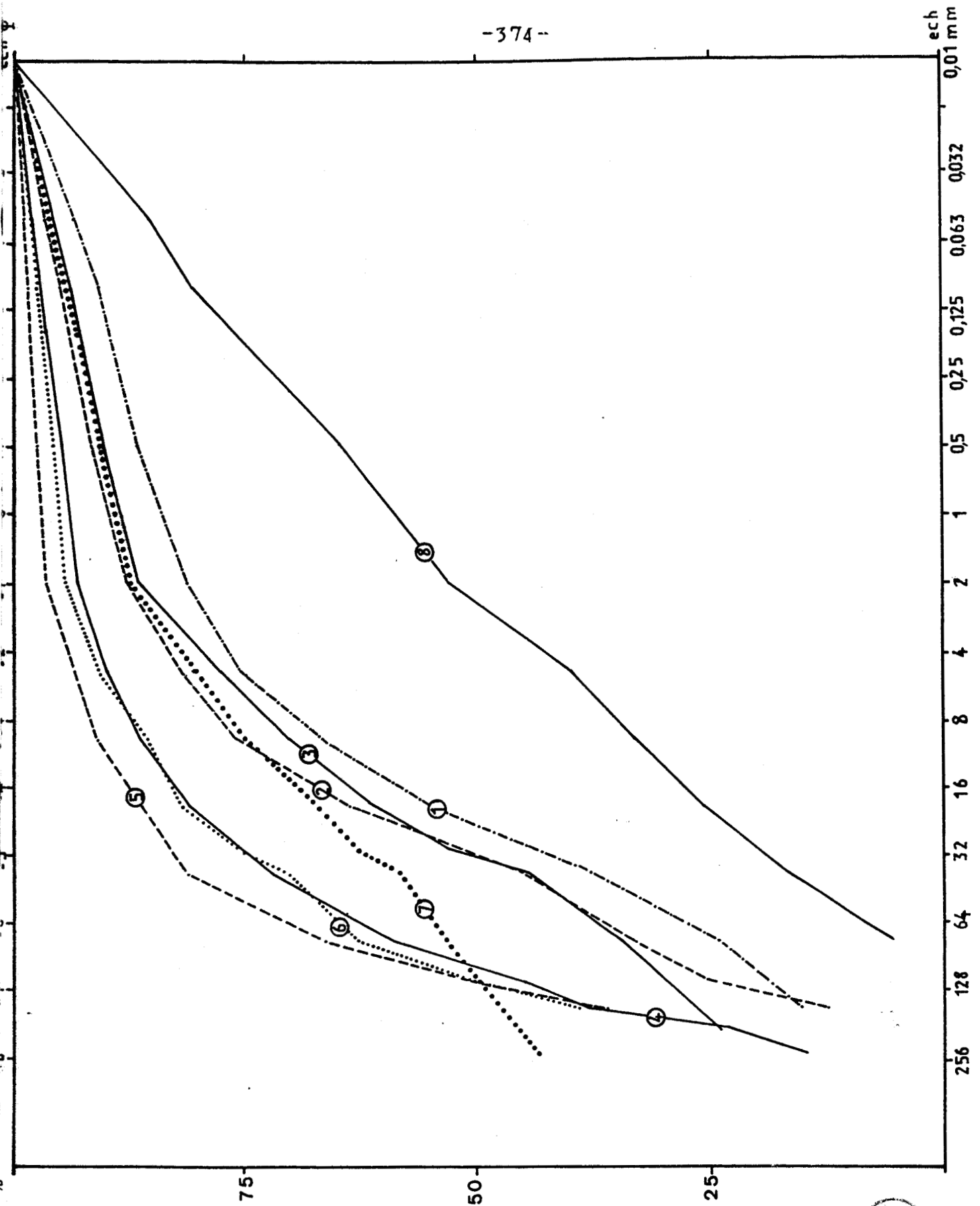


FIG. 142. MCRAINES D'ABLATION : COURBES GRANULOMETRIQUES.

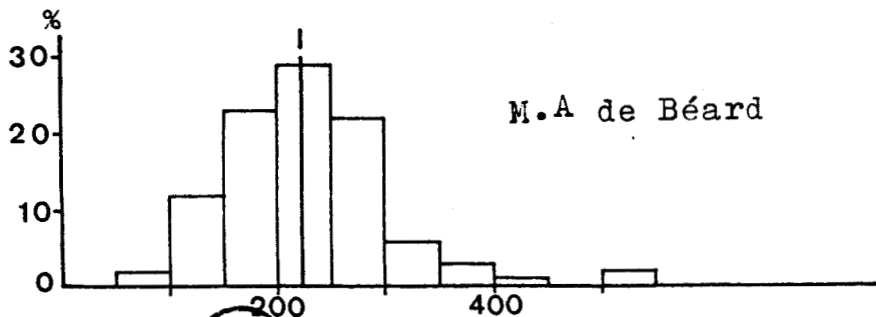
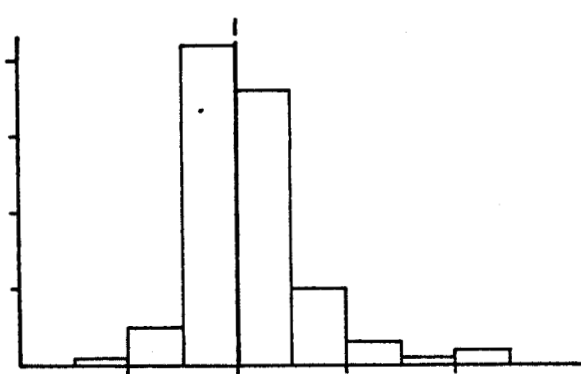
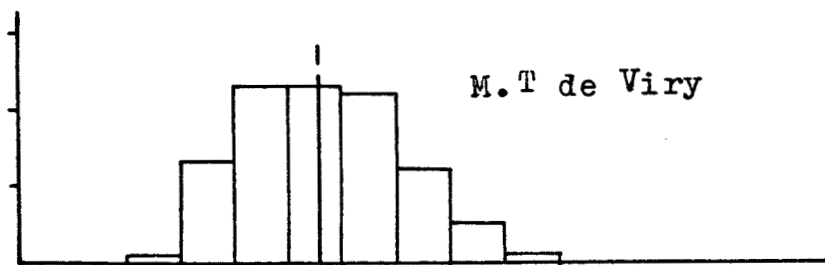
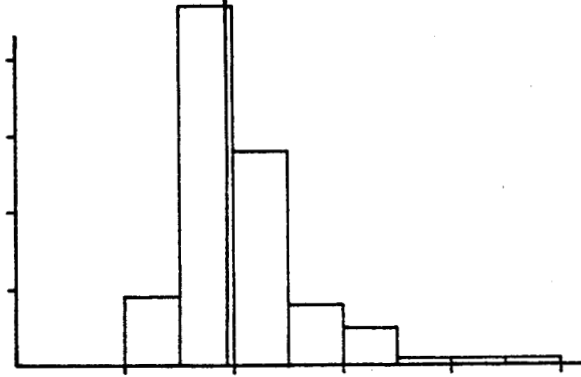
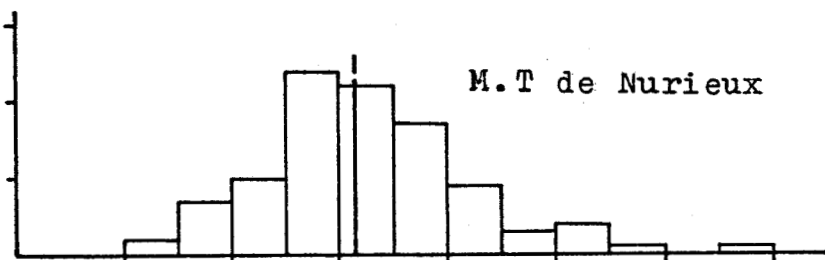
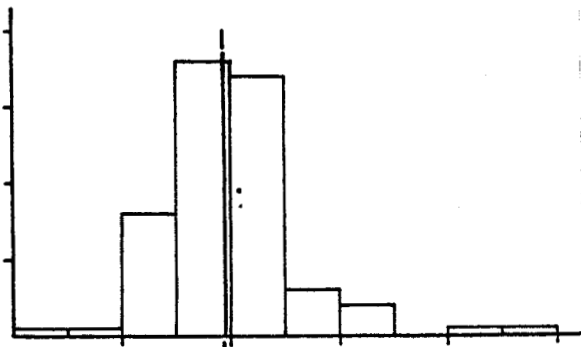
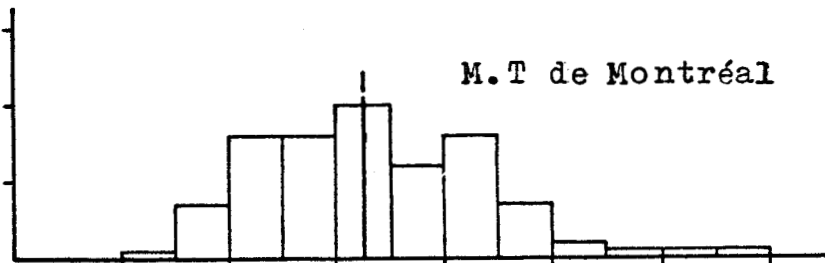
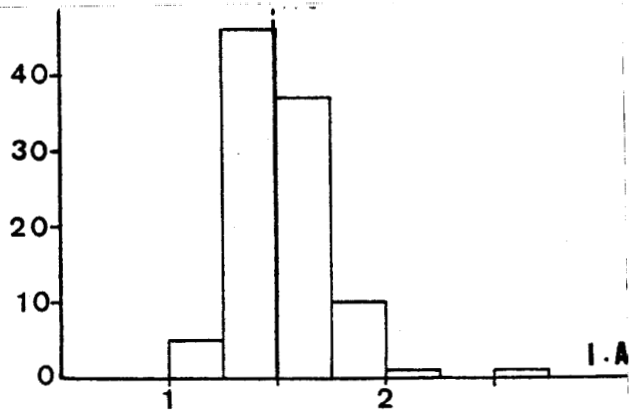
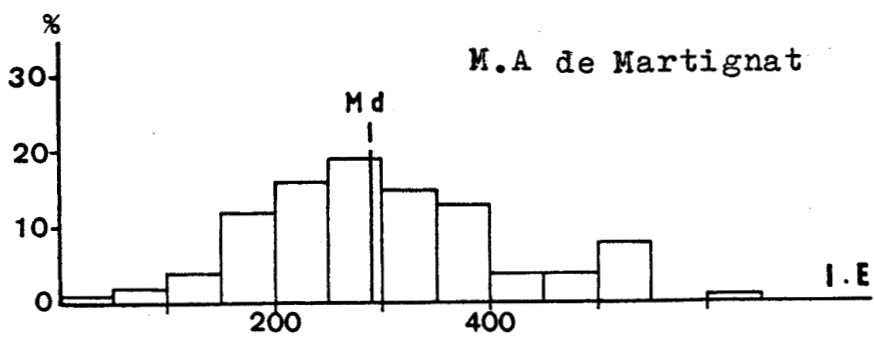


FIG.143 .LES MORAINES D'ABLATION: VALEURS DES INDICES D'EMOUSSE(I.E) ET D'APLATISSEMENT(I.A)

Les valeurs de l'indice d'aplatissement sont peu élevées, les médianes varient entre 1,46 et 1,51. Par ailleurs, le groupement des histogrammes (Fig. 143) est très net. La classe modale la mieux représentée est la classe 1,25-1,5. La proportion des galets peu aplatis ($< 1,5$) s'élève à 48-55% et celle des galets très aplatis (> 2) ne dépasse pas 8% (Tabl. 32).

L'étude de plusieurs coupes permet d'approcher au plus près les caractères sédimentologiques des différents faciès des moraines d'ablation. Examinons quelques coupes:

- coupe de Montréal (Fig. 144)

. types de faciès.

Il est difficile de définir avec précision une unité type vu la grande variabilité des caractères sédimentologiques. La figure n° 145 permet de distinguer trois types de faciès:

- type 1 (ech. 3, 5, 6): dépôt hétérométrique avec dominance des cailloux et blocs (+ de 65%); la fraction fine ($< 0,05\text{mm}$) ne dépasse pas 3%.

- type 2 (ech. 2 et 4): marqué par une homométrie des graviers et des cailloux (+ de 67%) liés par une matrice sableuse ou silteuse.

- type 3 (ech. 1): caractérisé par une homométrie de sables.

. Granulométrie.

- les courbes granulométriques (Fig. 145, 146) montrent plusieurs fait:

. un dépôt hétérogène traduisant une forte compétence de l'agent de dépôt.

. une fraction fine très rare ou même absente. 2 échantillons ne présentent pas d'argile, tandis que les autres ont toujours des proportions qui ne dépassent pas 3%.

. les courbes granulométriques traduisent une amélioration de la maturité texturale (diminution des particules fines emportées par les eaux de fonte).

. l'échantillon 1 présente un bon classement granulométrique ($S_0 = 1,447$).

- Le diagramme triangulaire (Fig. 147) illustre bien la faible présence de la fraction fine dans tous les échantillons.

- Les paramètres granulométriques permettent d'esquisser les conditions de milieu de dépôt (Fig. 148, tabl. n° 33).

-377-

	niéca	0-0,24	0,25-0,49	0,5-0,74	0,75-0,99	1-1,24	1,25-1,49	1,5-1,74	1,75-1,99	2-2,24	2,25-2,49	2,5-2,74	2,75-2,99	3-3,24	3,25-3,49	3,5-3,74	Med	
Cône. moy. d'Arbent	1		1			15	37	27	10	7	3						1,47	Fluvioglacière et fluviale
Condamines (Oymnax)	2				2	6	56	26	9	1							1,42	
NE de Gnoissiat	3		2	1		10	40	29	8	5	3	2					1,48	
S. d'Izernore	4				2	4	42	35	12	3	2						1,51	
N. d'Izernore	5		1		3	4	43	38	6	3	1	1					1,49	
Verciat					3	11	41	31	10	4							1,46	
car. de Tignat					2	8	46	33	8	3							1,46	
Vallée de la Bienna					3	12	48	13	11	6	5	2					1,43	
M.F. de Dortan	1						7	42	28	14	7	1		1			1,75	M. de fond
M.F. de Genty	2						11	41	33	10	2	1	1				1,73	
M.F. de Bellignat	3						8	35	29	13	11	2	1	1			1,8	
M.F. de Béard	4						4	41	29	15	7	2	1				1,79	
M.F. d'Echalton	5				1	1	10	36	27	15	5	2	2	1			1,76	
M.F. de Charix	6					2	6	32	22	10	6			2			1,75	
M.F. de Mornay	7						8	46	32	9	2	2				1	1,72	
M. de Sonthomax	8				1	13	38	25	11	7	3	1	1				1,48	
M.A. de Martignat	1					5	46	37	10	1		1					1,49	M.d'ablation
M.t. de Montciaf	2			1	1	16	36	34	6	4		1	1				1,47	
M.t. de Verieux	3					9	47	28	8	5	1	1	1				1,46	
M.t. de Viry	4				1	5	42	36	10	3	1	2					1,51	



Tabl n° 32 . Valeurs de l'indice d'aplatissement des différentes unités lithologiques.

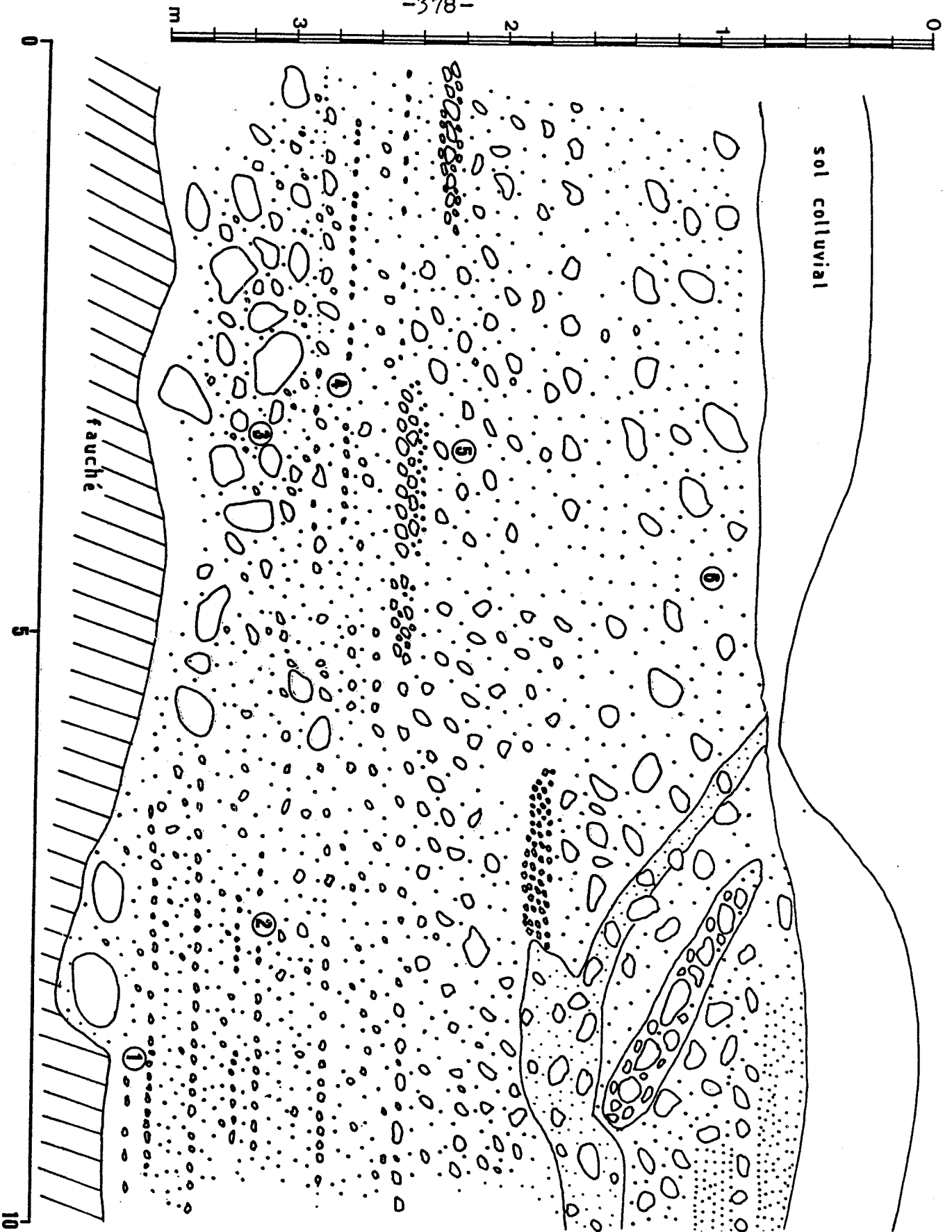
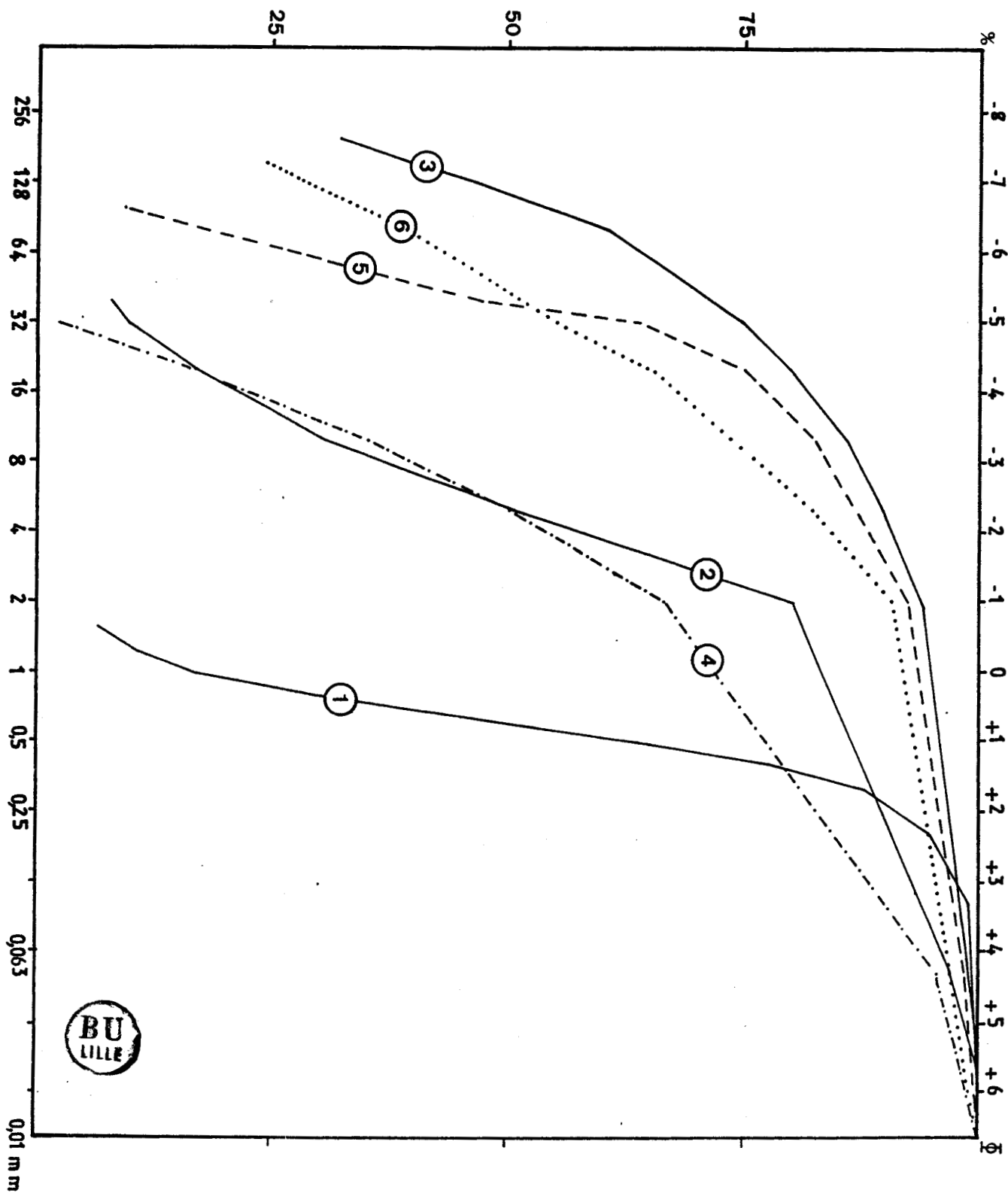


FIG. 144. COUPE SCHEMATIQUE DE LA MORAINES TERMINALE DE MONTREAL.



FIG.145 . COUPE DE MONTREAL : COURBES GRANULOMETRIQUES.



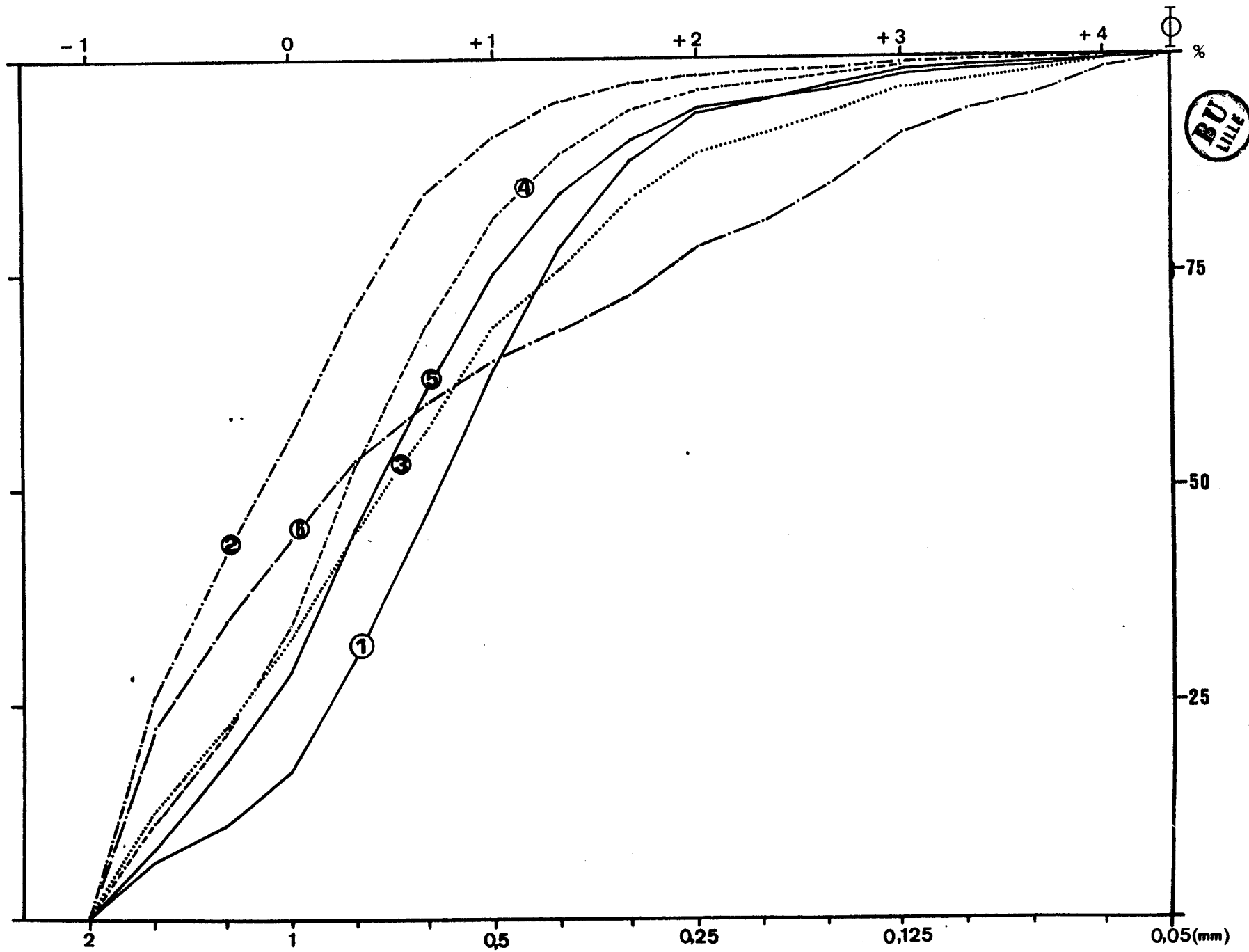


FIG. 146 .- COUPE DE MONTREAL : COURBES GRANULOMETRIQUES (FRACTION SABLEUSE)

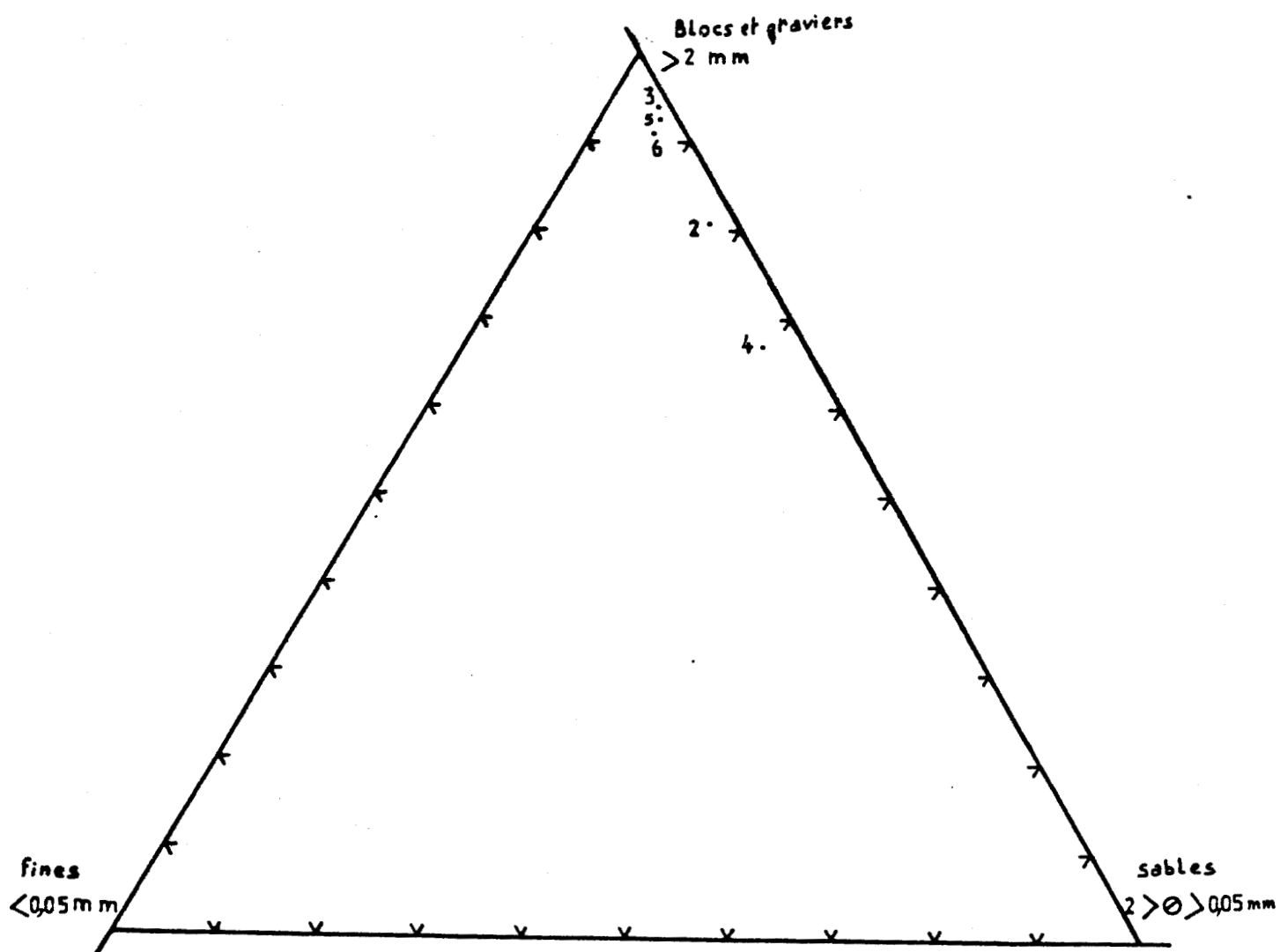
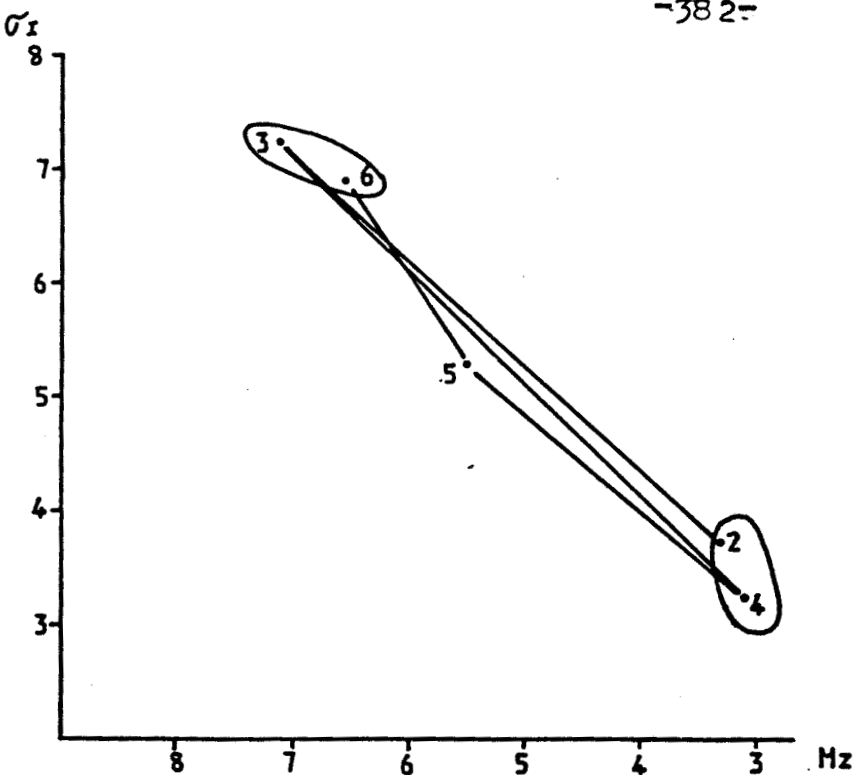
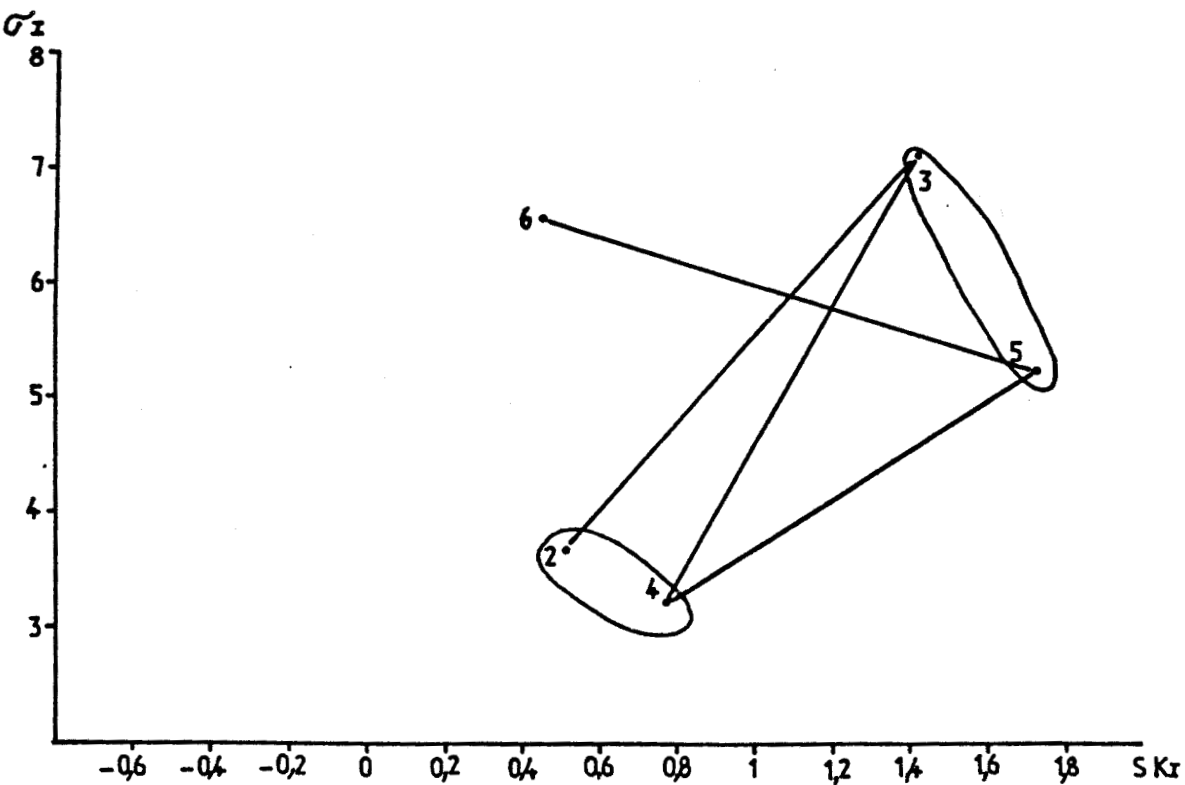


FIG.147 .MORAINES D'ABLATION DE MONTREAL: REPRESENTATION DE LA GRANULOMETRIE SUR DIAGRAMME TRIANGULAIRE.

n° ech.	<0,05mm fines	0,050-2mm sables	>2mm graviers et blocs
2	2,65	16,83	80,52
3	0,9	4,92	94,18
4	4,06	28,9	67,04
5	1,48	5,94	92,58
6	2,92	6,1	90,99



(a) La moyenne graphique (Mz) à l'encontre de l'écart-type (σ_z).



(b) L'assymétrie (SK_i) à l'encontre de l'écart type (σ_z).

FIG. 148. RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS PARAMETRES GRANULOMETRIQUES DE LA MORAINES TERMINALE DE MONTREAL.

n° Ech.	1	2	3	4	5	6
Q5	1,7	52	415	29	126	400
Q16	1,05	22	320	20,5	86	237
Q25	0,87	13,5	248	14,7	69	155
Q50	0,6	5,08	118	5,08	38,5	44
Q75	0,42	2,35	32	0,68	20,2	9
Q84	0,345	0,9	13	0,22	8	4,2
Q95	0,2	0,08	0,95	0,054	0,4	0,160
Mz		9,876 <u>-3,315</u>	150,333 <u>-7,256</u>	8,6 <u>-3,114</u>	44,166 <u>-5,483</u>	95,066 <u>-6,593</u>
σ_i		13,141 <u>-3,728</u>	138,484 <u>-7,148</u>	9,455 <u>-3,252</u>	38,53 <u>-5,286</u>	118,781 <u>-6,915</u>
S ₀		2,396	2,783	4,649	1,848	4,149
Qd phi		<u>-1,265</u>	<u>-1,482</u>	<u>-2,224</u>	<u>-0,889</u>	<u>-2,06</u>
SKi		0,704 <u>0,508</u>	0,374 <u>-1,423</u>	0,586 <u>0,772</u>	0,304 <u>1,72</u>	0,719 <u>0,477</u>
K ₈		1,908 <u>-0,935</u>	0,785 <u>0,35</u>	0,846 <u>0,242</u>	1,054 <u>-0,076</u>	1,122 <u>-0,166</u>

Tabl.n° 33 . Coupe de Montréal: paramètres granulométriques .



Les nombres soulignés indiquent des valeurs en unité phi .

. La moyenne graphique (Mz) à l'encontre de l'écart type (σ_i) montre des milieux de dépôt variés. Les variations de Mz dans la coupe traduisent des conditions de sédimentation instables. Néanmoins on peut observer une certaine parenté de milieu de sédimentation des échantillons 2 et 4 puis 3 et 6. Ces deux couples ont des valeurs Mz voisines. Les valeurs de σ_i varient aussi et montrent un mauvais classement surtout dans les échantillons 3 et 6.

. L'asymétrie globale (SKI) à l'encontre de la déviation standard (σ_i) illustre encore de manière plus évidente l'instabilité du milieu de dépôt. Cet environnement sédimentaire est caractérisé par de brusques variations de la compétence hydrodynamique marquée par l'hétérométrie du matériel et les structures ouvertes (open work). Cela traduit un milieu de front glaciaire.

III.3.2 Les dépôts proglaciaires.

On distingue classiquement deux types de dépôts:

- Les dépôts fluvioglaciaires: bien développés dans la région d'Oyonnax le long des vallées principales (l'Ain, la Bienne, l'Ange...), ils présentent les faciès classiques des cônes et terrasses fluvioglaciaires.

- Les dépôts lacustres: sont abondants dans le secteur d'Oyonnax (val de l'Oignin, de l'Ange, de la Bienne...); ils sont de deux sortes:

. dépôts de deltas grossiers de marge lacustre (dépôt de progradation).

. dépôts de fond (varves) en aval de deltas de marge lacustre.

- Les dépôts fluvioglaciaires.

Ces dépôts se localisent le long des vallées; leur répartition coïncide bien avec les terrasses et les cônes fluvioglaciaires.

- caractères lithologiques.

Ces dépôts présentent des caractères remarquables quant à la position géomorphologique, la nature pétrographique et les données morphométriques.

• la fraction grossière.

La nature pétrographique des galets est très constante dans les différentes nappes avec prédominance d'éléments d'origine locale (calcaires jurassiens).

Les différences de dimension des éléments résultent des conditions hydrodynamiques localement variables.

Une identité morphométrique parfaite ressort de l'étude de l'indice d'éroulé des cailloux calcaires. Les valeurs médianes de l'IE sont élevées (300-336); les histogrammes (Fig.149) présentent des classes modales entre 300-350 et en sont très groupés.

Les valeurs de l'indice d'aplatissement sont peu élevées, avec des médianes de 1,4-1,5 et des classes modales de 1,25-1,5. Les peu aplatis ($\leq 1,5$) présentent plus de 50% et les très aplatis (> 2) moins de 10%. (Fig.150).

• la fraction fine.

La matrice sableuse est abondante, elle s'étend des sables grossiers aux limons. Les courbes granulométriques de la fraction sableuse (Fig.151) montrent bien la texture de cette fraction. On constate:

- une dominance des sables moyens et grossiers.
- un mauvais tri (cf. tabl.34)
- une variabilité des médianes graphiques.

Ces courbes présentent plutôt des fuseaux granulométriques car nous avons fait ces prélèvements dans 3 niveaux différents: sables fins, sables grossiers, sables mixtes (avec blocs et cailloux).

La structure de ces dépôts ^{glaciaires} est remarquable, une disposition nettement litée s'observe.

Les différents paramètres granulométriques ont été déterminés à l'encontre de chacun d'eux.

- "sorting" et asymétrie.

Les échantillons tendent à être coupés au début (grains grossiers) de leurs courbes granulométriques. Cela donne des signes positifs de l'asymétrie comme on l'observe sur la Fig. (152); toutes les valeurs de SK_i sont au dessus de la ligne 0. On peut observer un nuage de points formé par les sables grossiers (1b, 2b, 3b) et 1a. (Les valeurs de SO et de SK_i sont très proches). Les sables mixtes (1c, 2c, 3c) ont des valeurs de SO voisines mais des valeurs de SK_i relativement différentes. Alors que les sables fins ont des valeurs dispersées.

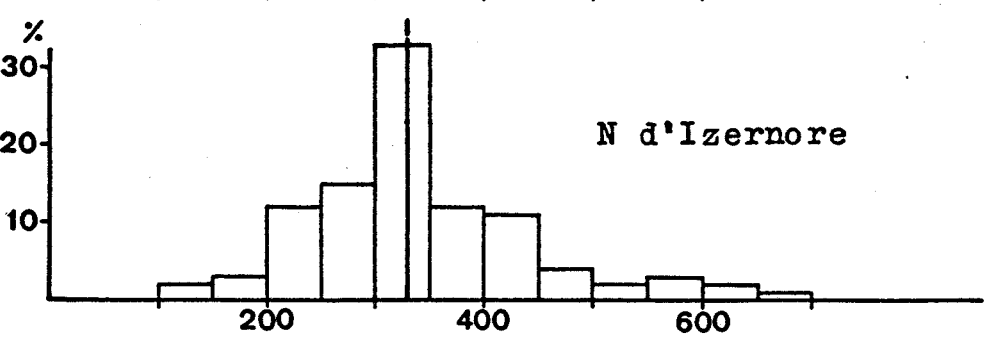
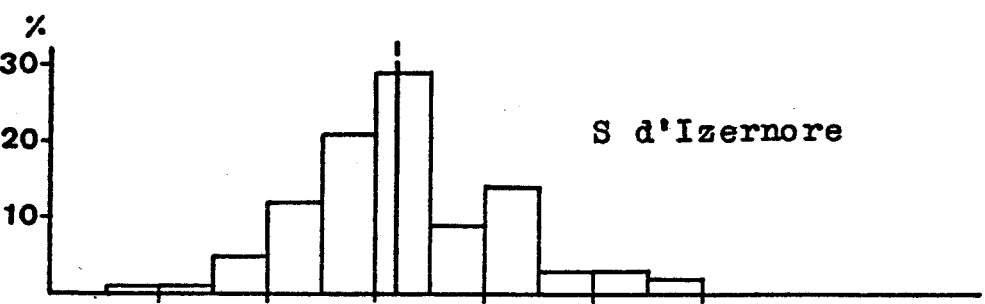
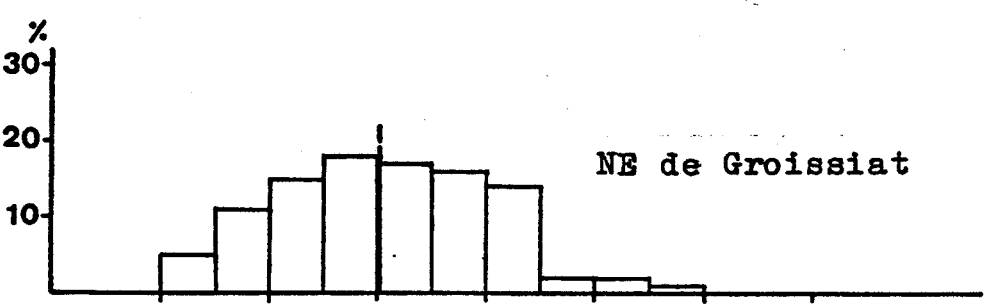
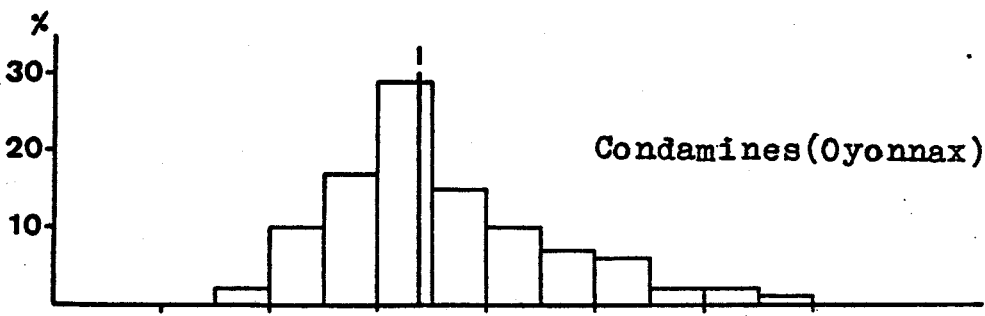
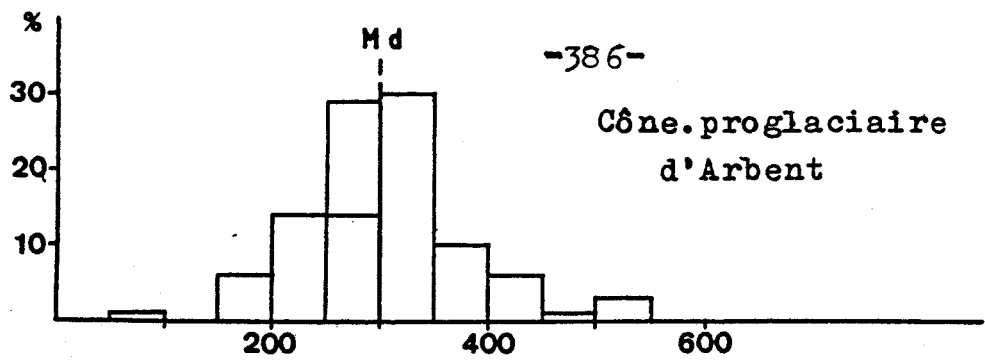


FIG. 149 .- DEPOTS FLUVIOGLACIAIRES : VALEURS DE L'INDICE D'EMOUSSE « I. E. »

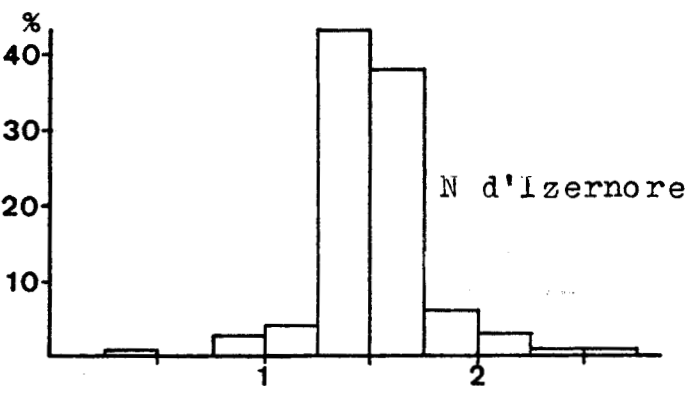
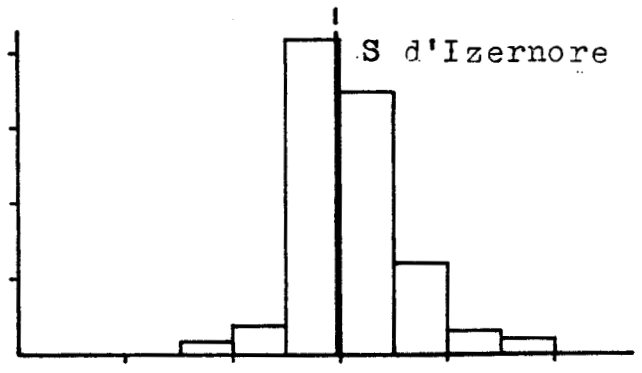
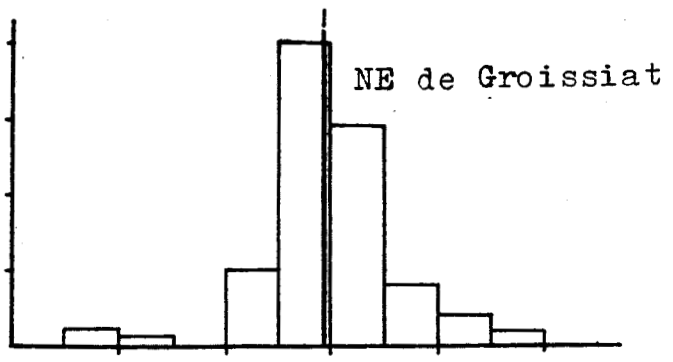
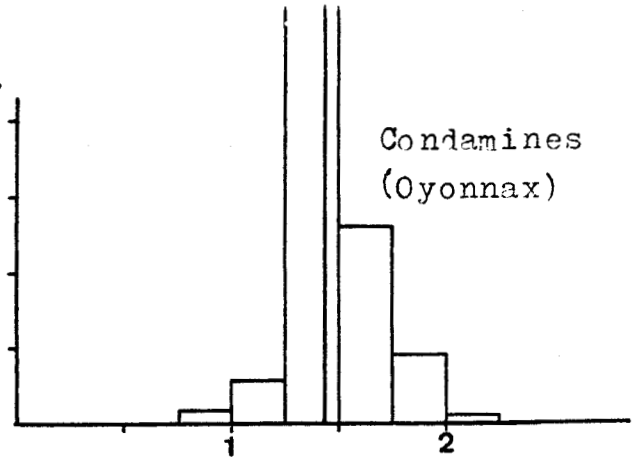
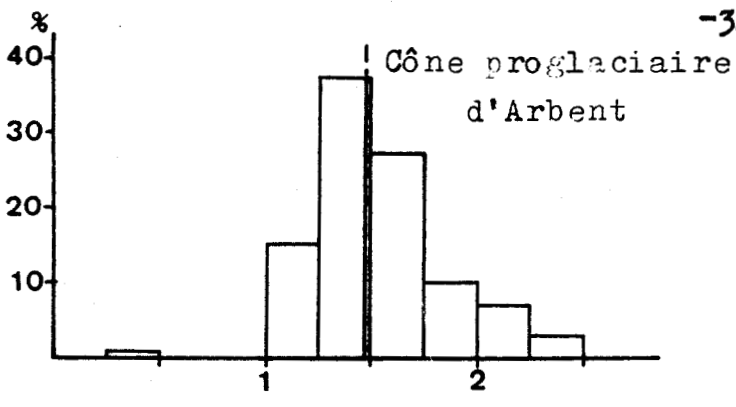
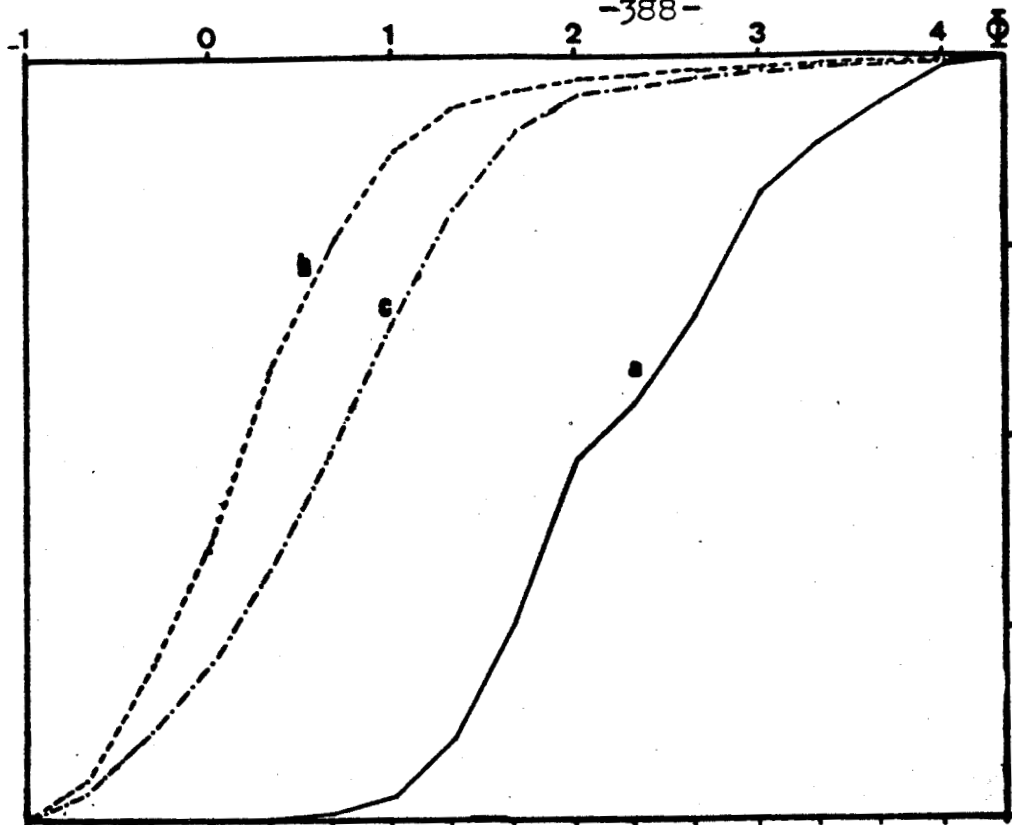


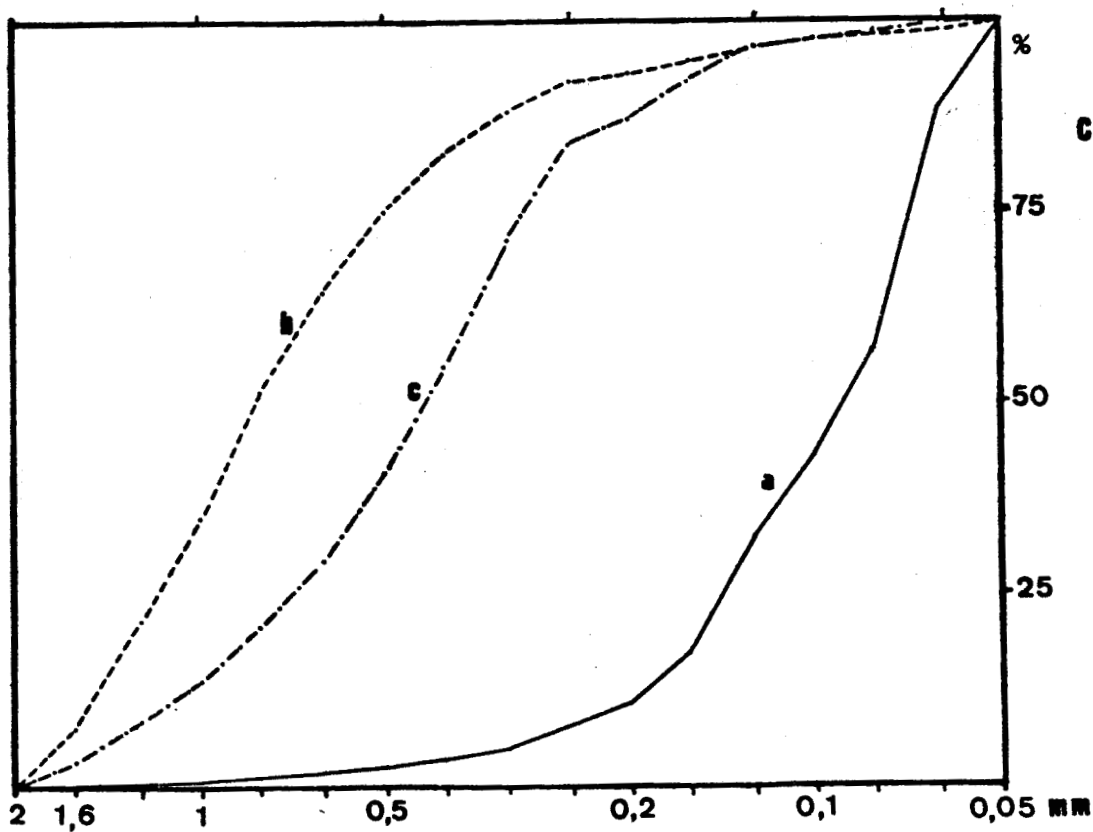
FIG.150. DEPOTS FLUVIOGLACIAIRES : VALEURS DE L'INDICE D'APLATISSEMENT-I. A.





BELLIGNAT

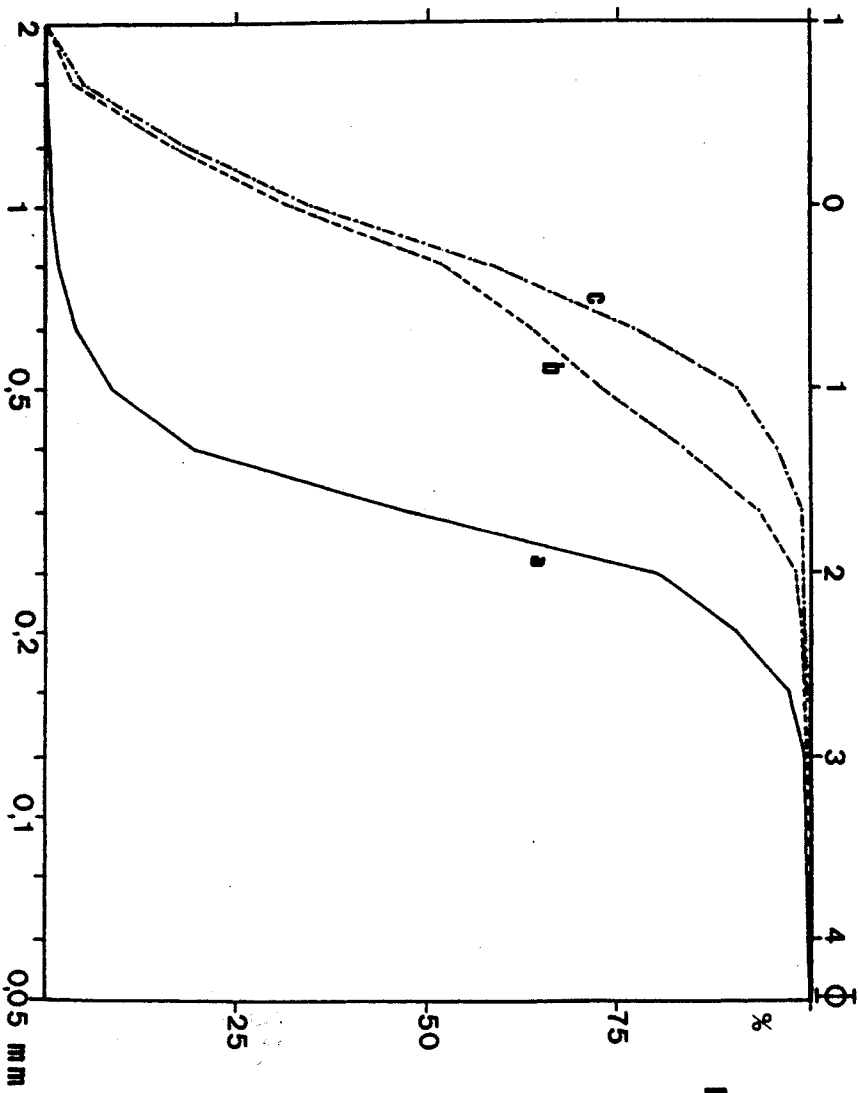
- a Sables fins
- b Sables grossiers
- c Sables mixtes



**CONDAMINES:
OYONNAX**



FIG. 151 .DEPOTS FLUVIOGLACIAIRES : COURBES GRANULOMETRIQUES .



PERRIGNAT



	Bellignat (stade)			Condamines (Oyonnax)			Izerore (terrace inférieure)		
	a	b	c	a	b	c	a	b	c
Q ₅	0,467	1,6	1,52	0,33	1,75	1,48	0,6	1,556	1,6
Q ₁₆	0,365	1,33	1,11	0,17	1,38	0,93	0,46	1,27	1,32
Q ₂₅	0,320	1,170	0,910	0,142	1,180	0,710	0,380	1,110	1,150
Q _{50(1A)}	0,230	0,87	0,612	0,09	0,810	0,43	0,31	0,808	0,86
Q ₇₅	0,14	0,632	0,43	0,07	0,505	0,295	0,248	0,48	0,648
Q ₈₄	0,118	0,535	0,360	0,066	0,390	0,248	0,23	0,395	0,56
Q ₉₅	0,076	0,34	0,25	0,055	0,152	0,137	0,172	0,295	0,415
M _z	0,237	0,911	0,694	0,108	0,856	0,536	0,293	0,824	0,913
	<u>2,084</u>	<u>0,134</u>	<u>0,528</u>	<u>3,221</u>	<u>0,225</u>	<u>0,902</u>	<u>1,777</u>	<u>0,280</u>	<u>0,131</u>
σ _i	0,120	0,388	0,379	0,067	0,492	0,373	0,091	0,409	0,369
	<u>3,069</u>	<u>1,370</u>	<u>1,404</u>	<u>3,913</u>	<u>1,026</u>	<u>1,427</u>	<u>3,469</u>	<u>1,294</u>	<u>1,443</u>
S ₀	1,511	1,360	1,454	1,424	1,528	1,551	1,237	1,520	1,332
Q _{d,phi}	0,598	0,445	0,541	0,511	0,614	0,635	0,308	0,606	0,415
S _{Ki}	0,152	0,157	0,378	0,641	0,158	0,514	0,329	0,121	0,229
	<u>2,727</u>	<u>2,68</u>	<u>1,408</u>	<u>0,643</u>	<u>2,671</u>	<u>0,963</u>	<u>1,609</u>	<u>2,057</u>	<u>2,133</u>
K _g	0,89	0,960	1,084	1,571	0,970	1,327	1,329	0,820	0,968
	<u>0,168</u>	<u>0,059</u>	<u>-0,116</u>	<u>-0,653</u>	<u>0,044</u>	<u>-0,409</u>	<u>-0,411</u>	<u>0,287</u>	<u>0,047</u>

Tabl n° . 34 . Dépôts fluvioglaciaires : paramètres granulométriques.

Les nombres soulignés indiquent des valeurs en unité phi.



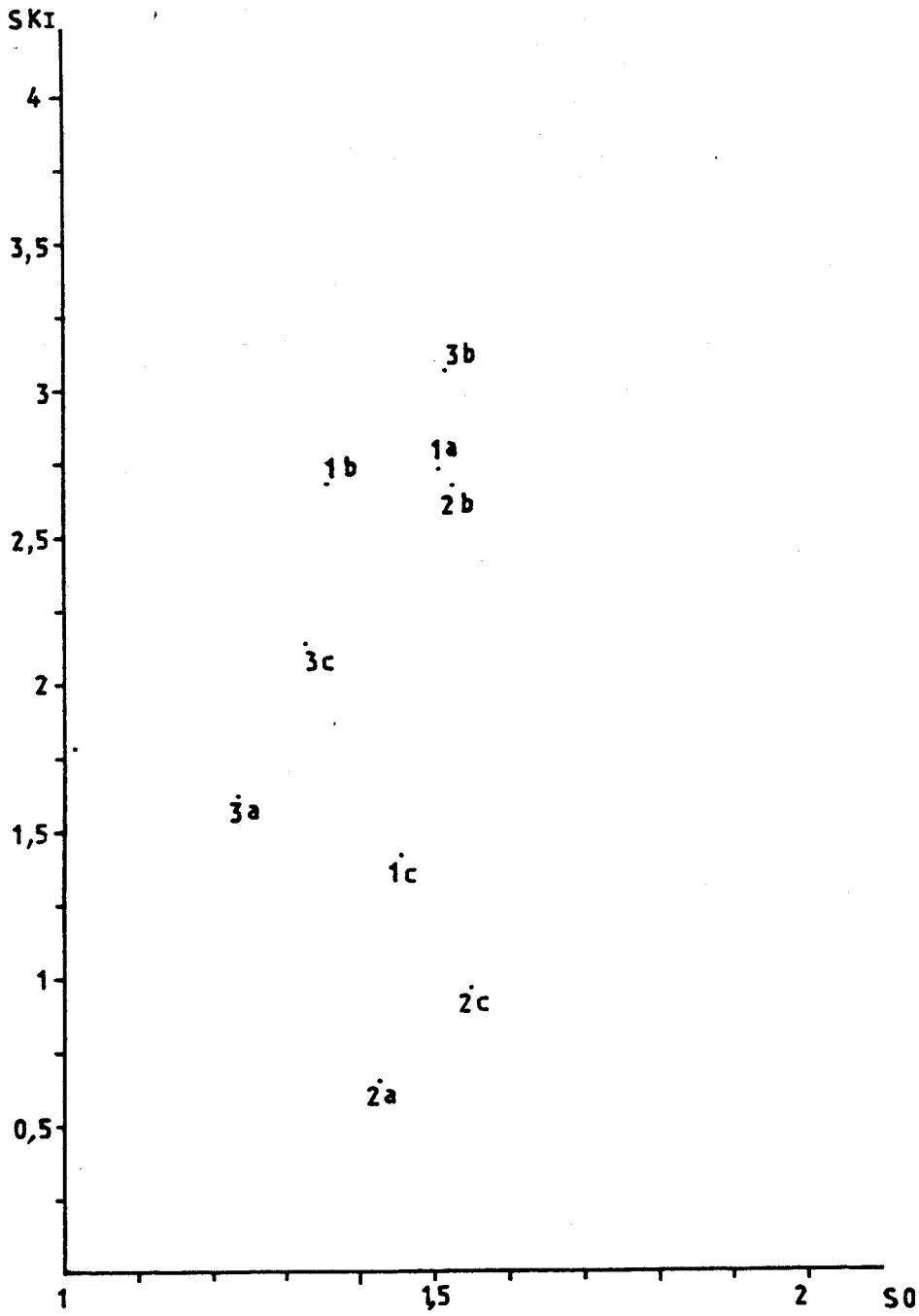


FIG.152 .L'INDICE DU MAUVAIS CLASSEMENT (So)
A L'ENCONTRE DE L'ASYMETRIE (SKi).



- Kurtosis et asymétrie.

L'asymétrie a été déterminée à l'encontre de la Kurtosis (Fig. 153). On constate une certaine parenté dans la répartition des points avec la figure n° 154, mais leur dispersion est très nette dans la direction horizontale et le diagramme prouve clairement la différence locale entre les plages des points définis par les trois différents échantillons.

- Ecart type et asymétrie. (Fig. 154)

La répartition horizontale des points est très nette: 2 phases s'individualisent vers la droite (1a, 2a, 3a) quoique ces échantillons aient des valeurs de SKi bien écartées, et vers la gauche le reste des points. Dans cette dernière plage, les sables grossiers (1b, 2b, 3b) et les sables mixtes (1c, 2c, 3c) définissent des nuages bien isolés.

Au niveau de chaque échantillon on peut tirer les remarques suivantes:

- La coupe n°2 montre le milieu de dépôt le plus instable et en deuxième ligne la coupe n°3 et enfin la coupe n°1. On peut donc remarquer que cette grande instabilité correspond à un cône de déjection; le coefficient de ruissellement est très élevé. L'instabilité de la coupe n°3 (terrasse tardiglaciaire) s'explique par une concentration des eaux (l'Oignin.R) et un creusement important (une trentaine de mètres dans la terrasse d'Izernore) d'où ces valeurs plus ou moins écartées. Enfin la coupe n°1 (terrasse fluvioglaciaire de Bellignat) présente une instabilité moins forte que les deux autres dépôts.

Les paramètres granulométriques peuvent être concluants pour l'interprétation des conditions de dépôt surtout quand ils sont envisagés deux à deux (W.S. Koldijk. 1968). Le coefficient d'asymétrie et l'écart type illustrent de façon évidente les différents types de dédimentation.

- Signification géomorphologique.

Les caractères sédimentologiques des dépôts fluvioglaciaires indiquent une mise en place par des eaux courantes suivant des modalités hydrodynamiques différentes. La présence d'un matériel hétérométrique et émoussé implique un coefficient de ruissellement important. Au cours du retrait des glaciers, une dynamique nouvelle

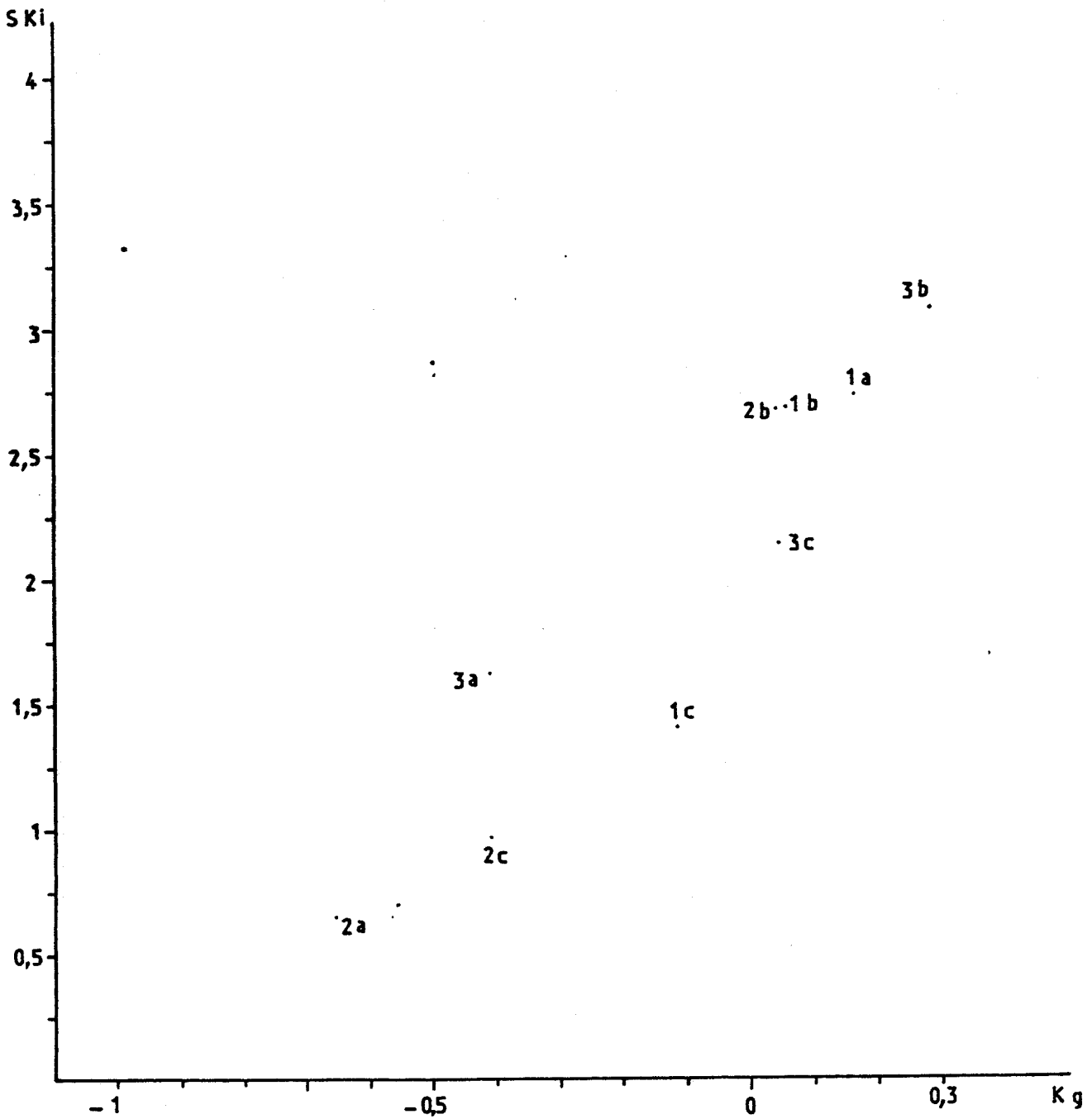


FIG.153 .LA KURTOSIS (kg) A L'ENCONTRE DE L'ASYMETRIE (SKi).



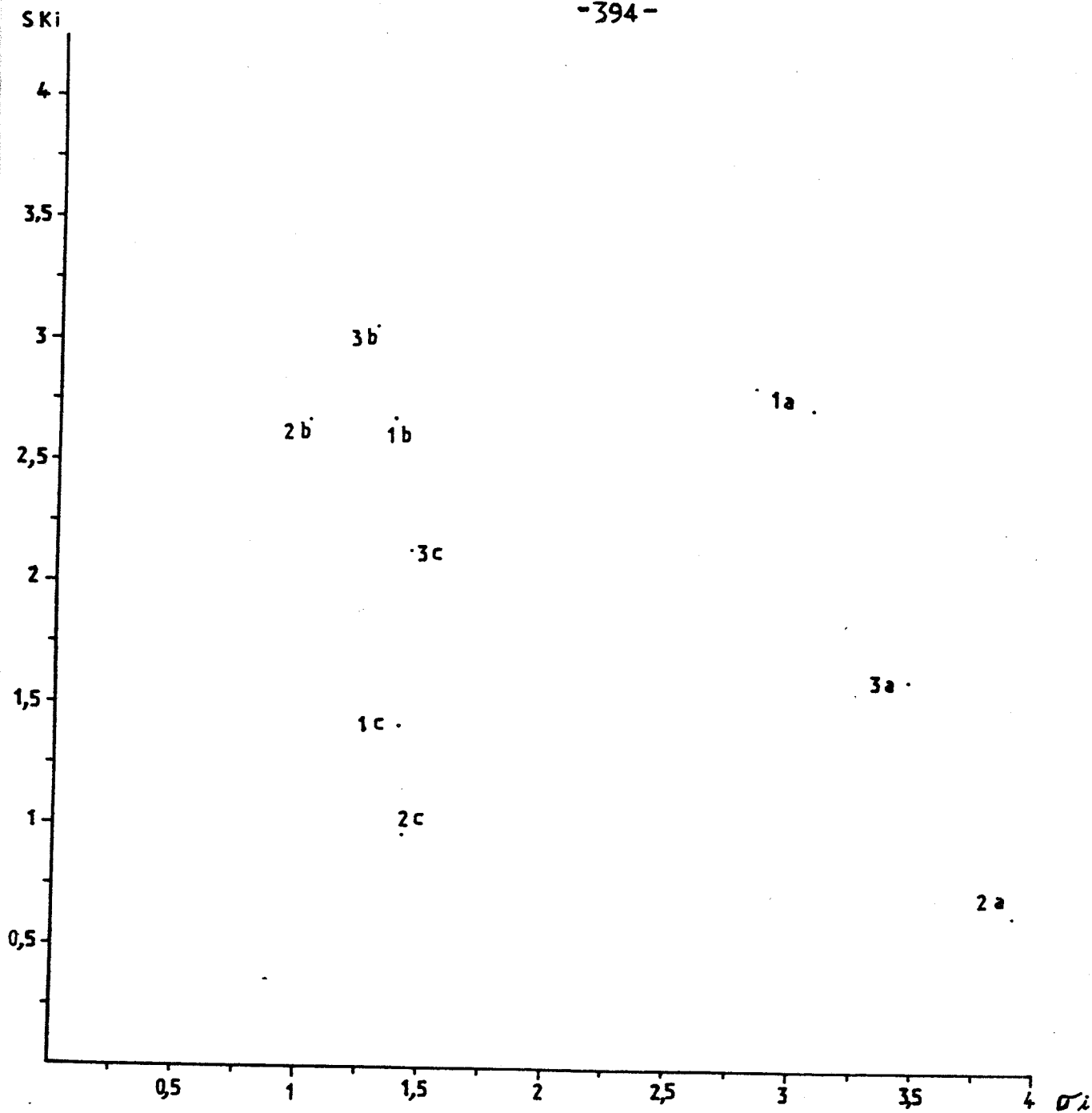


FIG.154 .L'ECART-TYPE (σ_i) A L'ENCONTRE DE L'ASYMETRIE(SK_i).



s'est installée. Il s'est opéré sans doute un net réchauffement des conditions climatiques.

- Les dépôts glacio-lacustres.

* Les dépôts de marge lacustre.

Ces dépôts sont bien représentés dans le secteur d'Oyonnax. Les principaux affleurements reconnus sont les suivants:

Commune	Lieu dit	X	Y	Z	Type d'affleurement	et puissance visible
Izernore	Sur Champ Biolay	8471	139	471	Carrière	9,5m
Izernore	Plateau de la Beloire	8487	1429	457	Carrière	19m
Dortan		8565	1527	320	Carrière	7m
Arbent		8569	1486		bord de ruisseau	5m

Ces dépôts présentent souvent deux faciès bien individualisés :

- un niveau supérieur à stratification globale horizontale, en discordance sur:
- un niveau inférieur à stratification inclinée.

Sur le plan morphologique, ces dépôts forment des terrasses planes ou légèrement en pente.

Les coupes étudiées montrent une puissance visible approchant une dizaine de mètres, ce qui a permis une étude sédimentologique importante. Nous avons choisi trois coupes représentatives de cette formation.

- *Caractères lithologiques*
• Granulométrie.

La fraction inférieure à 0,05 mm a été écartée car elle ne représente qu'une proportion très faible du poids total de l'échantillon. Aussi avons-nous écarté la fraction grossière. Nous n'avons gardé que la fraction sableuse.

• Coupe au S d'Izernore (Fig. 155).

Onze échantillons ont été prélevés dans les niveaux les plus représentatifs. Les distributions granulométriques (Fig. 156) montrent bien la texture de ces dépôts. On constate:

- un tri moyen pour les plus fins (ech. 1,4) et un mauvais tri pour les autres.

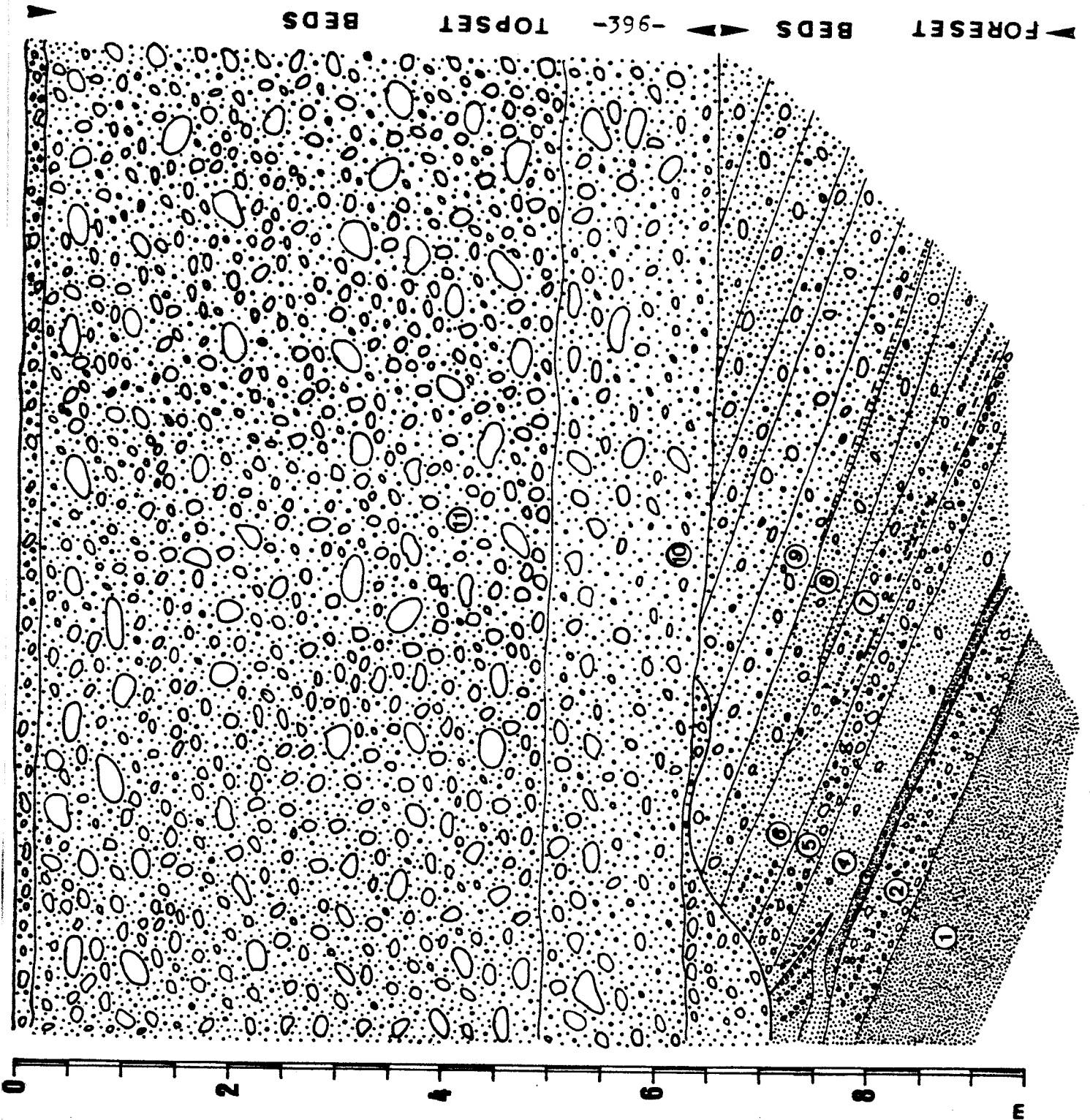
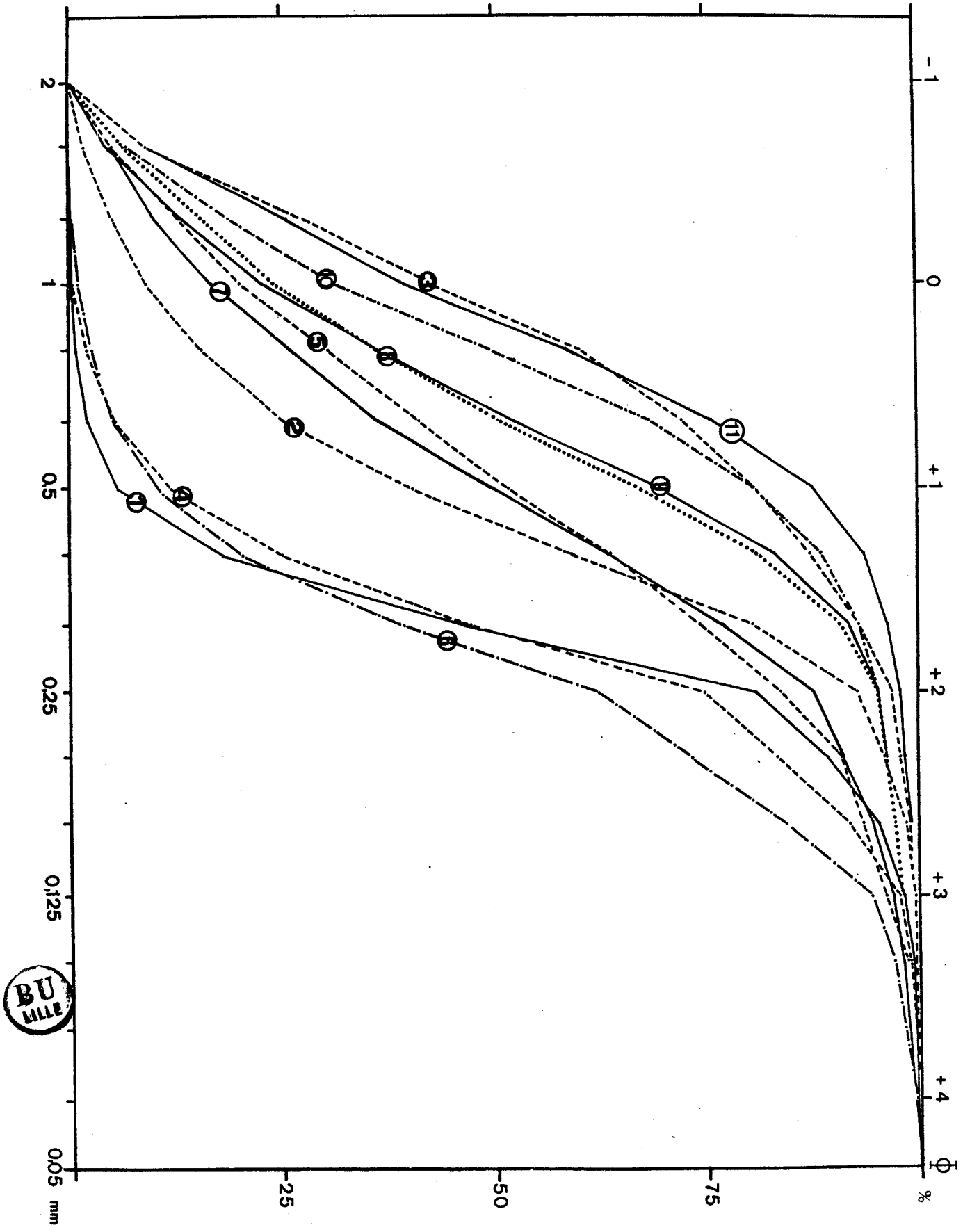


FIG. 155 . _COUPE SCHEMATIQUE DE LA CARRIERE

AU S D'IZERNORE



FIG. 156. COUPE AU S D'IZERHORE: COURBES GRANULOMETRIQUES (11 ECH.)



- une dominance des sables moyens et grossiers.
- les valeurs des médianes varient entre 0,3 pour les plus fins (ech.1,2,4,6) et 0,95 (ech.11).

La texture des différents niveaux est très bien illustrée par le diagramme triangulaire (Fig.157). Les échantillons sont disparates et ne présentent aucun nuage bien défini.

Les paramètres granulométriques envisagés deux à deux permettent de tirer quelques conclusions. Le diagramme de dispersion des médianes (Md) et du coefficient de "sorting" (SO). (Fig.158a) montre clairement deux champs couverts par les sables fins (ech.1,2,4,6) et les sables moyens et grossiers (ech.3,5,7,8,9,10,11). La distribution des fréquences de SO (Fig.158b) montre une petite dispersion des valeurs avec un léger maximum de 1,4-1,5.

L'examen de la courbe des variations des médianes (Fig.159a) révèle les points suivants :

- Il n'y a aucun modèle régulier et systématique dans les variations des médianes. Une certaine rythmicité peut s'observer dans les échantillons 1-7 mais elle est irrégulière.

- A partir de l'échantillon n° 7, les valeurs des médianes augmentent pour marquer un maximum dans l'échantillon n°11 (topset bed). Cette augmentation de la médiane vers le haut traduit une augmentation de l'hétérométrie et la grossièreté du matériel et une forte compétence des eaux.

Il est assez logique de penser que c'est au niveau supérieur (ech.9-11) que les eaux courantes sont les plus immédiates: mise en place d'une nappe fluvioglaciaire. Dans le bas de la coupe on observe une alternance de sables fins, grossiers et mixtes.

. Coupe au N d'Izernore.

Cette coupe a les mêmes caractéristiques générales que la coupe au S d'Izernore mais le niveau supérieur (topset bed) est beaucoup moins épais.

L'analyse granulométrique a été faite sur 24 échantillons (Fig. 160) dans les niveaux représentatifs de la coupe. Les distributions granulométriques (Fig.161) illustrent bien la texture de ces dépôts.

Le matériel présente un affinement de la texture (ech.5,14,22,2,20,8,10) et un bon classement (ech.22,14,5,2), alors que les autres échantillons sont des sables grossiers mal triés.

Le diagramme de dispersion des médianes (Md) et du coefficient de sorting (SO) montre 5 nuages (Fig.158'1). La distribution des fréquences de SO est bien illustrée par la figure n° 158.a. La classe la

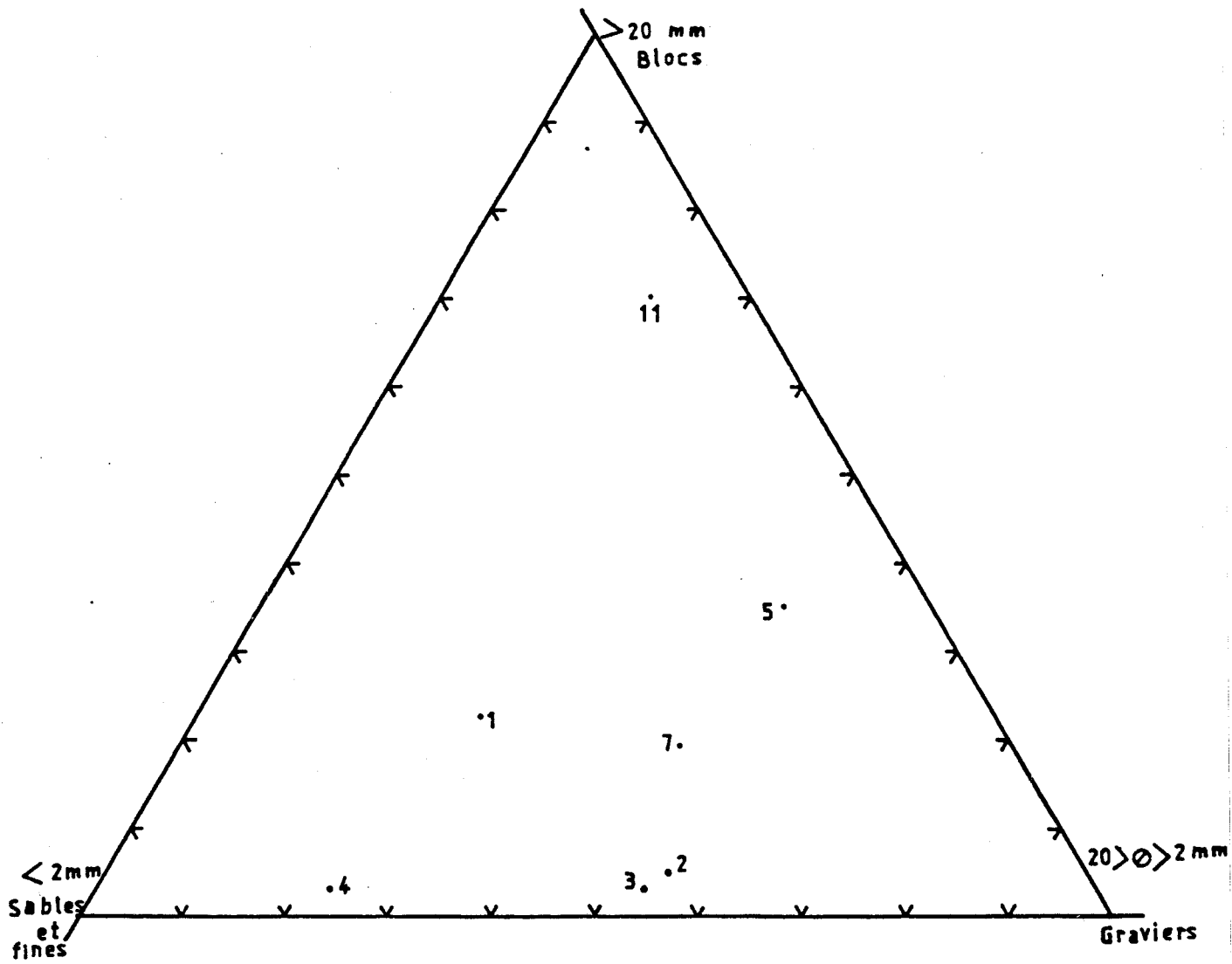
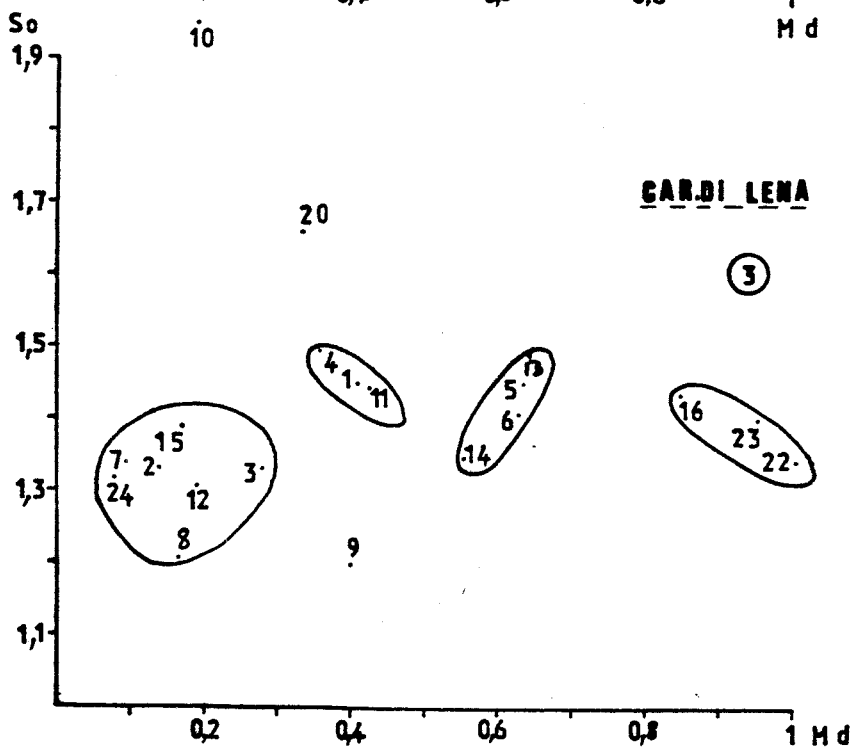
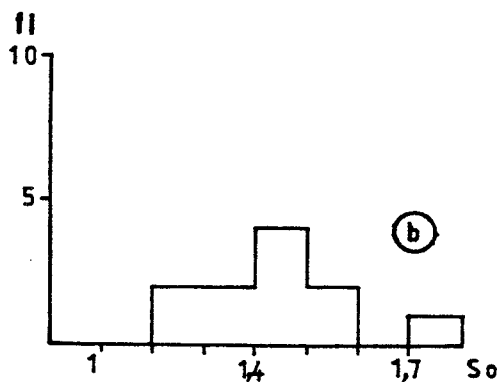
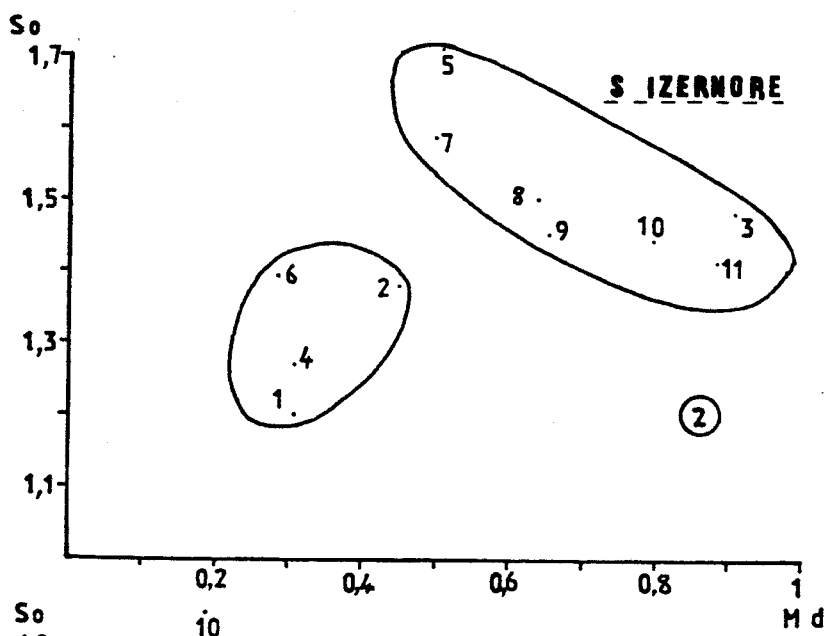
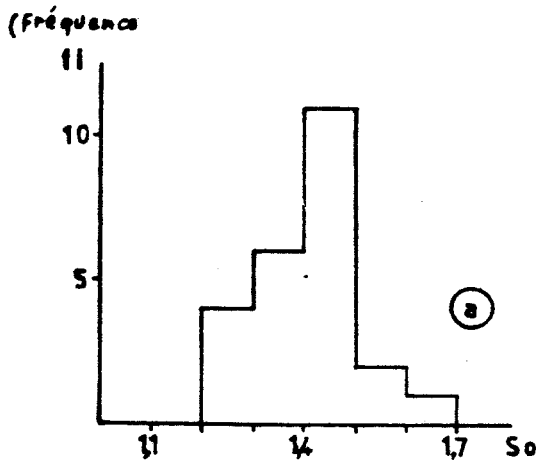
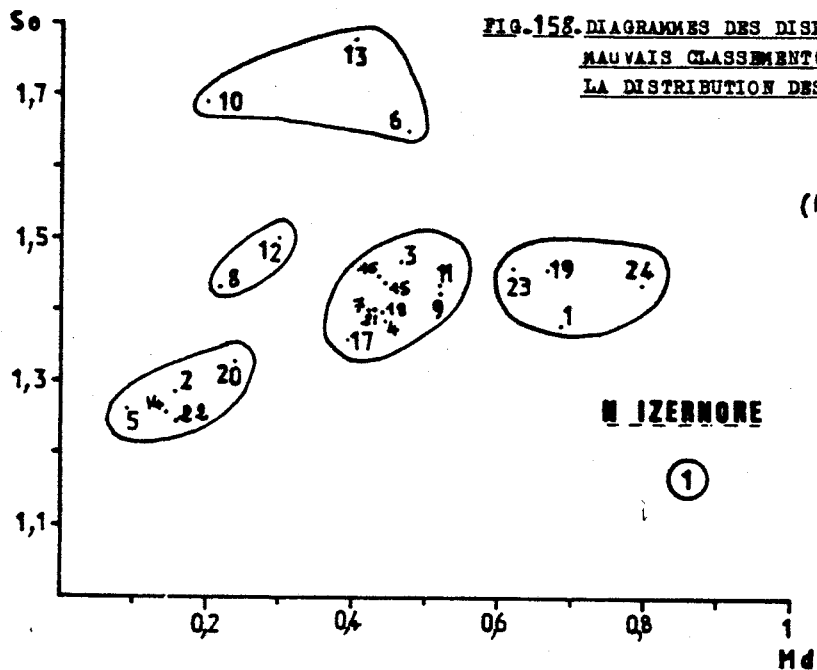


FIG. 157. COUPE AU S D'IZERNORE: REPRESENTATION DE LA GRANULOMETRIE SUR DIAGRAMME TRIANGULAIRE.



n° ech.	Sables 2mm	Gravieres 2mm-20mm	Cailloux 20mm
1	49,48	28,04	22,44
2	40,59	54,96	4,43
3	43,62	53,17	3,2
4	72,54	23,09	4,35
5	14,12	50,76	35,1
7	32,33	48,84	18,94
11	10,00	19,58	70,40

FIG. 158. DIAGRAMMES DES DISPERSIONS DES MEDIANES ET DE L'INDICE DU MAUVAIS CLASSEMENT (So) LES PETITES ILLUSTRATIONS MONTRENT LA DISTRIBUTION DES FREQUENCES DE So.



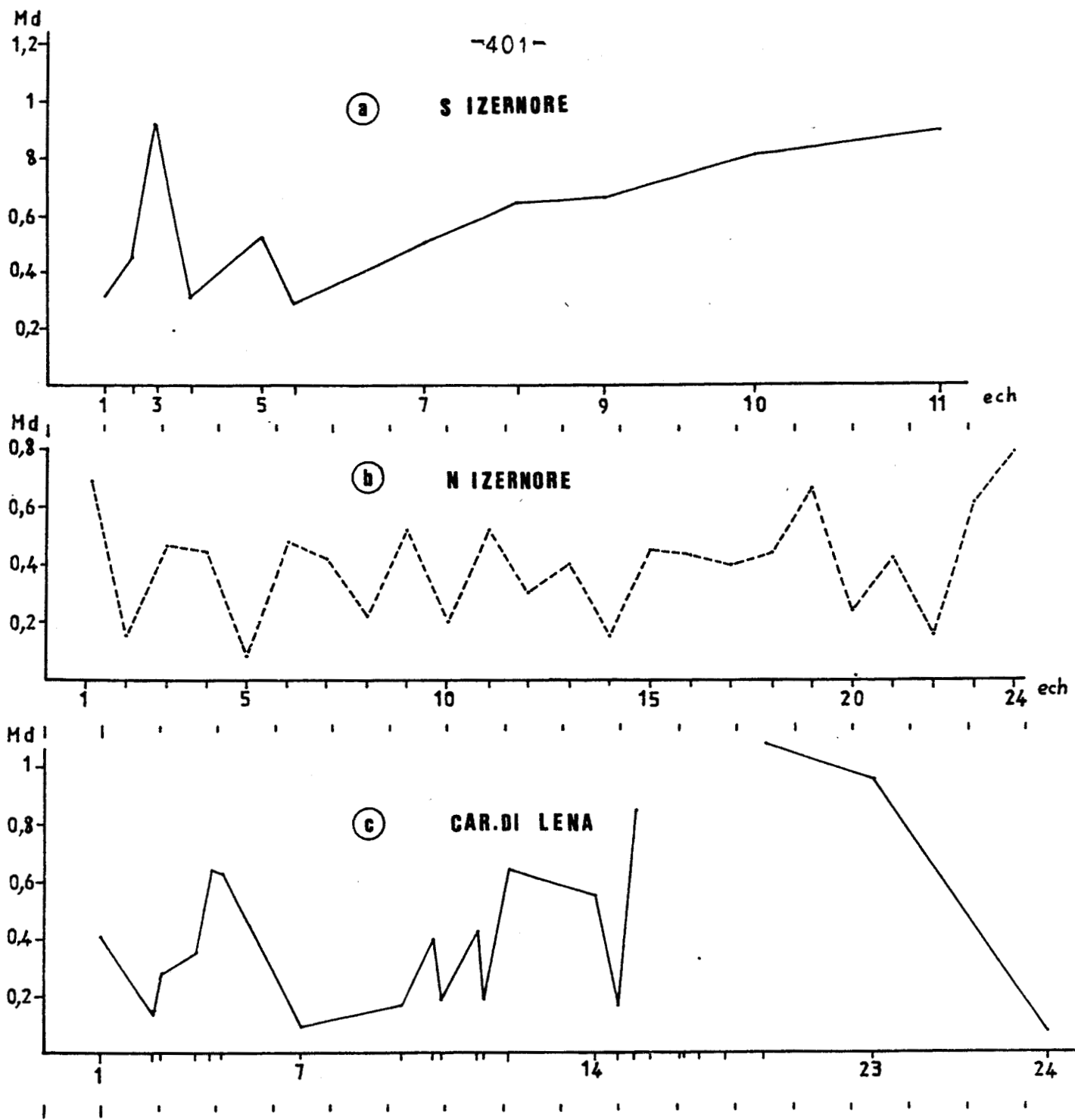


FIG. 159 . VARIATIONS DES MEDIANES DANS LA SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE. L'ESPACE ENTRE LES N° DES ECHANTILLONS EST PROPORTIONNEL A LA DISTANCE ENTRE LEURS POINTS DE PRELEVEMENTS RESPECTIFS.

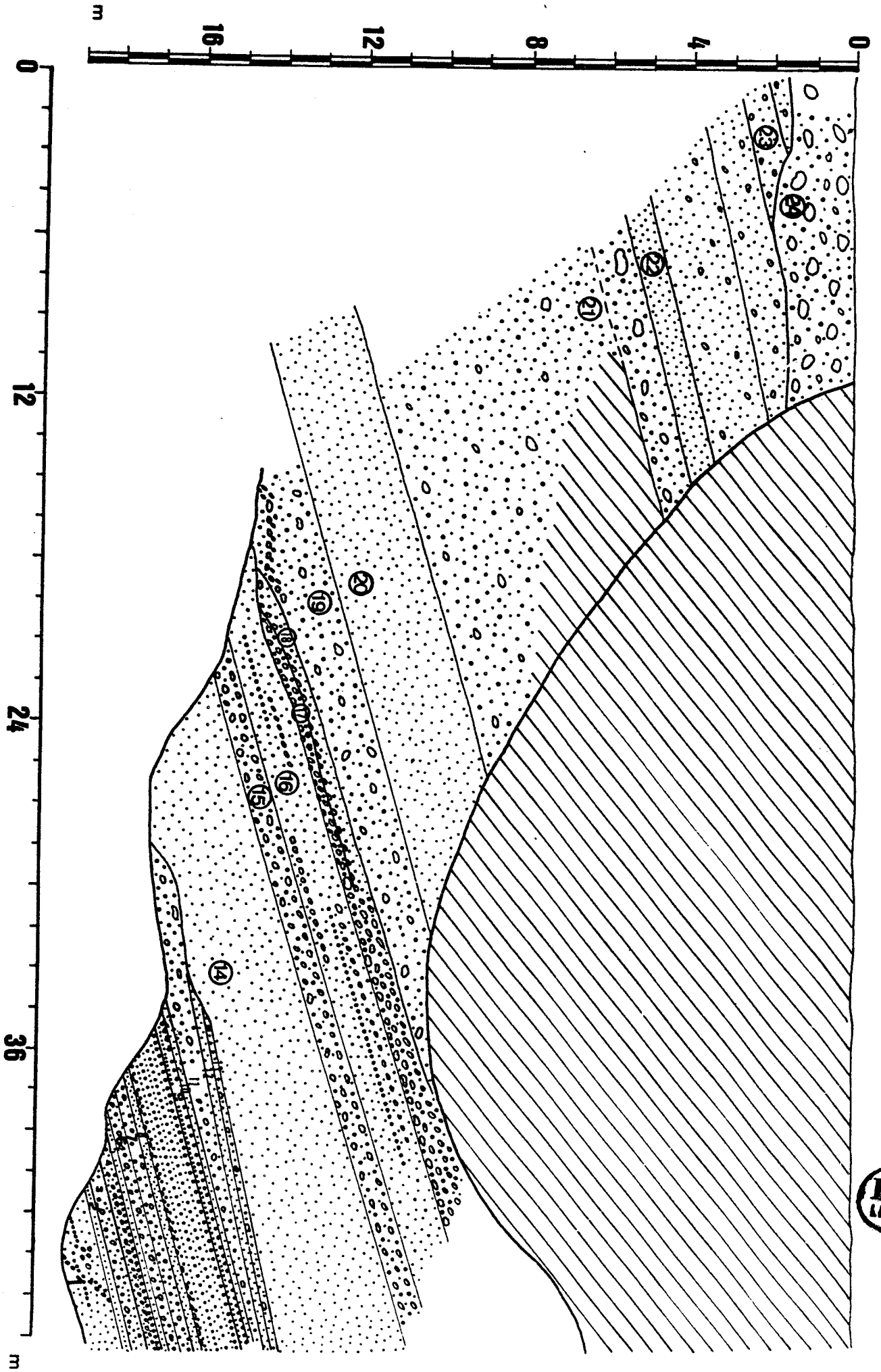
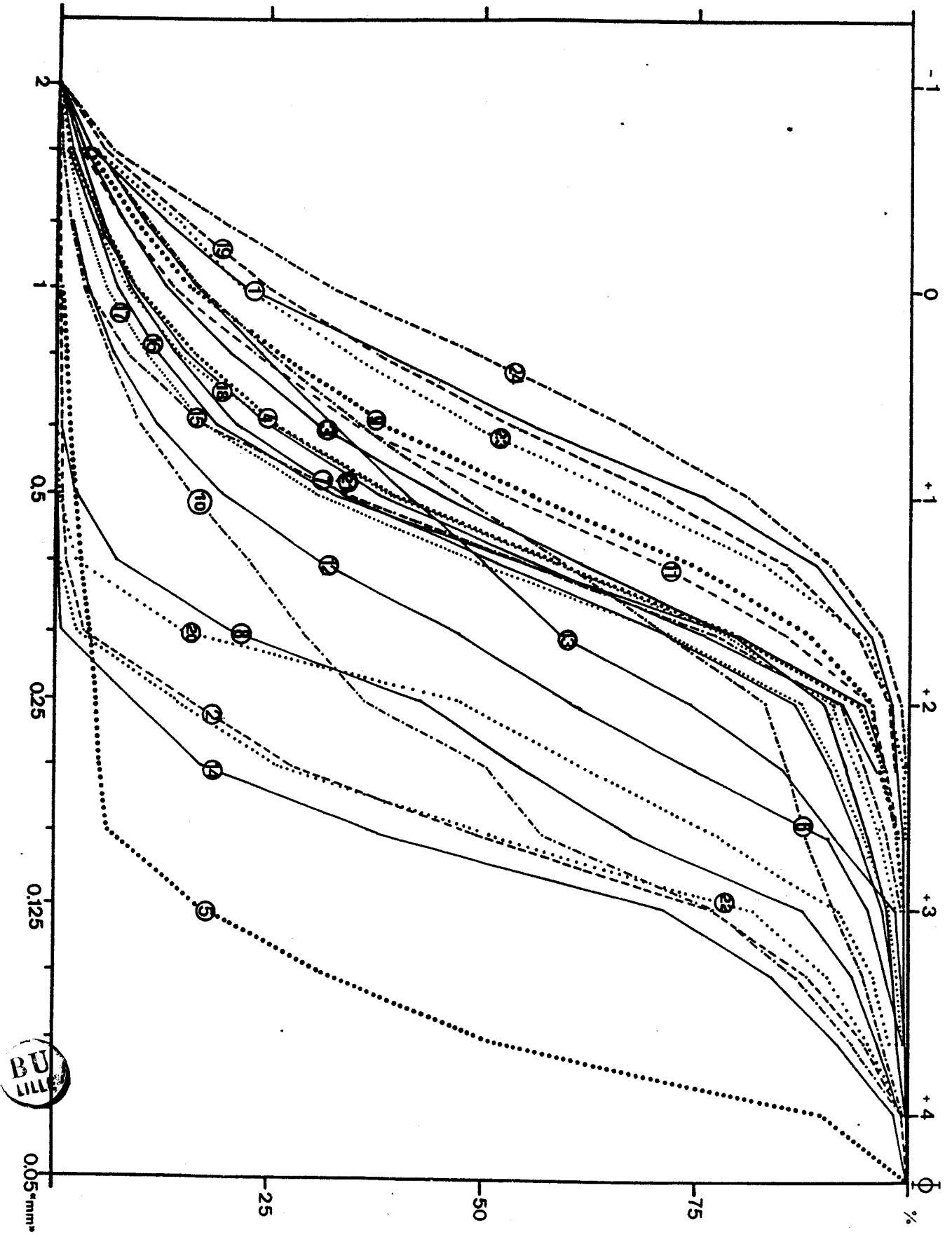


FIG. 160 . . . COUPE SCHEMATIQUE DE LA CARRIERE AU N D'IZERNORE .

FIG. 161. — COUPE AU N D'IZERNORE : COURBES GRANULOMETRIQUES (24 ECH.)



mieux représentée est celle de 1,4-1,5; le lissage de l'histogramme donne une corbe à asymétrie droite.

L'examen de la courbe des variations des médianes (Fig.159.b) montre les points suivants:

- une rythmicité nette plus ou moins régulière.
- cette rythmicité s'interrompt dans les échantillons 15-18.
- Quelques échantillons montrent des variations des médianes dans les différents niveaux de la même couche (granoclassement).

Cette évolution traduit un rapprochement progressif du lac: le matériel grossier diminue rapidement et régulièrement vers l'aval jusqu'à disparition dans la dépression des Condamines de la Belloire-Samognat. Il en est de même pour l'épaisseur du topset bed (plus de 5m au S d'Izernore, - de 2 m au N d'Izernore). Ces aspects sédimentaires (affinement du matériel, diminution de l'épaisseur du topset bed, émoussé plus élevé vers l'aval...) sont ceux d'un cône torrentiel; le matériel hétérométrique et très grossier a été étalé en cône de déjection (cône de Béard) et sélectionné d'après les variations longitudinales du faciès et par des crues intermittentes.

. la carrière DI LENA (Fig.162)

Cette coupe présente les mêmes caractéristiques générales que les deux coupes précédentes à quelques détails près (Fig.163). Le topset bed est plus épais et les ravinements des niveaux bas sont très nets.

Le diagramme de Md à l'encontre de SO présente la dispersion des différents échantillons; on peut définir quatre nuages (Fig.158.3).

Les variations verticales des médianes montrent une certaine rythmicité mais très irrégulière. On voit les aspects granulométriques se destabiliser souvent et brusquement ce qui indique des changements dans les conditions de mise en place. Cette instabilité apparaît à la base (ech.1-7). Après un creux et un rythme net et localisé (ech.8-12) on assiste de nouveau à des variations très nettes et enfin une chute très prononcée qui correspond à un dépôt très fin (limon de fin de crues). (Fig.159.3).

. Morphométrie.

Les analyses morphométriques ont été réalisées dans les trois coupes précédentes. Les valeurs médianes de l'IE varient entre 317 et 327. Le groupement de l'histogramme est très marqué

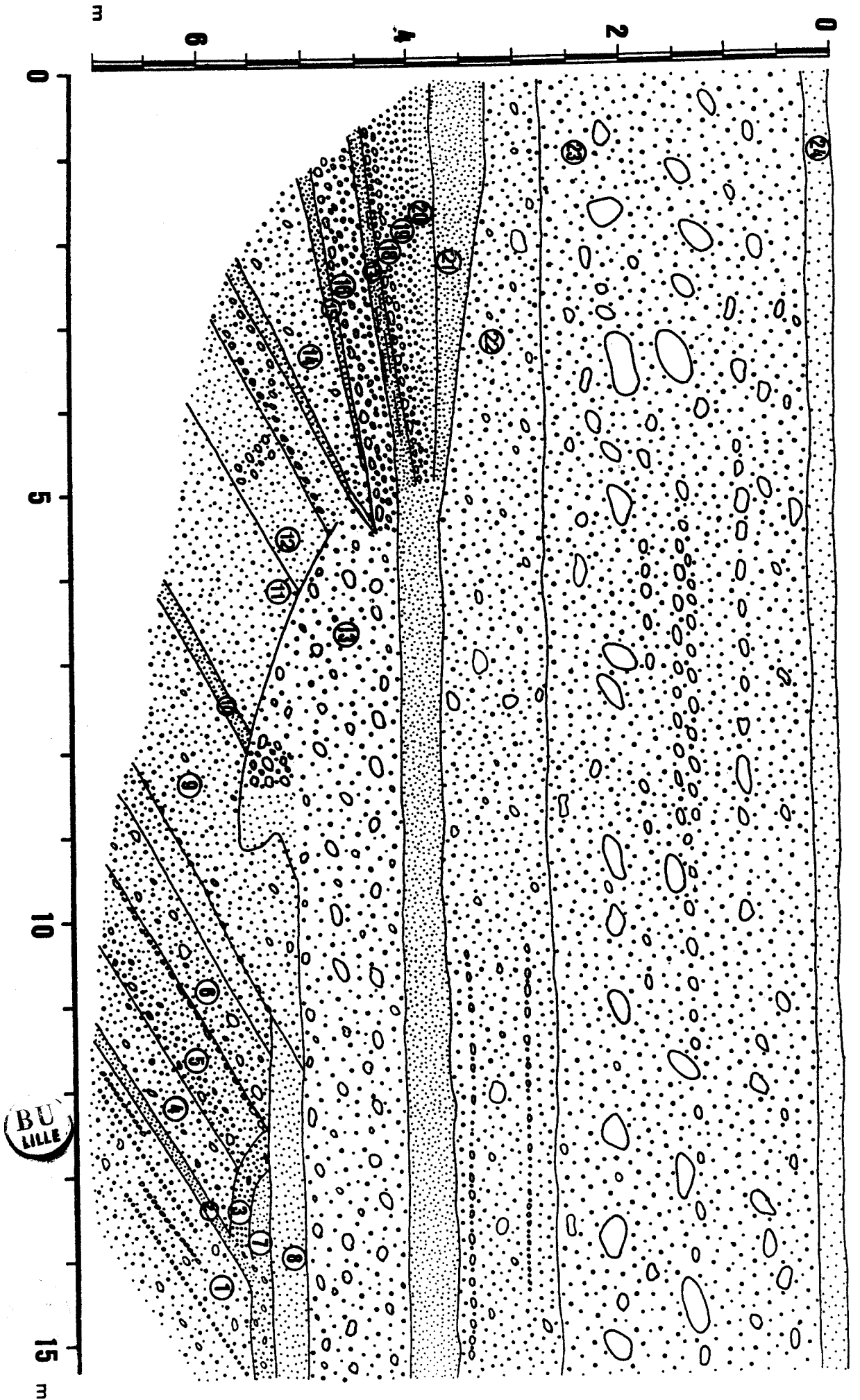
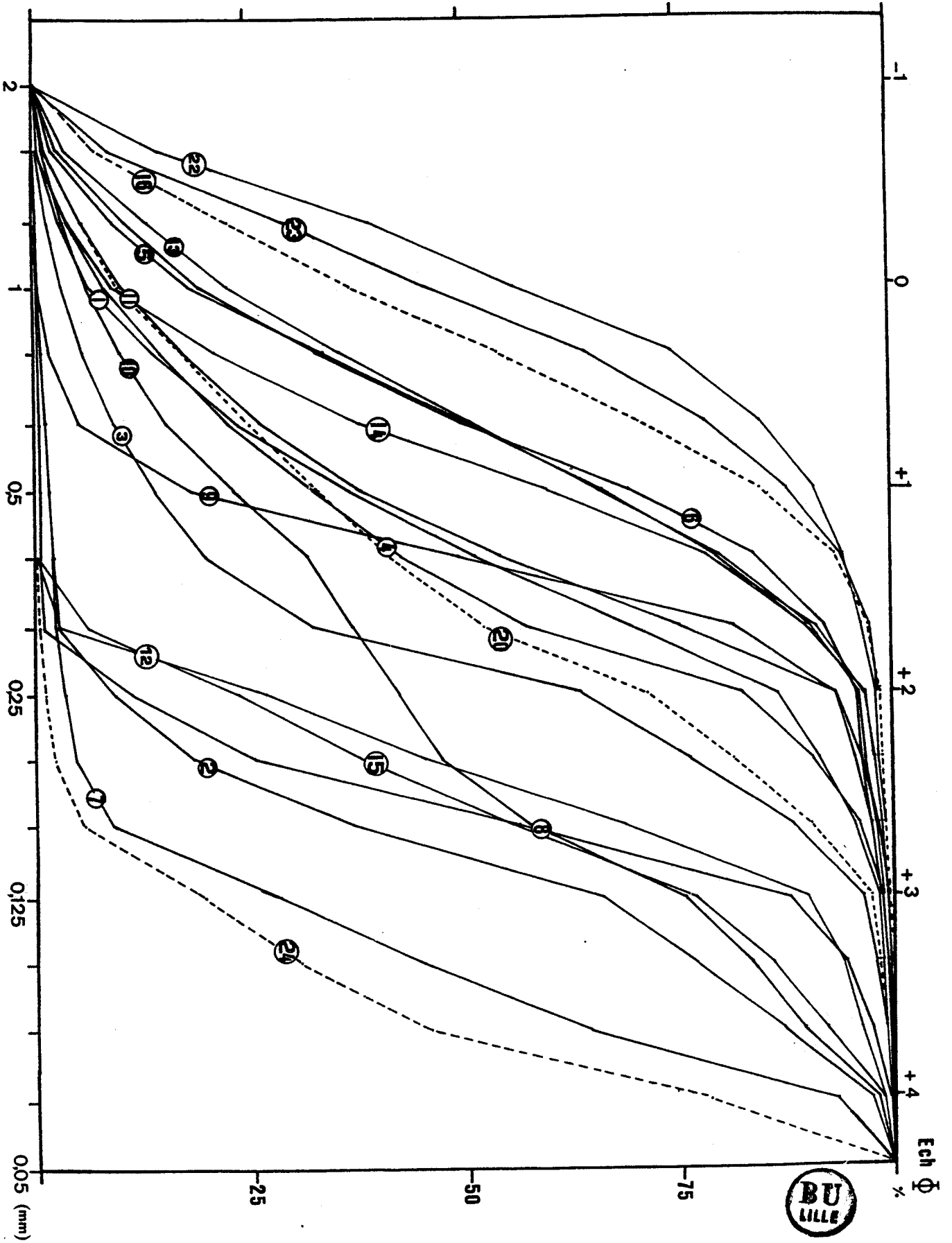


Fig. 162 — COUPE SCHEMATIQUE DE LA CARRIERE DE LENA (DORTAN).

FIG. 163. -- COUPE DE DILENA (DORTAN): COURBES GRANULOMETRIQUES



avec un mode de 300-350 (Fig.149). On constate une certaine homogénéité des trois dépôts étudiés. La valeur médiane de la coupe au N d'Izernore est légèrement supérieure à celle de la coupe au S d'Izernore (327,27 contre 317,24). Ces valeurs sont plus élevées que celles des moraines par exemple (Fig.164).

Les valeurs médianes de l'IA sont comprises entre 1,49 et 1,51. Les histogrammes sont bien groupés. Les peu aplatis ($<1,5$) forment plus de 48% et les très aplatis (>2) seulement 5%.

Les valeurs des indices d'éroulé et d'aplatissement indiquent une forte action des eaux courantes, liée à la fonte des glaciers. Le matériel a été déposé lors d'un stade du retrait glaciaire et a subi un transport important. Il indique sans doute une reprise de dépôts morainiques qui avaient déjà subi une certaine usure.

. Figures sédimentaires.

Les dépôts deltaïques sont des domaines par excellence de figures sédimentaires. Examinons quelques types:

*Les structures entrecroisées.

La coupe de Martignat permet de voir clairement des structures sédimentaires (Fig.165). Entre un niveau supérieur hétérométrique (MA) et un sable bien classé (ech. 9), la coupe fait apparaître une formation à structure entrecroisée et à stratification oblique. Ces structures sont marquées par des passées de sables, de graviers et de silts. Elles résultent des chenaux divagants et sont le plus souvent bien stratifiées et prennent des formes variées (des lentilles inclinées ou ondulées conformes aux chenalizations). Ces chenaux subissent par endroit des apports latéraux qui définissent des microdeltas (ech. 10 et 11) marqués de lentilles de sables grossiers et de sables fins.

Vers le haut de la coupe, un apport grossier beaucoup plus hétérométrique (MA) tronque toute la partie supérieure du matériel fin.

Cette coupe marque le passage entre un dépôt de type fluvioglacière, comme l'indiquent les chenalizations (vers le bas c'est purement lacustre), et un dépôt plus grossier (MA).

Cependant il faut revenir sur certains points:

- genèse des structures entrecroisées (différents mécanismes)
- leur environnement sédimentaire
- rythmicité...

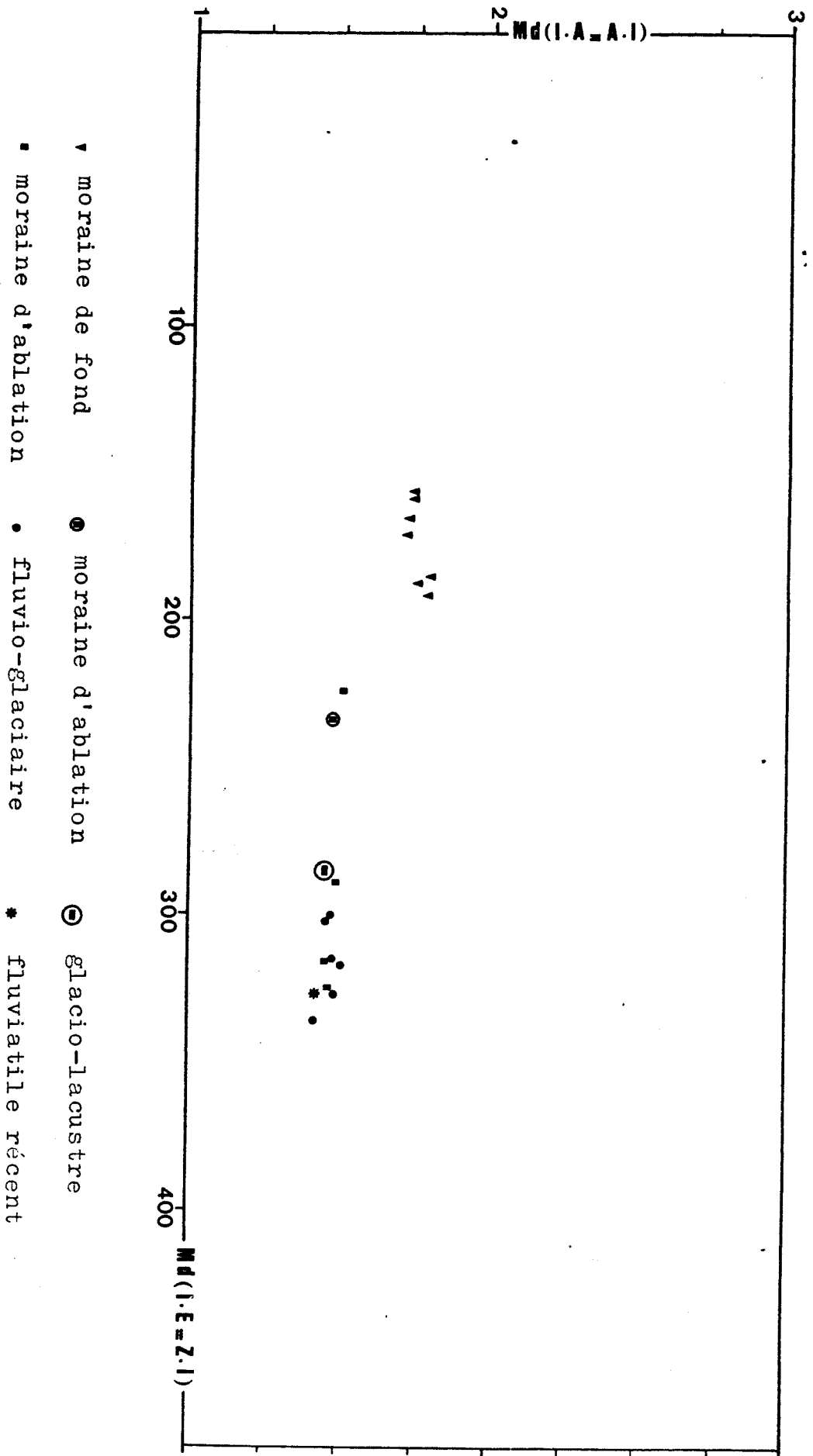


FIG. 164. — RELATIONS ENTRE INDICE D'EMOUSSE (I.E) ET INDICE D'APPLATISSEMENT (I.A)



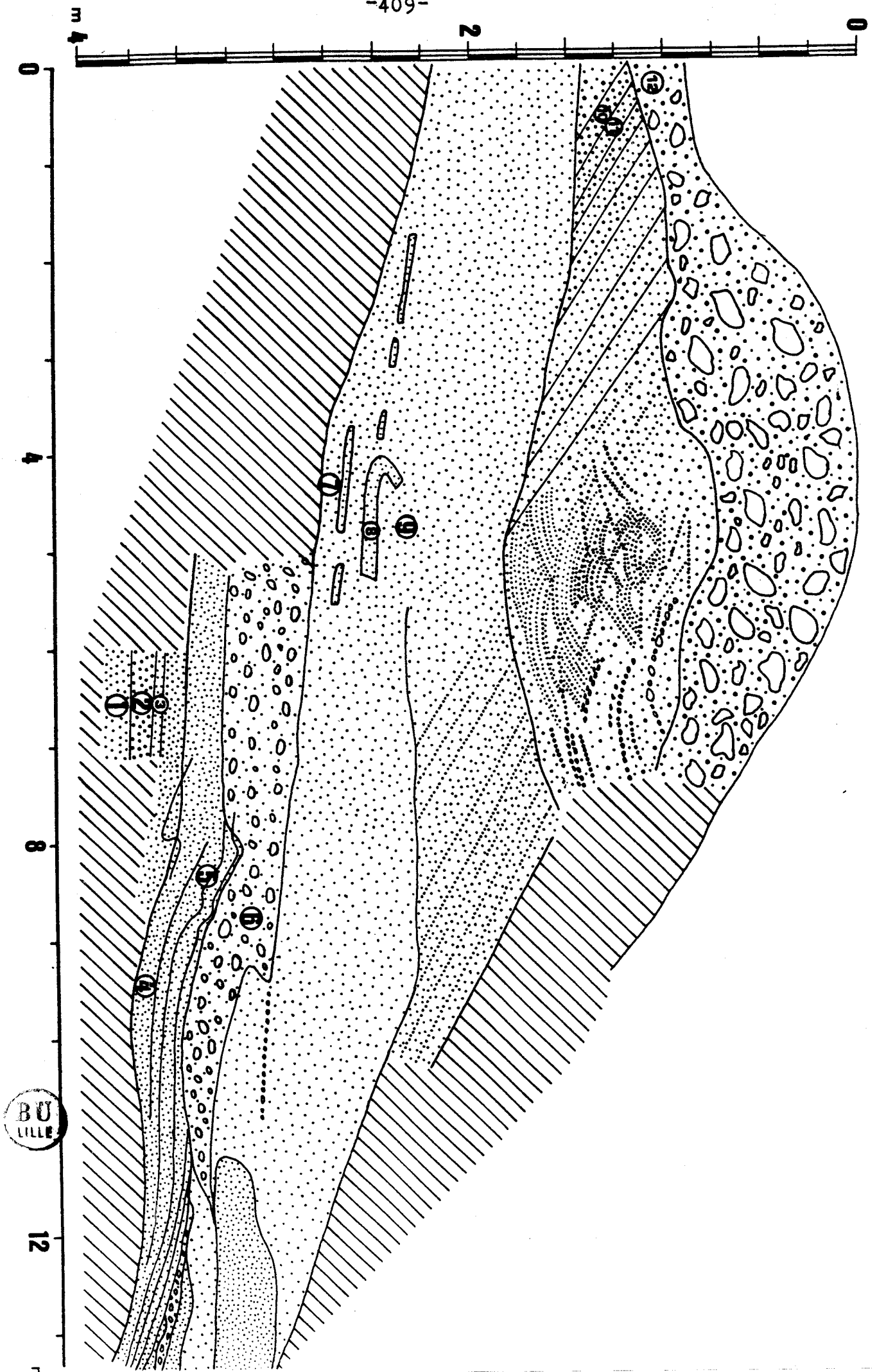


FIG. 165. COUPE SCHEMATIQUE DANS LA CARRIERE DE MARTIGNAT.

Les structures entrecroisées indiquent des fluctuations locales et courtes (F.J.Pettijohn.1957). Leur analyse précise pourrait donner des indications non seulement sur le milieu de sédimentation mais aussi sur les variations à l'intérieur d'un même milieu (E.D. McKee.1957). Ces figures sont dues aux courants et aux mouvements du dépôt sur la divagation des ondulations (arrachement, précipitation des dépôts, dépôt des fins dans la zone des eaux calmes et transport régressif par les tourbillons (H.E.Reineck.1961b).

Un autre mécanisme, souvent suggéré pour les grandes échelles est celui de "delta-building" (C.M.Nevin et D.W.Trainer.1927; E.D. McKee.1957; A.V.Jopling.1963, 1964a et b). Ce mécanisme "d'agradation" présume des changements répétés dans les niveaux des courants en tenant compte des nouveaux bancs à faible profondeur d'être développés à travers les anciens niveaux (J.R.L.Allen.1963b).

Pour A.V.Jopling (1964), la dispersion de la pression (mécanisme de Bagnold 1954) n'a qu'un effet secondaire dans les laminations. L'auteur cite deux facteurs importants:

- transport sélectif dû à la différence de vitesse
- fluctuations à petite échelle

Le matériel fin se dépose dans les foreset bed et au fond du lac (Bottomset bed), le matériel grossier transporté comme des lits de charge s'accumule sur le topset bed.

Le dépouillement du topset bed est lié aux variations du niveau des courants au dessus du front de delta. Un faible attirant du niveau de l'eau écarte les grains du topset, dépose la surcharge sur le haut foreset, et de ce fait déclenche un glissement du matériel (A.V.Jopling.1964b). Les tendances de dépôt des grossiers vers le "toeset" de la lamination est logiquement attribué à la dispersion de la pression. H.E.Reineck(1961b) a essayé de l'expliquer par des courants régressifs dans la base et sur le foreset, au bord de l'ondulation du front deltaïque.

La rythmicité d'unités élémentaires a révélé-comme nous l'avons vu (Fig. 159)- des variations des paramètres granulométriques (Mz) et de la fraction grossière (>2mm). Elle s'explique par les processus de développement de l'unité stratifiée (S.Basumallick.1966). D'autres auteurs ont postulé les périodicités dans les dépôts (W.J.M.Van Der Linder.1963) ou même des types de rythmes dans les courants (G.K.Gilbert.1914). Pour A.V.Jopling(1964b), "les fluctuations à petite échelle de la vitesse sont caractérisées par la turbulence des courants...". Dans les turbulences à grande échelle, il peut y avoir des rythmes des pulsations de la vitesse (G.H.Matthes.1947). Les expériences de Volikanov et Mikhailova (in Jopling.

montrent que les perturbations à grande échelle sont toutes périodiques dans leurs caractères et qu'elles contrôlent les pulsations dans la concentration des sédiments suspendus.

* Figures de charges et restes de couches détruites.

Ces structures sédimentaires sont fréquentes dans les dépôts deltaïques. La coupe de Martignat (Fig.165) en fournit un exemple représentatif. (voir aussi fig.166).

On observe vers la base un niveau de sables fins (ech.4 et 5) affecté de structures convolutées simples. L'axe de déformations est incliné vers l'W. Ce type de structure est dû aux différences de densité du dépôt.

Dans les niveaux 7 et 9 (couche de sables moyens), on observe des niveaux de sables fins (ech.8) qui correspondent à des restes d'une ancienne couche détruite.

Enfin plusieurs autres structures sédimentaires sont visibles dans les dépôts deltaïques d'Izernore, de Di Lena... (rides de courant, des structures en forme de languettes et des rainures...).

- Répartition

C'est dans la plaine d'Izernore, la basse vallée de la Bienne et le bassin d'Oyonnax qu'on a pu voir les meilleurs coupes des dépôts deltaïques.

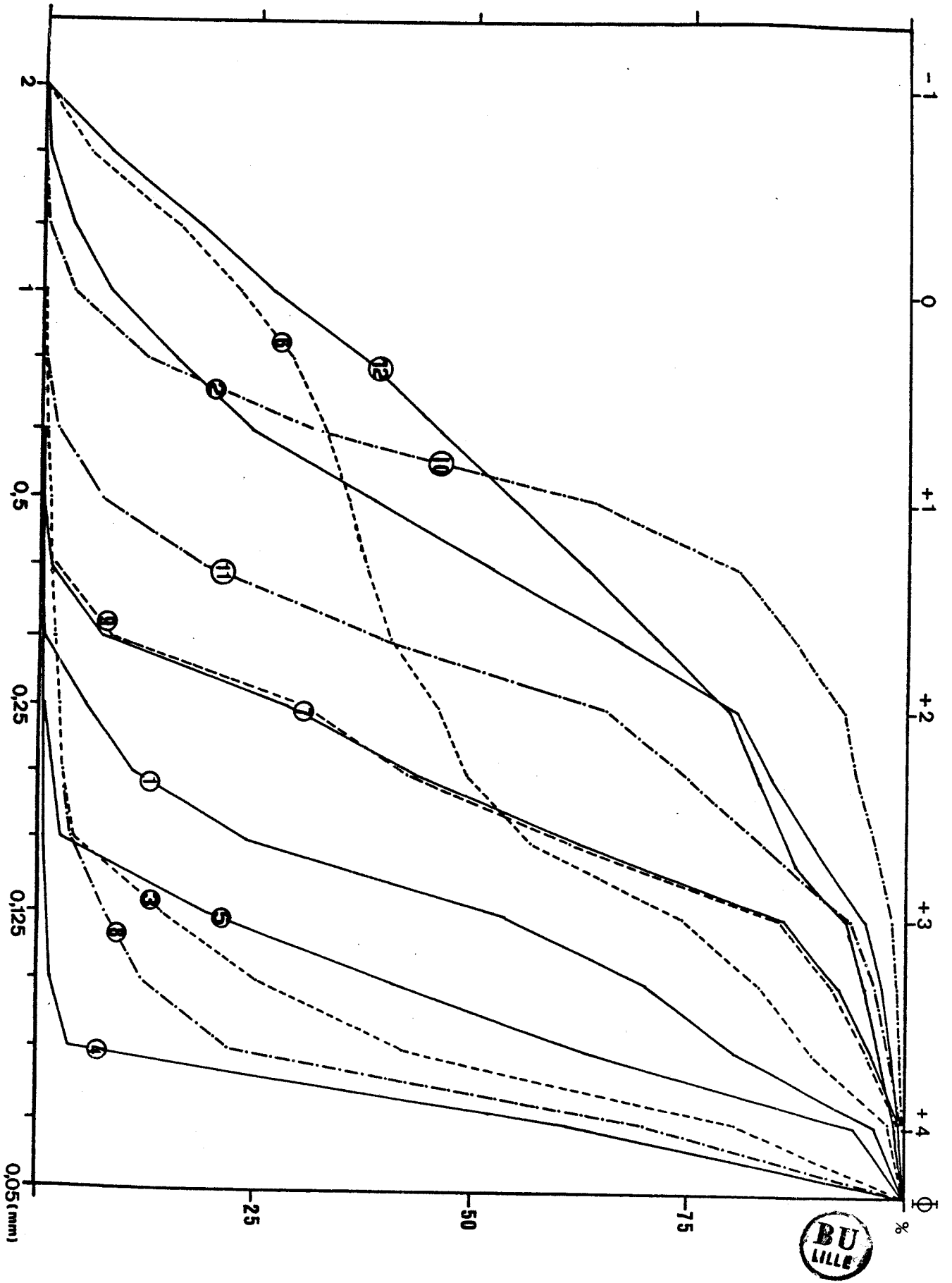
L'identité sédimentologique des faciès des différents dépôts étudiés (coupes d'Izernore, de Di Lena) en fait un témoin de lacs proglaciaires au cours de la dernière extension glaciaire. Dans le val d'Oyonnax, ces dépôts deltaïques sont visibles au SW d'Arbent (berges du Merdanson. R^{au}).

Ces deltas se développent bien au contact du front glaciaire. L'inclinaison des couches (20-35°), les remplissages des dépressions lacustres, les replats lacustres (ex: le replat de Samognat)... sont tous des critères qui permettent d'apprécier la profondeur des lacs et de situer leur tranche d'eau.

* Les dépôts lacustres de fond. (bottomset bed).

Ces dépôts se développent largement en contre bas des dépôts deltaïques. Leurs aspects sédimentologiques attestent des conditions proglaciaires de leur mise en place. Ils sont présents dans plusieurs dépressions (Condamines la Belloire (Samognat), Groissiat-Bellignat, au N d'Oyonnax, à l'W de la cluse...) et sur le versant E du bassin de l'Oignin (Tignat).

FIG. 166. — COUPE DE MARTIGNAT: COURBES GRANULOMETRIQUES (12 ECH.).



La plupart des affleurements que nous avons pu observer ne permettent pas une étude précise de ces dépôts (glissement de terrain, petites tranchées de routes...). Néanmoins nous pouvons en tirer quelques informations:

- disposition régulière en lits à stratification horizontale ou légèrement inclinée.
- texture fine du matériel.
- Quelques graviers et blocs isolés ("drop-stones").

C'est la coupe de Samognat (route vers Royères) qui permet de mieux voir ces indications sur une puissance de quelques décimètres. Les dépôts lacustres sont surmontés d'un dépôt qui a tous les aspects d'un dépôt fluvioglaciaire.

* Granulométrie.

Les courbes granulométriques (Fig. 167) donnent une idée de ces dépôts lacustres:

- La fraction fine ($< 2\text{mm}$) présente plus de 80% (82,03%).
- Les courbes présentent un mauvais classement granulométrique.
- Les argiles présentent une proportion inférieure à 15%.

La teneur en CaCO_3 est toujours supérieure à 80%. Cela s'explique par leur origine: broyage des calcaires et des marnes. Leur compaction s'est opérée postérieurement au dépôt, par circulation dans les capillaires intersticiels.

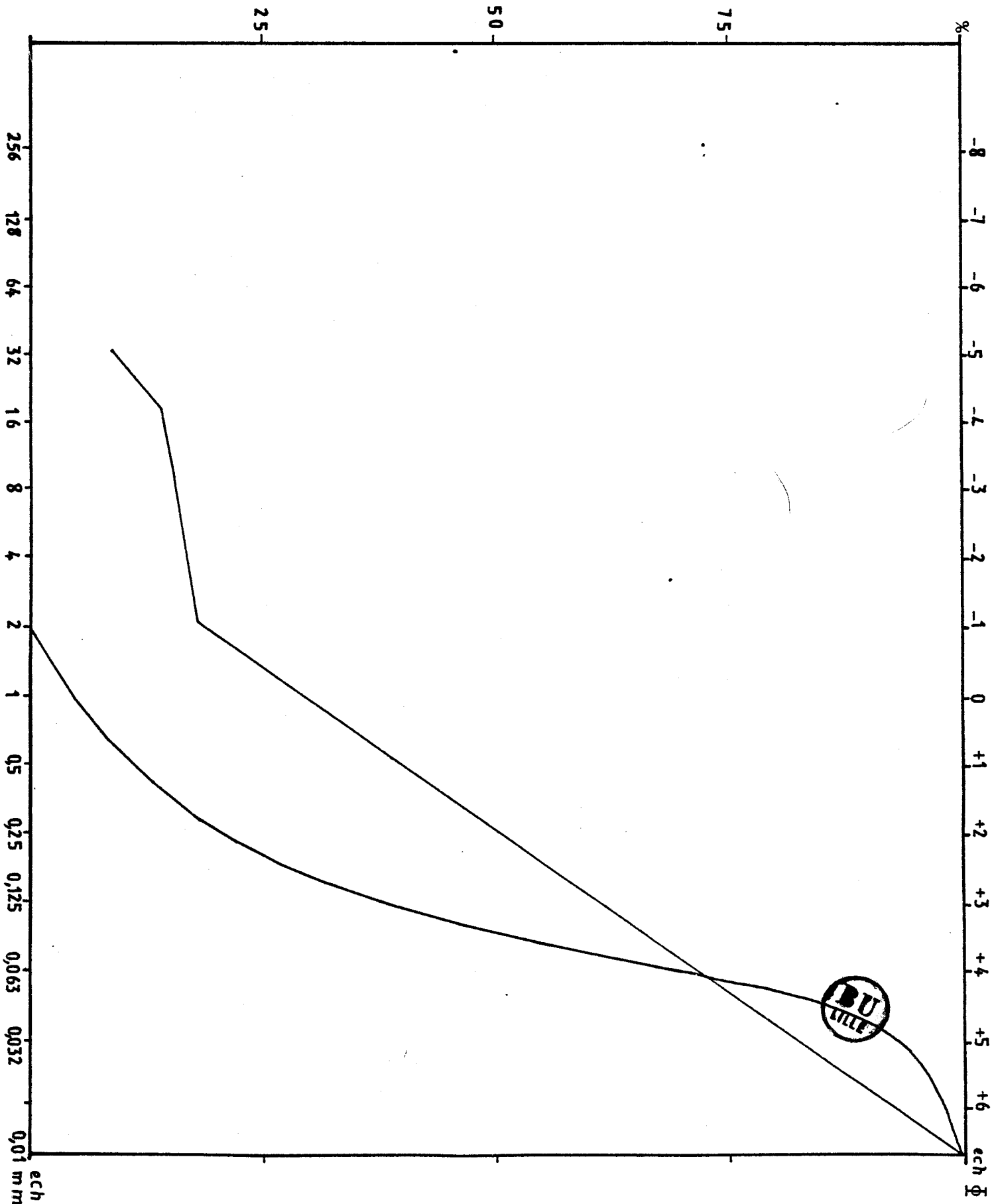
* Figures sédimentaires.

Les dépôts lacustres présentent des structures sédimentaires variées:

- Les structures convolutées (enfouissement de niveaux grossiers dans des niveaux plus fins) résultent des différences de densité (J.F. Pettijohn et P.E. Potter. 1964; A. Parriaux. 1978; M. Campy. 1982). Elles sont considérées comme contemporaines ou pénécotemporaines de la sédimentation (A. Parriaux. 1978, M. Campy. 1982).
- Les glissements en masse ("slump", "slide").

Aucune coupe n'a montré ce type de structure, pourtant fréquemment cité dans les manuels. Pour plus de précision voir M. Campy. 1982.

FIG. 166. bis DEPOTS LACUSTRES DE FOND (SAMOGNAT); COURBES GRANULOMETRIQUES.





III.3.3. Corrélation et interprétation.

Sur la base des critères sédimentologiques et morphologiques, nous avons pu distinguer plusieurs unités lithologiques à partir desquelles il est possible de reconstituer les contextes morphoclimatiques et d'établir des relations entre ces différentes unités:

- Moraines (de fond, d'ablation).
- Dépôts fluvioglaciaires.
- Dépôts lacustres.

Dans la vallée de l'Oignin, la plaine d'Izernore relaie vers l'amont la moraine terminale de Nurieux. Une coupe montre un dépôt hétérométrique et des niveaux mieux triés, légèrement inclinés vers l'aval. Vers le N, aucune coupe n'a permis de voir le contact avec les dépôts varvés. La coupe au N d'Izernore (Fig. 160) présente un affinement de matériel et une diminution de l'épaisseur du topset bed et de l'inclinaison des foreset bed.

- Le contact moraine d'ablation/moraine de fond apparaît nettement au SE de Béard (Fig. 135). La moraine terminale de Nurieux recouvre probablement une moraine de fond(?). Toujours dans la moraine terminale de Nurieux, une coupe montre un dépôt hétérométrique et des niveaux mieux triés, légèrement inclinés vers l'aval (contact moraine d'ablation/delta proglaciaire). Ce type de contact est visible aussi dans la moraine terminale de Montréal.

Les deltas offrent des talus de progradation (foreset bed) et des couches sommitales (topset bed). Le contact entre les deux niveaux se fait le plus souvent par discordance ou par ravivement. Les facteurs qui définissent les structures laminées dans les niveaux inclinés de foreset bed ont été bien étudiés par A.V Jopling (1964a): modèle des courants et des mouvements des sédiments.

Dans la plaine d'Izernore, aucune coupe, vers le N, n'a permis de voir le contact des dépôts deltaïques avec les dépôts de fond (bottomset beds). La coupe au N d'Izernore présente un affinement du matériel et une diminution de l'épaisseur du topset bed et de l'inclinaison des foreset bed. Comme l'avait montré M. Campy (1982), ce contact se fait progressivement par passage graduel à l'horizontale des couches et acquisition de la structure varvée. Les blocs et graviers dans les dépôts lacustres sont dus à des radeaux de glace flottant à la surface du lac.

Ce complexe sédimentaire est parfaitement visible dans la vallée de l'Oignin, mais il existe aussi, avec quelques nuances, dans la vallée de l'Ange au N d'Oyonnax, dans la basse vallée de la Bienne... Ces nuances sont liées au cadre topographique et structural du lac, à sa profondeur, à sa période d'existence plus ou moins brève, à la proximité du front glaciaire... On trouve là aussi (vallée de l'Oignin) le modèle sédimentaire de la marge glacio-lacustre établi par M. Campy (1982). (Voir aussi L. Clayton et S.R. Moran. 1974; E.A. Christiansen et S.H. Whitaker. 1976; N. Eyles et R.M. Slatt. 1977).

III.4. Reconstitution paléogéographique.

Après l'étude des différents dépôts (répartition et étude sédimentologique) nous allons tenter de reconstituer le contexte (ou plutôt les contextes) de mise en place des différentes unités lithologiques et morphologiques. Nous examinerons:

- une reconstitution paléogéographique du maximum glaciaire
- les étapes de la récession glaciaire.

III.4. 1. Le maximum glaciaire.

Glaciers des vallées pour les uns, calotte glaciaires pour les autres, il est bien difficile de dégager la "personnalité" des glaciers dans la région d'Oyonnax. Ce sont ces deux hypothèses qui nous ont préoccupé tout au long de cette étude concernant les dépôts quaternaires. Encore faut-il ajouter la situation du secteur d'Oyonnax au contact de l'extension méridionale du glacier du Rhône.

La répartition des moraines en chicane, à des altitudes élevées et sous forme de minces placages (Fig. 130, 131) montrent qu'une calotte glaciaire autochtone a certainement existé dans le secteur d'Oyonnax au cours de la dernière phase glaciaire. Les vallées et les percées (cluses ou demi-cluses) principales ont été des vecteurs empruntés par les langues glaciaires. La pénétration d'une langue glaciaire d'origine alpine par la cluse de Nantua est prouvée par les moraines terminales au débouché de la cluse de Nantua, par des cailloux d'origine alpine et enfin par la morphologie de la cluse de Nantua.

- Paléogéographie du secteur d'Oyonnax.

Nous allons examiner en détail l'évolution du secteur d'Oyonnax et essayer d'en donner une image dans le cadre des données dont nous disposons sur la marge glaciaire NW du Jura (M. Campy. 1982, 1985).

Une calotte jurassienne occupe tout le secteur au N de la cluse. Cette calotte s'individualise, sur son bord, en langues guidées par la morphologie. On peut distinguer du N au S:

- La langue glaciaire de l'Ain. Alimentée par la Haute Chaîne (région de S^t Claude-Morez), elle d'écoule par la vallée de l'Ain. Il semble que ce soit elle qui ait formé barrage aux lacs de la Valouse et de l'Oignin.

- La langue glaciaire de la Bienne est fortement alimentée par la Haute chaîne; elle emprunte la vallée de la Bienne et avance au S de Dortan (mise en place de la moraine bordière au N d'Oyonnax) et peut être même jusqu'à Bellignat (?). Elle semble avoir un diverticule qui a mis en place la moraine terminale de Viry. Cette langue débouche directement dans le lac de Viry sans intermédiaire deltaïque.

- La langue glaciaire de Nantua. Son rôle de vecteur glaciaire et sédimentaire est d'une grande importance. Elle emprunte la cluse de Nantua s.l et se déverse dans le lac de l'Oignin où elle édifie un vaste cône glaciolacustre. C'est au front de cette langue qu'ont été mises en place les moraines terminales de Nurieux, Montréal, Saint Martin du Frêne. Les cailloux alpins (dans la plaine d'Izernore, dans les moraines de Nurieux et de Charix, au Burlandier...) attestent de l'origine alpine de cette langue. Cette langue déborde la cluse de Nantua et emprunte les bassins de Charix, de la Semine (?). La répartition des moraines dans le secteur de Lalleyriat-le Poizat-les granges du Poizat... laisse penser à une autre diffluence de la langue principale. Les anciens auteurs ont déjà signalé des dépôts alpins dans ce secteur.

La glace alimentant la langue de Nantua est issue du glacier du Rhône.

Le triple vallum morainique au débouché de la cluse correspond à un stade de stationnement glaciaire. Au maximum la langue dépassait la place actuelle des vallums morainiques. Ce stade maximum correspond peut être à l'esker fluvio-glaciaire au N d'Izernore (voir P. 324). On se demande si cette langue n'avait pas emprunté le val d'Oyonnax (J. Tricart (1961, 1965) pense à une avancée jusqu'à Oyonnax) mais jusqu'où? L'étude systématique des empreintes glaciaires au NW de Groissiat et de Nerciati a mis en lumière un sens de l'écoulement glaciaire vers le SW.

Alimentation de la calotte.

Le niveau des neiges persistantes au cours de la dernière glaciation dans la Jura a suscité d'innombrables estimations. Il y a autant d'estimations qu'il y a d'auteurs (F. Machacek 1901: 1000-1100m; A. Penck et E. Bruckner. 1909: 1200m; J. Favre. 1924: 1000m ; C. Muhlethaler. 1932: 1050 à 1150m; J. Tricart. 1954: 1100m; F. Nussbaum et F. Gygax. 1960: 950m à 1000m; A. Jackli. 1962: 1200-1300m...). F. Bourdier (1961) pense que ce niveau a dû être plus bas pour expliquer

L'origine des énormes glaciers de la combe d'Ain.

Deux éléments ont bien déterminé l'existence des glaciers et leur importance: Ce sont l'altitude et la topographie.

On peut s'étonner qu'une masse glaciaire ait pu se développer dans une chaîne à altitude médiocre. C'est plutôt la topographie qui a joué un rôle primordial.

- Le Jura présente des dépressions fermées ou mal drainées dans lesquelles la glace s'est accumulée puis les a remplies complètement jusqu'à ce que l'écoulement transversal devint possible. Elles ont servi de réservoirs principaux à la glace.

- Une nappe glaciaire s'est installée à plus de 1200-1300m et a amélioré les conditions d'alimentation (autocatalyse de D.Aubert. 1965.P.568).

- Lorsque les altitudes élevées ont été couvertes, une calotte glaciaire a pu fonctionner. C'est la vallée de Joux (Jura interne) qui présentait le "foyer du mouvement centrifuge" de la glace. (D.Aubert. 1965). Il en est de même pour les dépressions de Mouthe-S^t-Point et de Saint Laurent-L'Abbaye qui ont servi de réservoirs aux glaces (M. Campy. 1982).

L'altitude de la calotte a été estimée par Aubert à 2000m à partir de la répartition des blocs crétacés à des altitudes élevées (Le Mont-Tendre).

- Enfin il faut rappeler que le Jura est une montagne fortement arrosée (cf. Chap. Climat).

III.4.2 les phases de retrait glaciaire.




(pour plus de précisions, voir M. Campy 1982, 1985)

La répartition des unités lithologiques a fait apparaître la nécessité d'une reconstitution des étapes de retrait glaciaire. On peut distinguer:

- Première phase de retrait: c'est une phase de stabilisation majeure ayant édifié de puissantes moraines terminales très nettes en morphologie. (fig. 167).

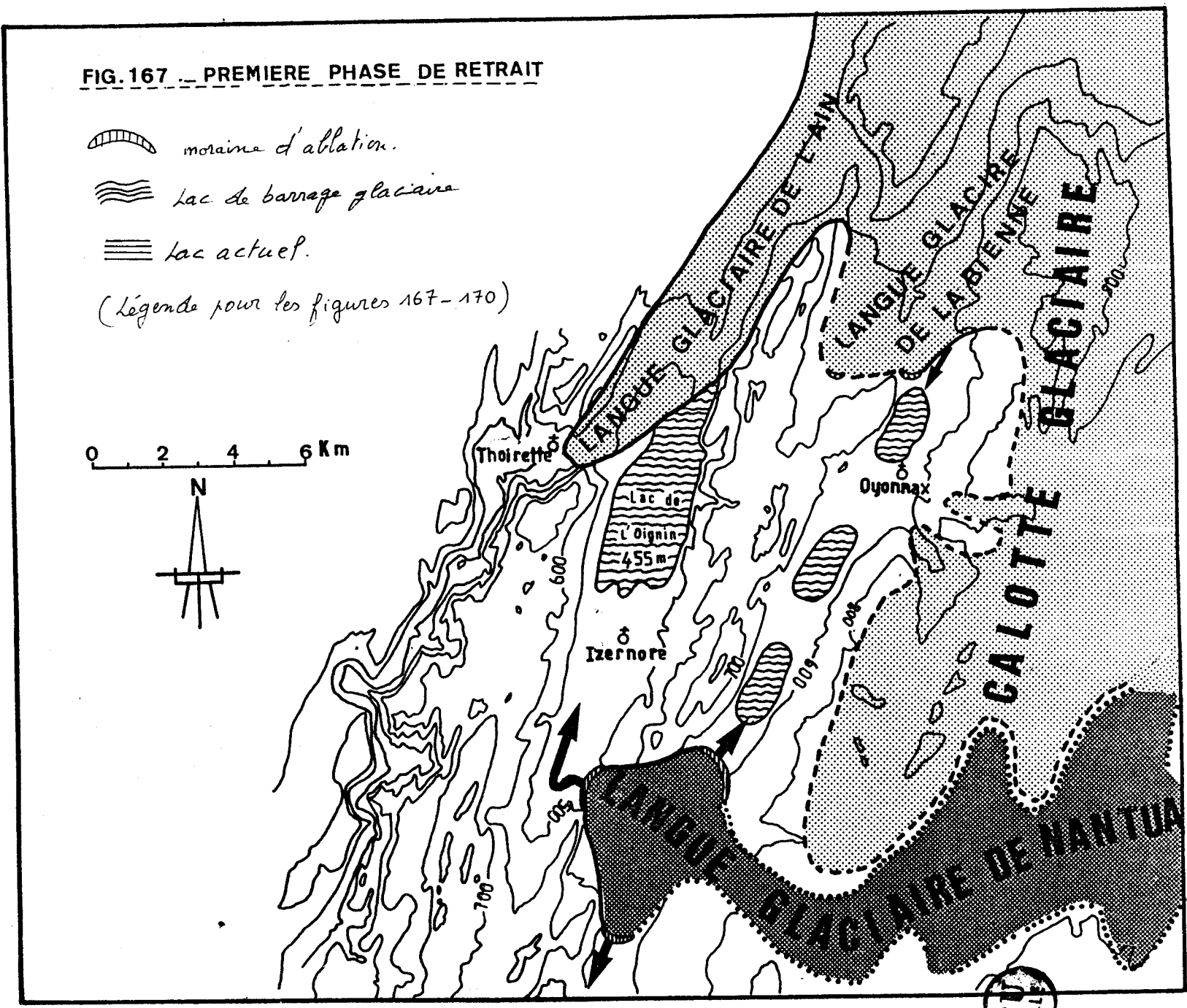
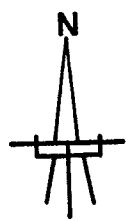
. La langue glaciaire de l'Ain se situe à proximité de Thoirrette (moraine de Thoirrette) et constitue un barrage à l'Oignin. Le niveau du lac était à 455m (niveau de Samognat. Ce niveau lacustre est emboîté dans un autre niveau supérieur de 560m (niveau de Tignat) qui correspond au maximum glaciaire.

FIG. 167 -- PREMIERE PHASE DE RETRAIT

-  moraine d'ablation.
-  lac de barrage glaciaire
-  lac actuel.

(Légende pour les figures 167-170)

0 2 4 6 Km



. la langue glaciaire de la Bienne se situe au N d'Oyonnax, la butte morainique de 554m est contemporaine de ce stade.

. Au débouché de la cluse de Nantua, les moraines terminales de Nurieux, de Montréal et de Saint-Martin du Frêne illustrent très bien ce stade.

Pendant ce stade les chaînes des Berthians et des Joux blanches sont dégagées de la glace.

Ce stade semble durer plus longtemps compte tenu de la puissance des moraines qui se sont alors accumulées. La subdivision de la langue de Nantua en langues mieux individualisées enserrées dans les principales dépressions indique une masse glaciaire moins importante.

- deuxième phase de retrait. (fig. 168).

La calotte glaciaire continue à se retirer.

. La langue de l'Ain est à l'amont du confluent de l'Oignin qui a permis la vidange du lac de l'Oignin.

. La langue de la Bienne est encore présente et se retire très lentement vu sa position à l'intérieur de la chaîne.

. Une langue glaciaire étroite persiste dans le val de Viry et a édifié la moraine terminale au S de Viry.

. La langue de Nantua est légèrement en retrait.

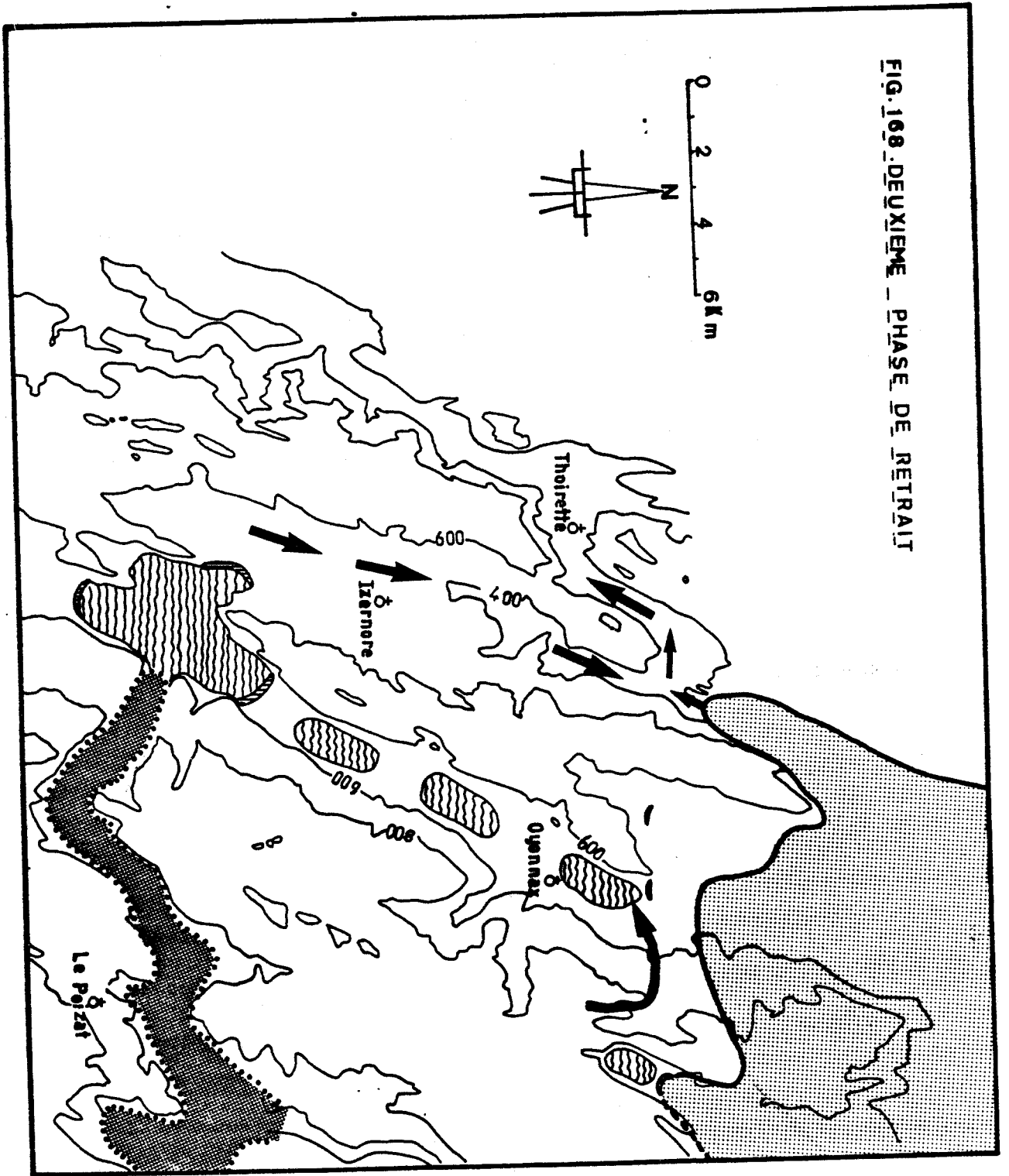
Les moraines édifiées précédemment encadrent une grande dépression intramorainique. Cette dépression était occupée par un petit lac de barrage glaciaire dans lequel se sont accumulés des dépôts deltaïques (stade de Brion). La vidange du lac s'est faite sans doute de la gorge de Béard.

- Troisième phase de retrait. (Fig. 169).

Pendant cette phase, la calotte glaciaire a dû se morceler et il n'en reste que des calottes secondaires dans les dépressions les plus internes du Jura (dépression de Mouthe-Saint Point, dépression de la Bienne et de Saint Laurent, dépression de Joux).

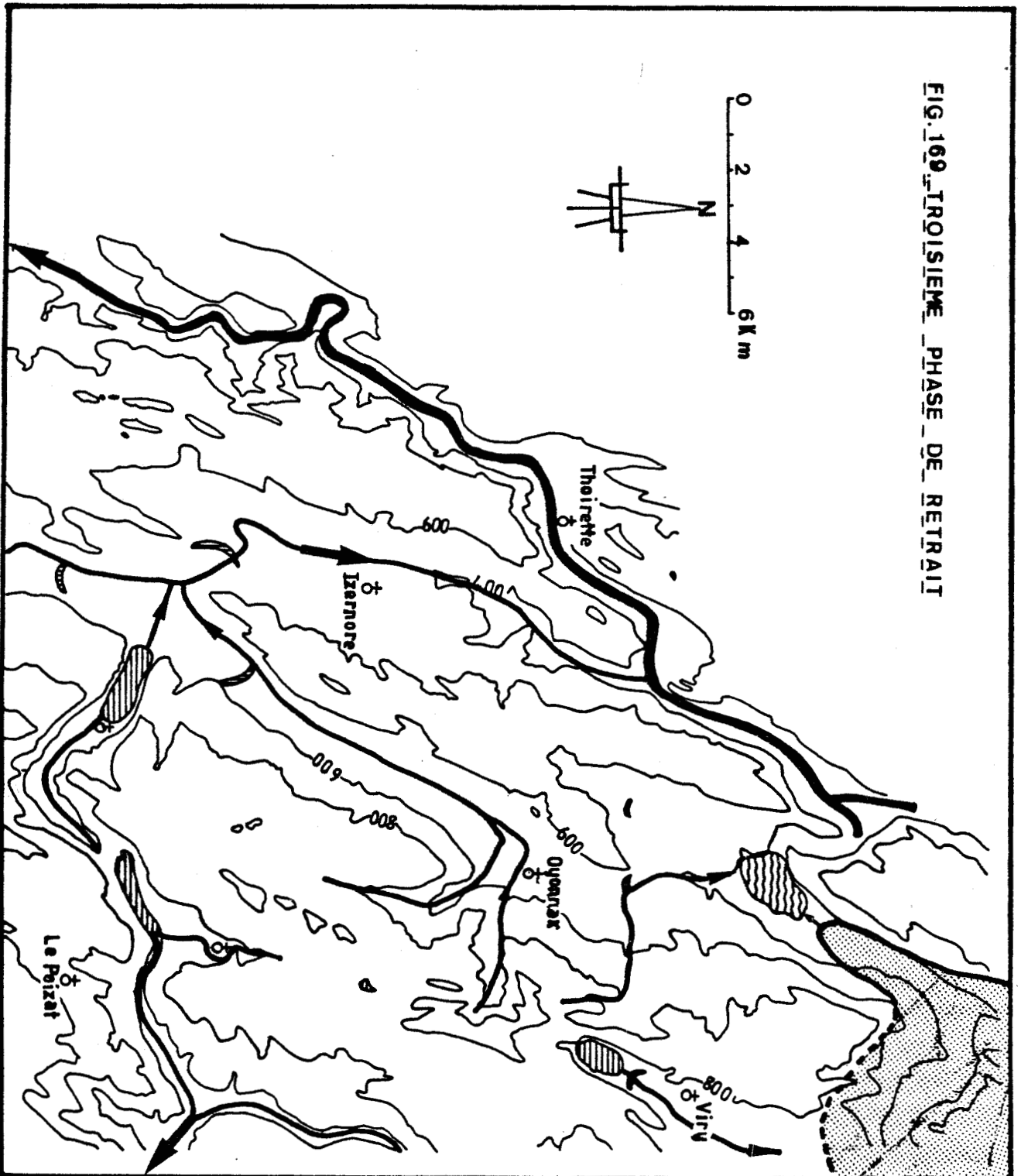
Seule la langue de la Bienne (auparavant langue de l'Ain) continue à fonctionner et à se retirer progressivement, elle se situe aux environs de Lavancia-Epercy. C'est probablement au cours de cette phase, qu'un petit lac s'est installé à proximité de Dortan comme l'indiquent les dépôts deltaïques de Di Lena. Ce lac a peut être été barré par un culot de glace morte occupant la cluse de

FIG. 168. DEUXIÈME PHASE DE RETRAIT



BU
LILLE

FIG. 169. TROISIEME PHASE DE RETRAIT



Dortan-Chancia. Les moraines qui apparaissent dans les vallées de la Bienne et de l'Ain (au moins dans le secteur étudié) forment une sorte de trainée mais aucune d'elles ne constitue une moraine frontale proprement dite.

Au cours de ce stade, les principaux chaînons (chaîne d'Aprémont et le plateau d'Echallon-Belleydoux), surtout leurs parties méridionales, sont libérés de glace.

- Quatrième phase de retrait (le secteur d'Oyonnax est libéré de glace). Les calottes secondaires et les langues glaciaires se retirent progressivement; la langue de la Bienne se situe à proximité de Molinges. (Fig. 170).

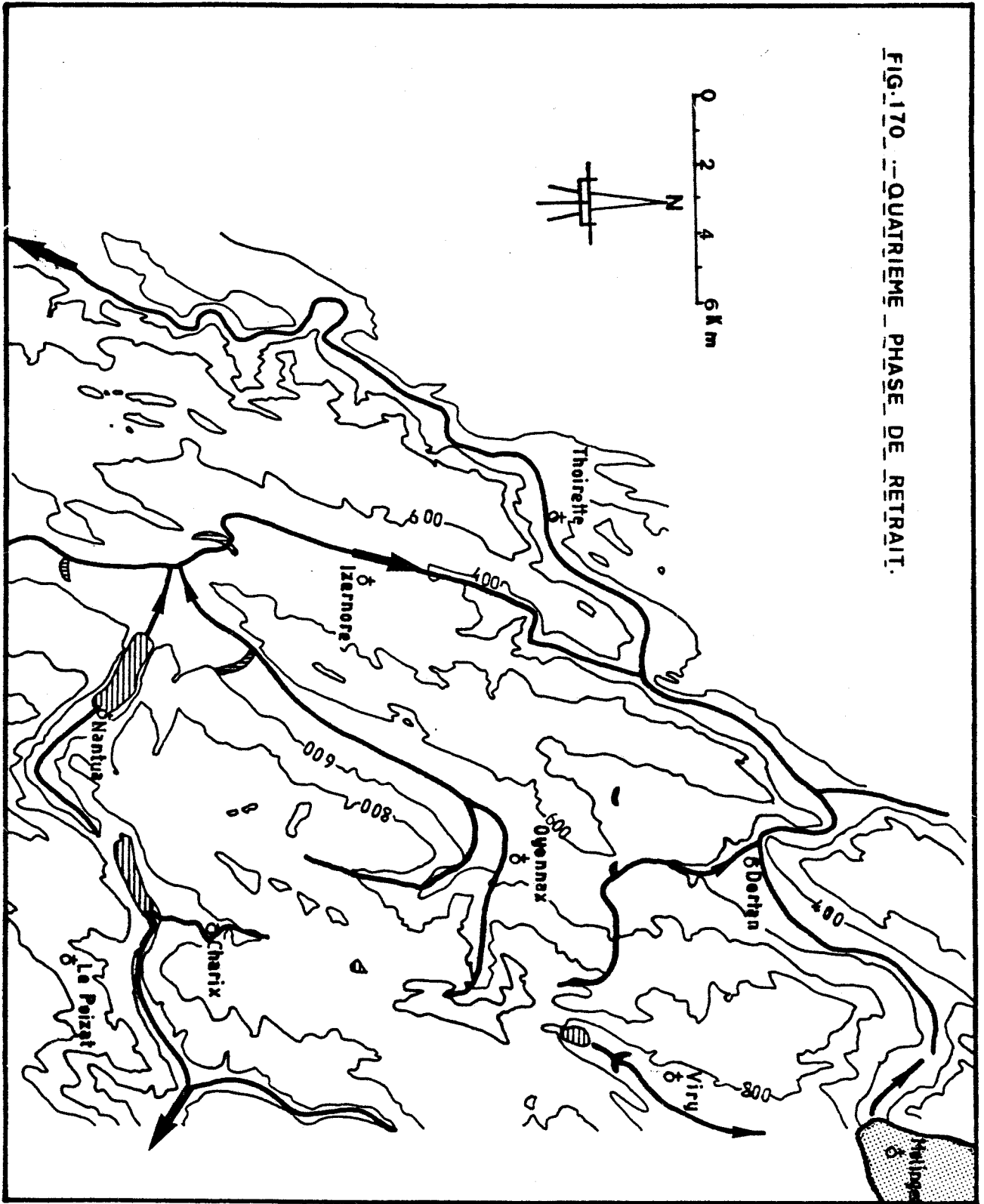
- Cinquième phase de retrait.

Il reste quatre petites calottes dans les principales dépressions (calottes de la Bienne, de Saint Laurent, de Joux et de Saint Point). Ces calottes étaient alimentées par des glaciers de cirques qui ont probablement continué à fonctionner plus tard (D. Aubert. 1965).

La déglaciation du Jura ne s'est pas faite par recul de la marge glaciaire mais par fusion sur place, amincissant la calotte, ce qui a fait que la topographie sous-glaciaire a joué un rôle important (culot de glace morte dans les dépressions fermées, convergence des eaux dans les vallées, "émersion" précoce des sommets...). Tout simplement en termes d'Aubert: "la calotte en s'abaissant elle a dû se morceler en une infinité de glaciers de versants et de vallées" (D. Aubert. 1965. P. 569; voir aussi D. Aubert. 1938, 1943).

Ces modalités de la déglaciation sont les mêmes que celles en Suède sud-occidentale (A. Hillefors. 1979).

FIG. 170. -- QUATRIÈME PHASE DE RETRAIT.



BU
LILLE

III.5. Esquisse chronologique.

* Limites de la glaciation.

Aucun élément biostratigraphique n'a été décelé pour l'instant dans les dépôts glaciaires et associés. La chronologie détaillée des stades de la dernière phase glaciaire ne peut être précisée avec une sûreté absolue. Il n'en reste pas moins que l'ensemble du scénario est connu. Il est évident que la fraîcheur de ces dépôts et leur morphologie permettent de les attribuer à la dernière glaciation et par conséquent le dernier système morphogénétiquement actif pour distinguer les périodes glaciaires qu'a connues le Jura; J. Tricart (1951, 1954, 1961, 1965) s'appuie sur des indices géomorphologiques et paléopédologiques. Or les études récentes de paléopédologie ont montré la fragilité de ces indices (épaisseur, altération, couleur...) à des fins chronologiques (M. Bornand, 1978).

L'étude des remplissages des grottes et les datations absolues ont permis à M. Campy (1982) d'attribuer le complexe des moraines internes au "Wurm récent".

Le maximum glaciaire dans le bassin de Dranses (bassin de Lemane) a été attribué à une phase plus récente que 23500 B.P. (B. Blavoux, 1965, B. Blavoux et A. Brun, 1966, M. Burri, 1977).

Les limites les plus récentes des dépôts immédiatement post-glaciaires se situent, sur l'échelle radiométrique à 9040 B.P.: datation du lac de l'Abbaye près de Saint Laurent (S. Wegmüller, 1966) et à 12270 B.P. \pm 210: datation du mammoth de Praz Rodet dans la vallée de Joux (M. Weidmann, 1969, D. Aubert, 1970).

Ainsi, la fourchette de temps appréhendée - par les datations absolues - pour la dernière extension glaciaire se situerait entre 23500 et 12270 B.P. \pm 210. Il s'agit en termes de chronologie alpine de Würm III.

On ne connaît rien de précis sur l'évolution de la région d'Oyonnax au cours de la période antérieure à la dernière extension glaciaire ("Würm"). Au contraire le Tardiglaciaire ("Würm IV") a fait l'objet de plusieurs analyses palynologiques (F. Firton, 1950; S. Wegmüller, 1966; F. Matthey, 1971; H. Richard, 1983). Au cours de cette phase tardiglaciaire, la morphogenèse a continué le creusement des ensembles morphosédimentaires édifiés antérieurement (creusement des terrasses fluvioglaciaires, divagation de méandres avec érosion locale...). Cette phase - par des processus différents - a abouti à la construction d'unités morphosédimentaires différentes. La morphologie en terrasses bien conservées indique qu

le paysage a été fixé dès le retrait du glacier et n'a pas été sensiblement modifié.

* Généralions de dépôts fluvioglaciacaires.

Nous avons vu que le complexe des moraines internes appartient au "Wurm récent", par conséquent les dépôts fluvioglaciacaires liés à la fonte du glacier ne peuvent être que würmiens. On peut distinguer deux généralions:

- la première appartient au "Wurm récent".
- la deuxième appartient au "tardi-Wurm".

Plusieurs arguments plaident en faveur de cette succession.

- la position topographique
- la fraîcheur des dépôts
- les sols qui couvrent ces dépôts (une rendzine sur la terrasse d'Izernore) sont peu évolués et témoignent de l'âge récent de cette terrasse.

- Paramètres morphométriques et granulométriques:

- . émoussé plus élevé traduisant un façonnement et une concentration des cours d'eau (Tardi-Wurm).
- . la granulométrie semble indiquer un changement important des conditions climatiques par rapport à celles qui ont régné lors du dépôt appartenant à la première généralion.
- . L'incision ne peut pas donner une idée sur l'intervalle temps suffisant entre ces deux niveaux.

Conséquences des glaciations dans la région d'Oyonnax.

* Instabilité morphoclimatique.

Toutes les conditions au "wurm" ont favorisé la dégradation de la forêt et une attaque des versants. Il est d'ailleurs logique de supposer une crise morphoclimatique majeure au "würm", dans un milieu tempéré qui s'avère être une zone de fortes variations dans la répartition et la quantité des précipitations, dans la durée et l'intensité de l'hiver; ces conditions ont permis l'installation d'une masse glaciaire autochtone.

* Conséquences à l'échelle de l'affleurement.

Deux anciennes carrières ont dégagé de très beaux planchers glaciaires sur lesquels on peut observer des polis, des stries, des broutures, des ruptures dues à des arrachements du glacier...

Ces empreintes sont très rares car elles se dégradent en peu de temps si elles ne sont pas conservées à l'abri des dépôts. (cf. P 352)

* Conséquences à l'échelle d'une cluse: la cluse de Nantua.

Dans l'étude concernant la cluse de Nantua (chap. III), nous avons vu que son modelé correspond à un modelé glaciaire. Les deux lacs de Nantua et de Sylans ont la forme d'une auge à fond plat; les parois de la cluse sont très escarpées dans la partie sommitale et en pente moins forte jusqu'à leur raccord avec le fond plat.

Le fond de la cluse est couvert de dépôts quaternaires (moraines de fond et d'ablation, dépôts lacustres, cônes fluvioglaciaires latéraux...). Les moraines forment une sorte de traînée et ne constituent pas une moraine frontale proprement dite.

Les mêmes caractéristiques, à quelques détails près, sont visibles dans la cluse de Dortan-Chancia.

* Conséquences à l'échelle régionale.

Les chaînes étudiées étaient couvertes de glace; on trouve des placages de moraines dans le fond des vallées, sur les versants et même à des altitudes élevées. Mais quel était le rôle morphogénique de la calotte glaciaire sur les chaînons?

Le rôle morphogénique de la calotte était très discret: léger basculement des champs de lapiaz, dérangement des bancs diaclasés, polis glaciaire, dépôts morainiques dans des dolines et des encoches karstiques. C'était donc plutôt un rôle protecteur que destructif.

Les glaciers ont imprimé au relief un cachet particulier, celui du Jura rocheux de D. Aubert (1965): morphologie accidentée, affleurements rocheux très nombreux, sols minces, dolines à parois et fond rocheux, lapiaz nus, combes marneuses excavées...

Il s'agit probablement de glaciers minces, assez puissants pour évacuer les déblais périglaciaires mais incapables d'exercer une véritable érosion sur les roches en place. Ainsi s'explique la répartition des placages morainiques très minces sur les versants et à des altitudes élevées.

CHAPITRE VI

ETUDE DES DEPOTS PERIGLACIAIRES

CHAP. VI . ETUDE DES DEPOTS PERIGLACIAIRES.

Au cours de la dernière glaciation et parallèlement à la mise en place des dépôts glaciaires et proglaciaires, s'accumulaient sur les versants des dépôts de pente:groises, grèses, éboulis... Ces différents dépôts témoignent d'une évolution géodynamique très active; les marques laissées par cette évolution présentent un élément important dans le paysage. De grands versants régularisés apparaissent dans la région d'Oyonnax; ils sont souvent couverts de dépôts de pente. Cependant le modelé périglaciaire des versants prend toute son ampleur et imprime sa marque au paysage.

Dans ce chapitre nous allons voir successivement:

- Les dépôts périglaciaires.
- Contexte d'évolution de ces dépôts.
- La géodynamique actuelle et héritée.

VI.1. Les dépôts périglaciaires.

L'étude des dépôts périglaciaires dans la région d'Oyonnax est d'une grande importance car d'une part les versants qui possèdent ces dépôts forment un élément majeur du paysage et d'autre part ces dépôts ont été peu étudiés dans le Jura (M. Petitot. 1968, D. Barsch. 1969, D. Mathieu et R. Petiot. 1973, A. Pancza. 1979).

IV.1.1. Le cadre régional des dépôts périglaciaires.

* Conditions générales de situation.

Nous avons examiné de nombreuses carrières (une quarantaine) dont la plupart sont actuellement abandonnées. Leur présence est liée aux conditions structurales complexes de la région d'Oyonnax et aux profondes échancrures des vallées. Les séries du Secondaire sont fortement disséquées et les versants ont des profils très marqués. C'est dans ce contexte structural et morphologique que se sont développés les dépôts périglaciaires.

* Répartition des dépôts de pente.

L'examen précis de l'emplacement de chaque groisière apporte plusieurs renseignements. Les versants qui possèdent ces édifices périglaciaires peuvent être définis par leur structure, leur profil topographique et leur orientation.

- Conditions structurales.

Nous avons vu (chap. II) que la région d'Oyonnax présente une certaine uniformité lithologique (calcaires et marnes du Jurassique et du Crétacé inférieur) et une évolution morphostructurale complexe. De ces faits, les versants acquièrent des caractères très variés suivant la nature et le dispositif des couches, les accidents tectoniques, l'exposition...

Plusieurs types peuvent être distingués:

- des versants à profil régularisé
- des versants escarpés
- des versants structuraux...

La plupart de ces versants présentent à leurs sommets des affleurements rocheux qui alimentent les dépôts de pente. Ceux-ci sont inégalement répartis sur les terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur. Cependant on note l'abondance des dépôts issus des calcaires du Jurassique supérieur et dans une moindre mesure du Jurassique moyen, par contre ceux issus des calcaires du Crétacé inférieur sont rarement présents. Ce fait reflète le développement de ces dépôts sur les différents faciès qui constituent des abrupts rocheux bien marqués. Or le Crétacé inférieur occupe le plus souvent les bassins synclinaux et par conséquent il n'offre pas d'escarpement d'une grande importance.

- Profils des versants.

Les versants couverts de dépôts de pente ont des dénivelés très différents suivant les cadres structuraux et morphologiques dans lesquels sont inscrits les versants. Les vallées principales (l'Ain, la Bienne, la Cluse de Nantua, l'Ange...) offrent des versants à dénivelés très élevés (souvent supérieurs à 100m) alors que plusieurs autres versants n'ont que des valeurs moyennes ou même faibles.

Les profils de ces versants sont bien marqués; ils peuvent être simples (convexe, concave, régularisé) ou complexes. Les versants couverts de dépôts de pente ont le plus souvent des pentes moins fortes (25-40°); la position la plus fréquente de ces dépôts (prisme d'accumulation de Y. Guillien) est le bas du versant au pied des abrupts rocheux. Le raccord avec le sommet se fait par convexité ou par des angles bien marqués, alors que le contact avec le talweg se fait par rupture de pente ou par concavité. Ces variations

montrent qu'il n'y a pas de profil type des versants à grèzes ou groises.

- Orientation.

Les traits morphologiques majeurs du Jura sont de direction NE-SW; les versants sont orientés plus fréquemment vers le SE et le NW. Normalement on s'attend à une prédominance des versants orientés vers le SE et le NW. Or ceci n'est pas toujours vrai. L'examen des cartes topographiques montre que le relief est découpé suivant des directions variées. Toutefois on peut observer deux directions dominantes: parallèles (NE-SW) ou perpendiculaires (SE-NW) à la structure. C'est à ce découpage que correspond la répartition des groisières. Dans le détail, cette répartition ne semble pas liée aux versants qui ont une orientation préférentielle (Y. Guillien. 1964, A. Journaux. 1976).

Le tableau suivant illustre nettement les orientations des principales groisières:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
3	2	3	12	2	12	4	12

On constate donc que les groisières peuvent se trouver dans toutes les positions et orientations. Cependant le SW et le NW ont des valeurs très élevées alors que le NE et le S sont sous représentés.

Enfin on peut dire à la suite de Mathieu. D et Petiot. R (1973) qu'"en dehors de l'appartenance de toutes les roches mères au Jurassique, ni l'orientation ni le profil topographique, ni les conditions structurales des versants ne semblent être des éléments déterminants. Ils traduisent beaucoup plus les conditions géomorphologiques générales de la région que le site propre de ce type de dépôt".

VI.1.2. La genèse des dépôts périglaciaires.

De nombreuses expériences ont montré l'origine cryoclastique de ces dépôts; l'action du gel (moteur de la morphologie périglaciaire) est envisagée comme agent de fabrication de ces fragments (Y. Guillien et J. Lautridou. 1970).

Plusieurs hypothèses ont été formulées quant aux processus morphodynamiques qui ont contribué au développement de ces dépôts (J. Tricart. 1952, 1956; A. Cailleux et G. Taylor. 1954, R. Raynal. 1960, 1970,

R.Souchez.1964,C.Mathieu et C.Pomerol.1976,A.L.Waschburn.1979). Parmi ces hypothèses,on retient celles de Y.Guillien.1951(hypothèse cryonivale) et de A.Journaux.1976 (hypothèse de congélifluxion et du ruissellement associés).

Des expériences au centre de géomorphologie de Caen ont confirmé l'efficacité de la solifluxion (J.P.Coutard et al.1970,A.Journaux et J.P.Coutard.1972,M.Helluin et al.1979).(Pour plus de précisions voir les articles cités ci-dessus).

VI.1.3. Caractères des dépôts périglaciaires.

VI.1.3.1. Caractères et disposition d'ensemble.

Les diverses coupes examinées offrent différents aspects;leur ouverture varie de quelques mètres jusqu'à une centaine de mètres.Assez fréquemment on peut observer la roche en place;les abrupts couverts de dépôts se raccordent à ceux du sommet.Parfois ce fond était entaillé dans des couches marno-calcaires et marneuses.On peut remarquer que le substratum offrait une morphologie très accidentée.

Le trait le plus caractéristique des groises est la succession de plusieurs niveaux superposés:des lits maigres et des lits gras.Le contact entre les deux lits est toujours très net.Ces lits ont des épaisseurs de quelques centimètres à plus d'un mètre et sont disposés parallèlement à la pente d'équilibre (25-30°).

Plusieurs blocs grossiers (parfois même métriques) sont dispersés dans les différents niveaux;ce sont des fragments éboulés du front de l'abrupt rocheux.La cimentation est très faible,elle résulte de la circulation des eaux et du dépôt de CaCO_3 sous forme de calcite.

VI.1.3.2. Les groises.

* analyses granulométriques:esquisse d'une typologie.

L'analyse granulométrique de plusieurs échantillons a été faite sur la fraction supérieure à 2mm;nous n'avons pas pris en compte la fraction inférieure à 2 mm car elle ne présente que des proportions faibles par rapport à la totalité de l'échantillon.Des dizaines de kilogrammes ont été tamisées pour chaque échantillon.Cette étude permet de dégager plusieurs types de dépôt.Grossièrement on

peut distinguer trois types essentiels (Fig.171).

- Le type 1: la courbe décroît vers les éléments fins ($< 2\text{mm}$); la fraction grossière ($> 4\text{cm}$) représente plus de 50% (Fig.1719) et plus de 40% (Fig.1714) de la totalité de l'échantillon. Dans certains niveaux, cette valeur présente plus le 80% du poids total de l'échantillon. Si on prend en compte la fraction fine ($< 2\text{mm}$), on peut distinguer des sous-types où elle présente des proportions faibles ou importantes.

- Le type 2: La courbe est irrégulière et prend des allures différentes; la fraction inférieure à 3 cm étant la plus importante. En fonction de la fraction grossière ($> 3\text{cm}$) on peut distinguer deux sous-types:

- . 2-a où la fraction supérieure à 3cm est faible: $< 10\%$ (Fig.1715)
- . 2-b où la fraction supérieure à 3cm est importante: $> 10\%$ (Fig.171,3,6).

- Le type 3: La répartition des classes ne varie pas beaucoup; on peut distinguer:

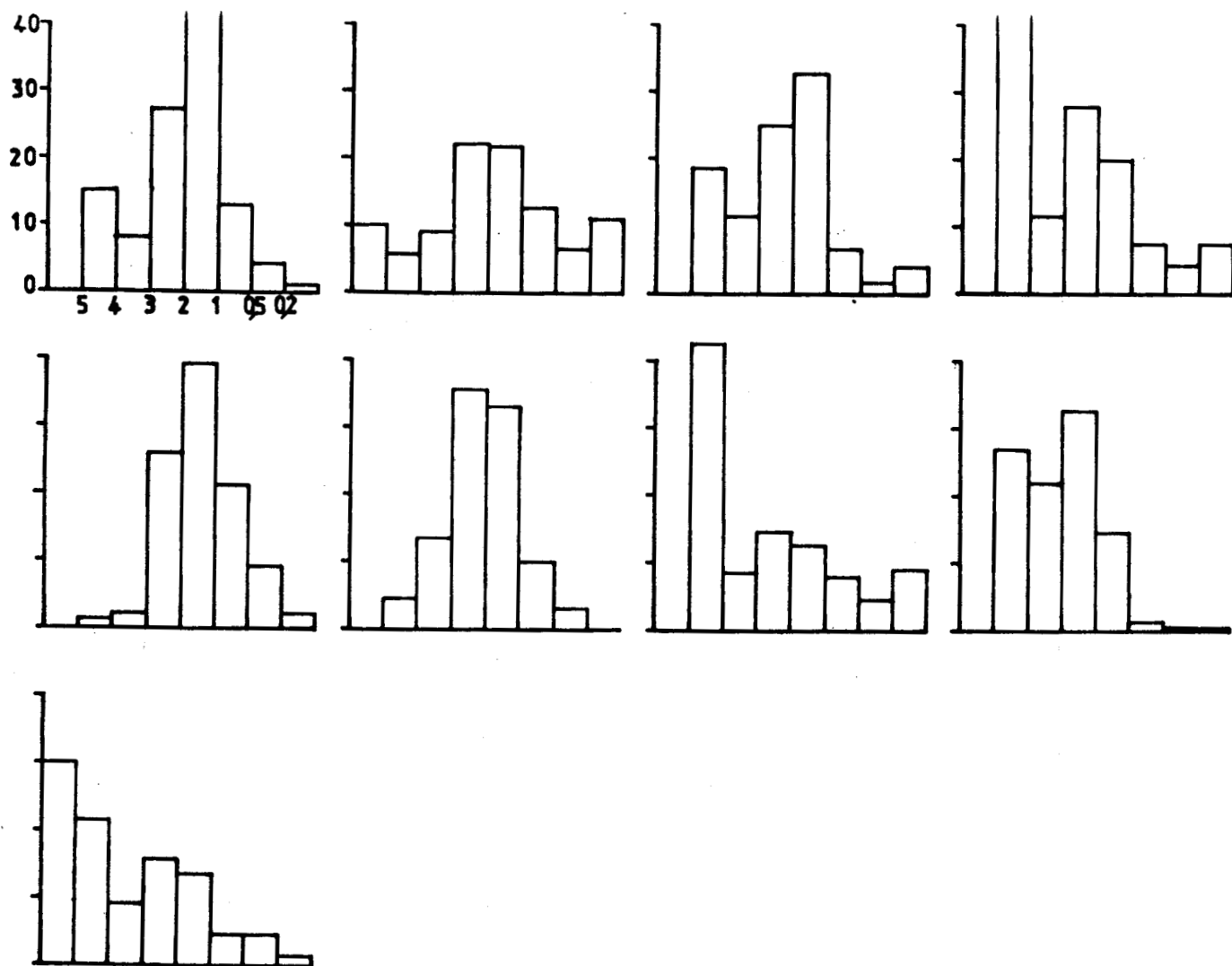
. type 3-a: toutes les classes sont bien représentées avec une légère irrégularité (Fig.1712).

. type 3-b: Les classes inférieures et supérieures à 3 cm sont presque à égalité, mais on note la très faible importance de la fraction inférieure à 1 cm (Fig.1718).

L'étude granulométrique permet de définir plusieurs types de dépôts; la fraction fine, quoique faible dans l'ensemble, permet de distinguer des sous-types. Cette répartition marque le mode de débitage des roches en place et traduit les conditions morphoclimatiques de mise en place (intensité de la gélifraction). A vrai dire, les faits ne sont pas aussi simples que ça, la répartition granulométrique à partir des moyennes expriment assez mal la réalité; dans chaque groisière, on peut distinguer plusieurs niveaux de granulométrie différente. On peut d'ailleurs trouver tous les types définis ci dessus dans une même coupe (Fig.172). Cela montre la fragilité de cette typologie à partir de la répartition granulométrique. Par conséquent nous avons tenté de définir une typologie plutôt d'après la morphométrie des dépôts.

* Analyses morphométriques.

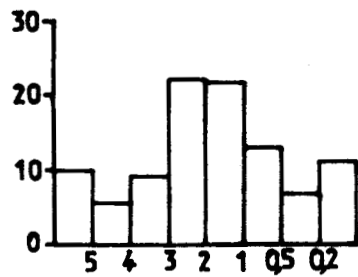
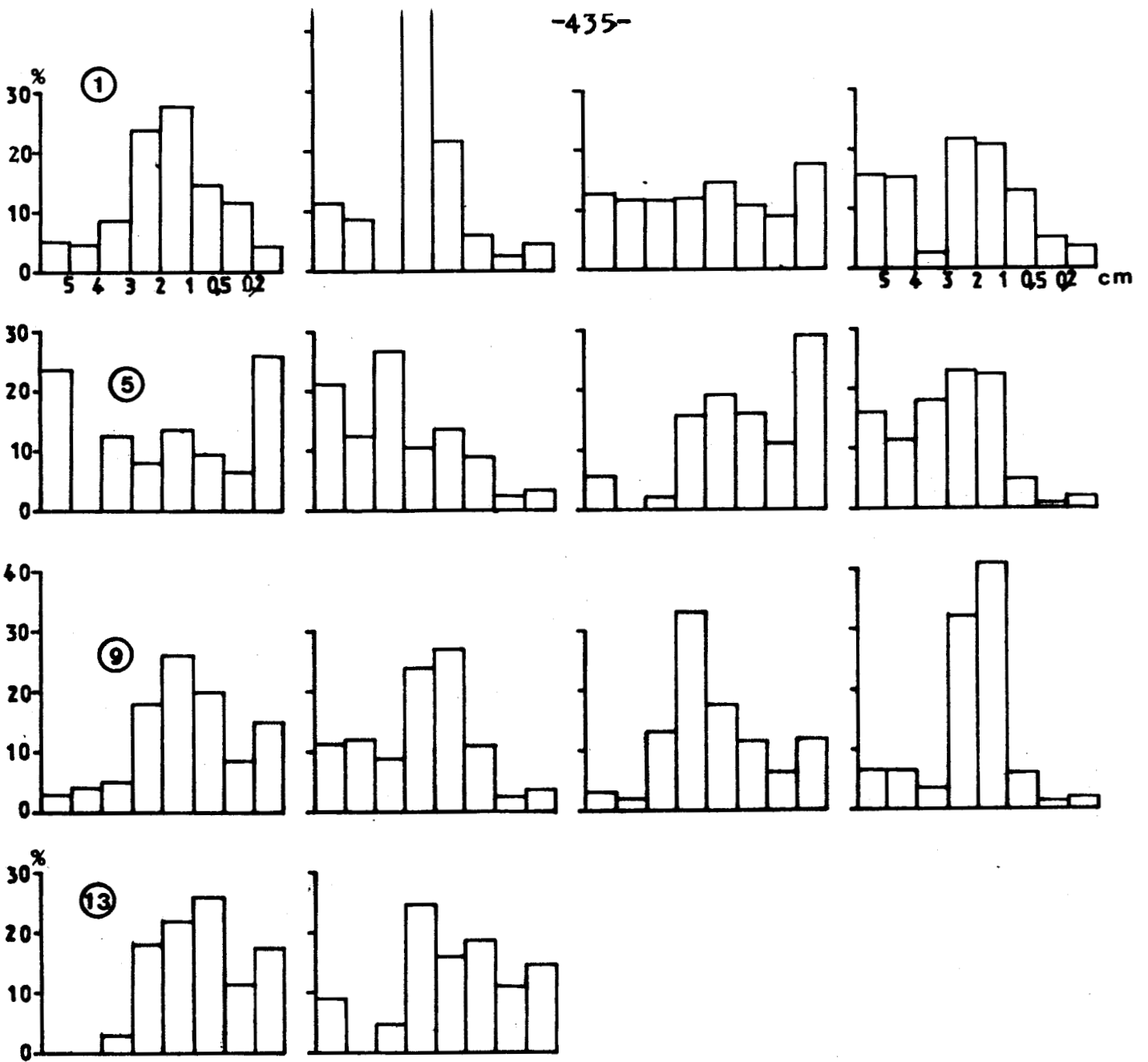
Les fragments des groises ont, outre les différences granulométriques, des caractères qualificatifs différents. Les valeurs de l'indice d'aplatissement (I.A) sont très variables; leurs médianes oscillent entre 2 et 5. En général, le matériel présente des aplatissements assez bien marqués, traduisant un débitage en fragments



**FIG.171.- HISTOGRAMME DES GRANULOMETRIES:
(VALEURS MOYENNES)**

- | | |
|---|------------------------------|
| ① :Napt | ⑤ :Montréal |
| ② :Molard aux biches | ⑥ :Car.au S de Nantua |
| ③ :Mont de Nurieux | ⑦ :Le Pontet(l'Ange) |
| ④ :Bief du Landéron
(au N de Nantua) | ⑧ :La Sarsouille |
| | ⑨ :La Bienne à l'W de Dortan |





valeurs moyennes
des 13 couches

FIG.172 .- HISTOGRAMME DES GRANULOMETRIES
(coupe du MOLARD AUX BICHES;
route vers Izernore).



de la roche. Les valeurs calculées dans plusieurs niveaux des mêmes coupes sont également variables. La forme des fragments est indépendante de la répartition granulométrique, cela implique que le mode de débitage de la roche n'est pas lié aux dimensions des dépôts. Cependant on peut observer des différences dans la morphométrie des éléments alimentés par des faciès différents. Deux carrières ont été étudiées à cet égard: celle du Molard aux Biches (route vers Izernore à l'E de Cessiat) et celle de Napt; la première est alimentée par les calcaires du Jurassique moyen, la deuxième par les calcaires du Jurassique supérieur.

Les valeurs de l'indice d'aplatissement calculé dans les deux carrières montrent:

- des médianes plus élevées à Izernore (2,63 contre 2,37)
- un regroupement des valeurs entre 1,75 et 3,5; les valeurs sont beaucoup plus dispersées dans les dépôts alimentés par le Jurassique moyen.
- des classes modales entre 2 et 2,25.

Ces variations dans la morphométrie du matériel suggèrent des relations étroites entre le mode de débitage et la nature de la roche qui a alimenté ces dépôts. Ce débitage dépend donc des caractéristiques de la roche en place; les processus morphodynamiques (gel) ne déterminent pas la forme des gélifracsts mais ils interviennent au niveau de leur vitesse de fabrication et de leur taille (G. Letavernier. 1980, 1984a, 1984b; J. C. Ozouf. 1983).

La présentation de l'indice du remplissage comparée à l'indice d'aplatissement montre des plages bien définies (Fig. 173), il s'agit essentiellement d'éclats (cf. J. C. Ozouf. 1983). On observe une certaine différence dans la répartition des points dans les deux carrières étudiées. Cela est dû aux caractéristiques physiques de la roche en place (porosité, vitesse de propagation des ondes longitudinales, absorption d'eau par capillarité...), aux fissures et microfissures (intensité et sens du développement des fissures), à l'histoire ultérieure des fragments... Le gel et ses effets interviennent surtout au niveau de la rapidité de fabrication et de leur taille.

Des études en cours permettront de cerner mieux le rôle important de ces caractéristiques; 40 blocs ont été prélevés dans deux carrières (carrières de Napt et d'Izernore) pour subir des protocoles expérimentaux au laboratoire de géomorphologie de Caen*.

*Nous tenons à remercier vivement M^r. J. C. Ozouf qui a bien voulu étudier ces blocs et réaliser les expériences de gel-dégel.

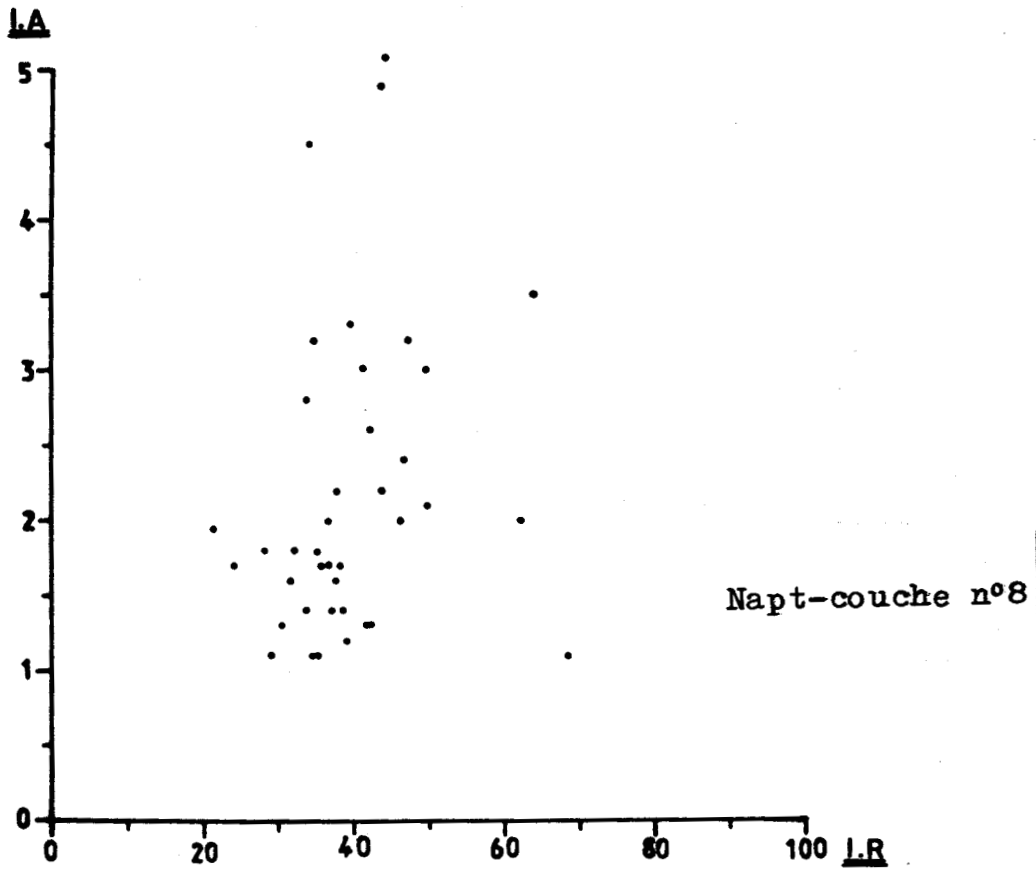
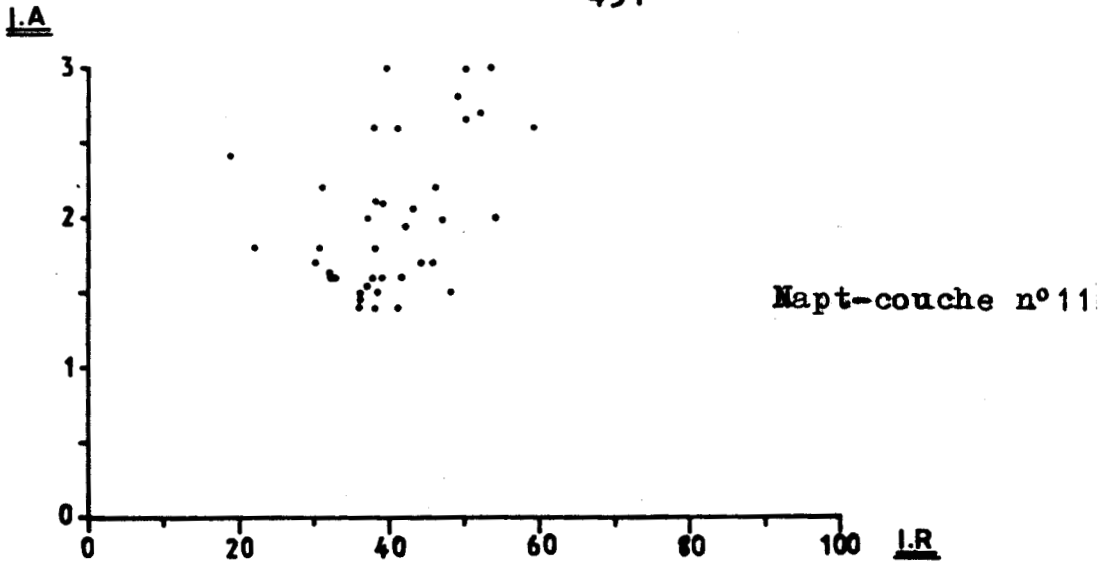
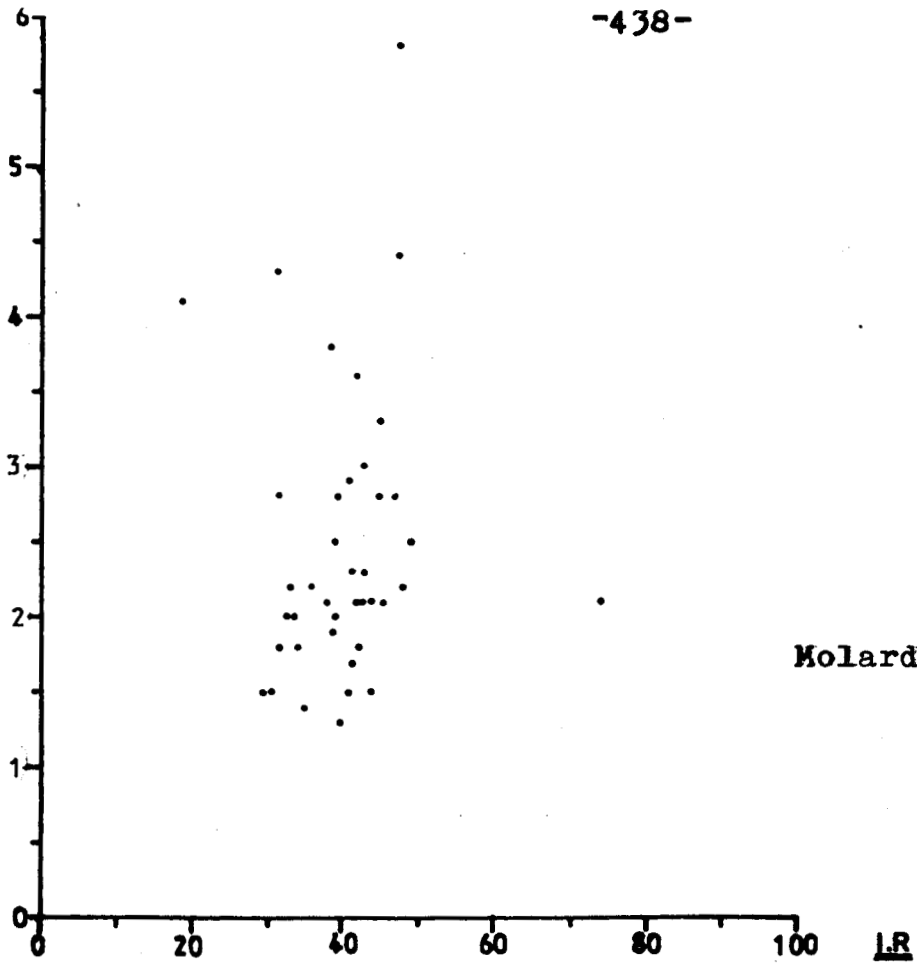
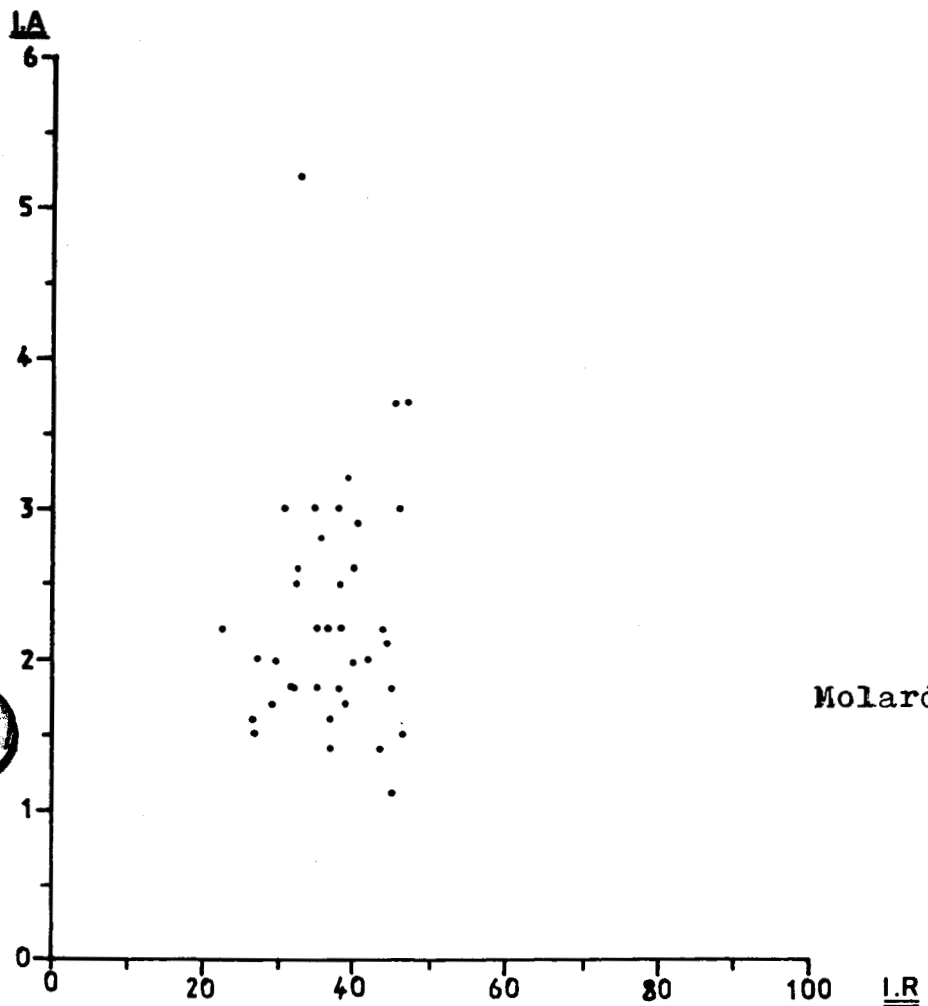


FIG. 173.- REPARTITION DES FORMES GENERALES DES FRAGMENTS
(à Napt et au Molard aux biches)



Molard aux biches n°7



Molard aux biches n°11



Quelques résultats sont présentés dans les tableaux n°34,35,36,et il serait prématuré de les exploiter.Plusieurs autres fragments (plus de 3000 gélifracts sous forme de lots de 40 par échantillon.) ont été prélevés pour une étude conforme au protocole de J.C.Ozouf (1983).Malheureusement nous n'avons pas suffisamment de temps pour une telle étude.Cette nouvelle approche (J.C.Ozouf.1983) permet de définir les caractères qualitatifs des fragments,leur relation avec le faciès des roches en place,une comparaison de gélifracts naturels (terrain) et fabriqués (expérience),une typologie de leurs formes générales et enfin leur répartition dans les différents niveaux des couches.

TABL. 34. POROSITE A L'EAU DES ECHANTILLONS DESTINES AU GEL.

Ec.	Volume en cm ³	Poids sec en g.	Poids après immersion de 48 h. dans l'eau, en g.	Teneur en eau %	Poids après immersion dans l'eau sous vide durant 24 h. en g.	Porosité %	Poids après immer- sion dans l'eau sous une pression de 100 bars en g.	Porosité totale	Coefficient de saturation
1	416	1099	1107,5	2	1110,7	2,8	1110,8	2,8	71,4
2	421,5	1091,3	1103,9	3	1110,6	4,6	1111	4,7	62,8
3	343	909	914,9	1,7	916,4	2,1	916,8	2,3	73,9
4	387,5	983,5	1000	4,2	1007,4	6,2	1007,7	6,2	67,7
5	-	480,4	483,8	-	-	-	-	-	-
6	-	361	-	-	-	-	-	-	-
7	414,5	1069,1	1082,5	3,2	1088,5	4,7	1089	4,8	66,7
8	409,5	1097,3	1102	1,1	1103,8	1,6	1104,2	1,7	64,7
9	452,5	1177,9	1190,3	2,7	1194,9	3,7	1195,4	3,9	69,2
10	382	1000,6	1011,2	2,8	1012,2	3	1014	3,5	80
11	441,5	1148,9	1160,5	2,6	1164,4	3,5	1164,7	3,6	72,2
12	426	1105,4	1117,3	2,8	1122	3,9	1122,5	4	70
13	416	1078	1091,9	3,3	1094,5	4	1095,4	4	82,5
14	-	603	606	-	-	-	-	-	-
15	398,5	1028,5	1041,5	3,3	1044,8	4,1	1045,5	4,3	76,7
16	384	995,5	1007,2	3	1009,5	3,6	1009,8	3,7	81,1
17	441	1143,7	1157,2	3,1	1159,6	3,6	1159,7	3,6	86,1
18	-	550,3	553	-	-	-	-	-	-
19	395	1029,6	1039,3	2,4	1043	3,4	1043,1	3,4	70,6
20	434	1132	1142,1	2,3	1146,8	3,4	1046,9	3,4	67,6
21	405,5	1071,8	1081,3	2,3	1082,6	2,7	1082,9	2,7	85,2
22	-	634	636,8	-	-	-	-	-	-
23	394,5	1052,6	1058,3	1,4	1059,5	1,7	1059,5	1,7	82,3
24	384	1023	1029,4	1,7	1030,1	1,8	1030,1	1,8	94,4
25	442	1176,5	1198,8	1,6	1185,2	2	1185,2	2	80
26	382	1019,5	1025,3	1,5	1026,5	1,8	1026,6	1,8	83,3
27	304,5	811,2	816,1	1,6	817	1,8	817	1,8	88,9
28	424	1130,8	1136,4	1,3	1137	1,5	1137	1,5	86,7
29	490,5	1306	1312,8	1,4	1314,5	1,7	1314,4	1,8	77,8
30	-	412,7	414,4	-	-	-	-	-	-
31	430	1147	1153,1	1,4	1154	1,6	1154	1,6	87,5
32	355,5	952,6	957	1,2	957,5	1,4	957,5	1,4	85,7
33	405,5	1085	1090	1,3	1091	1,5	1091	1,5	86,7
34	-	387,5	390	-	-	-	-	-	-
35	386	1025	1030,8	1,5	1032,9	2	1033	2,1	71,4
36	377,5	1008,5	1013,4	1,3	1013,5	1,3	1014	1,4	92,8
37	412	1102,3	1107,1	1,2	1107,8	1,3	1108	1,4	85,7
38	436	1163,4	1169	1,3	1170	1,5	1170,2	1,6	81,2
39	-	491,1	493,4	-	-	-	-	-	-
40	422	1123,5	1132	2	1132,7	2,2	1133	-	86,9



Echantillon	Vitesse en mètres/Sec. (VL)	Indice d'Anisotropie (I.A) $IA = \frac{VL_{\text{minima}}}{VL_{\text{maxima}}} \cdot 100$	Indice de continuité (I.C) $I.C = \frac{VL_{\text{mesuré}}}{VL_{\text{théorique}}} \cdot 100$ (6600m/S pour la calcite)
5	a 1149	28,7	17,3
	b 3917		58,8
	c 4000		60,1
6	a 3403	78,4	51,1
	b 4127		62
	c 4341		65,2
14	a 2500	58,6	37,5
	b 4263		64
	c 2939		44,1
18	a 3862	90,1	58
	b 4286		64,3
	c 4194		63
22	a 1875	43,4	28,2
	b 3316		49,9
	c 4323		64,9
30	a 1265	42,5	19
	b 2091		31,4
	c 2951		44,3
39	a 2482	56,3	37,3
	b 2739		41,1
	c 4412		66,2

TAB. 35 . MESURE DE LA VITESSE DE PROPAGATION DES ONDES LONGITUDINALES .





CRYOCLASTIE - 95°C exp.

58A1



TABL. 36 ASCENSION CAPILLAIRE PONDERALE

Echantillons	Poids sec en grammes	Poids à 1 h en grammes	Poids à 2 h en grammes	Poids à 4 h en grammes	Poids à 8 h en grammes	Poids à 24 h en grammes	Poids à 48 h en grammes	Poids à 72 h en grammes	Poids à 6 jours en grammes	Poids à 7 jours en grammes
5	486,2		480,6	480,8	481,0	481,5	482,3	482,6	483,3	
6	361,1		362,3	362,6	363,1	364,5	365,8	366,6	368,4	
14	602,5		603,0	603,3	603,6	604,2	605,0	605,3	606,0	
18	550,0		550,4	550,4	550,6	551,1	551,5	551,7	552,4	
22	634,0		634,9	635,0	635,2	635,7	636,4	636,5	636,9	
30	412,7		414,3	414,4	414,4	414,4	414,5	414,5	414,6	
34	387,5		389,8	389,9	390,0	390,0	390,1	390,1	390,1	
39	491,1		491,5	491,9	492,3	492,9	493,2	493,3	493,4	

(1) eau parvenue au sommet, mais seulement aux abords de 6 jours (en raison dense).

Conclusion.

La pente des différents niveaux (proche de 25°), montre que la mise en place des dépôts n'est pas liée seulement à la gravité (la pente serait en effet plus forte). Les fragments ont subi ultérieurement d'autres modes de mobilisation (congélifluxion, creep, ruissellement diffus...) qui se traduisent dans l'organisation des dépôts. Comme l'ont montré D. Mathieu et R. Petiot (1973), les différences dans l'organisation de détail des dépôts (et non pas la disposition d'ensemble) sont liées à la granulométrie (action plus efficace sur les éléments fins).

La pente d'équilibre reste identique au niveau d'une même coupe, aussi est elle indépendante de la répartition granulométrique. Elle traduit certainement le mode de mise en place des dépôts et par conséquent les conditions morphoclimatiques.

Les variations granulométriques d'une carrière à l'autre et dans la même carrière indiquent l'efficacité du gel et ses effets. Le rôle de la roche en place apparaît dans la morphologie et la morphométrie des édifices. Cependant dans les mêmes conditions morphoclimatiques peuvent se développer des éléments de morphologie et morphométrie différents suivant les roches qui les ont alimentés. Le passage très net d'un lit à un autre traduit des variations brutales des conditions morphoclimatiques.

VI.1.3.3. Les éboulis.

Ces dépôts sont très répandus dans la région d'Oyonnax et apparaissent sous des aspects différents.

- Les éboulis actifs.

Ce sont des nappes de fragments déposés au pied des abrupts rocheux; ils occupent une place importante dans l'évolution géodynamique actuelle. La partie dépourvue de végétaux est considérée comme zone d'éboulis actifs (ou fonctionnels).

* caractères d'ensemble.

- profil topographique.

L'examen de plusieurs coupes montre des variations des dénivelés d'un versant à l'autre. Au niveau d'une même coupe on peut également observer des variations le long des talus.

- au pied de l'escarpement apparaît un petit "replat" peu marqué dans le profil, il résulte d'un tassement par la chute des pierres et/ou de l'action des animaux. Un peu plus vers le bas, la pente s'accroît ($35-40^\circ$); les fragments se présentent souvent en petits éclats et leur répartition est inféodée aux lois de la pesanteur. La colonisation par la végétation offre un milieu typique ou alternent des éboulis actifs et d'autres stabilisés.
- La mi-pente. Elle est située en aval de la zone précédente; son profil est régularisé quoique dans le détail il présente plusieurs microformes (terrassettes, bourrelets...); les fragments ont des dimensions assez bien calibrées dans une même coulée et leur distribution augmente vers l'aval. Ce milieu est presque dépourvu de végétation.
- Le bas de l'éboulis. Le profil présente un dénivelé faible, toutefois ce dénivelé peut être suivi, vers l'aval, d'une accentuation de la pente. Les dépôts sont grossiers et peuvent varier latéralement. Ce milieu présente des groupements végétaux typiques (Richard. J.L. 1961).

- Orientation des fragments.

Les fragments sont différemment orientés d'un site à l'autre et dans un même site; cette orientation est liée à plu-

sieurs éléments (profil du versant, la taille et la forme des éléments, la proportion de la fraction fine, le mode de déplacement...). Pour J. Tricart, les fragments d'éboulis sont en général dispersés en "désordre", alors que S. Daveau (1958) et L. Ed. Hamelin (1958) montrent une certaine orientation des dépôts. Enfin pour A. Pancza (1979) l'orientation des fragments est fonction de leur forme et de la taille des matériaux sur lesquels ils se déplacent.

Plusieurs mesures ont été faites sur des pierres dans des sites différents; une étude systématique de l'orientation des fragments dans tous les sites n'a pu être entreprise; néanmoins des résultats dans les quelques sites étudiés montrent une orientation bien marquée ou une disposition en désordre. Cela dépend de la morphométrie du fragment qui détermine la nature du mouvement. (Pour plus de précision sur la dynamique des éboulis voir A. Pancza. 1979, Ph. Allee. 1980, B. Francou. 1981-1983).

* Morphométrie.

Les analyses morphométriques ont été réalisées dans plusieurs sites; l'indice d'aplatissement (I.A) donne des valeurs qui varient entre 1 et 5,5 (Fig. 174) et des valeurs médianes comprises entre 1,77 et 2,25.

La figure n° 174 montre:

- des variations très nettes d'un site à l'autre.
- un étalement des valeurs
- l'irrégularité des courbes des histogrammes
- des valeurs nettement pluri-modales (excepté l'échantillon n° 6 de la figure 174).

Ces éboulis sont donc très hétérogènes quant aux valeurs de l'indice d'aplatissement. En général, l'aplatissement est bien marqué et les valeurs de l'I.A supérieur à 5 sont très faibles; ce qui traduit un débitage en éclats des roches en place. Il ne présente aucune relation avec la répartition granulométrique, mais plutôt avec les types de faciès, leurs aspects physiques, leur structure....

- Les éboulis fixés.

En général, les éboulis (amas de pierres) sont pauvres en sol et en humidité; si, à première vue, ce milieu paraît défavorable à toute colonisation végétale, il s'avère pourtant pourvu de végétation. En effet, l'éboulis n'est sec qu'en surface;

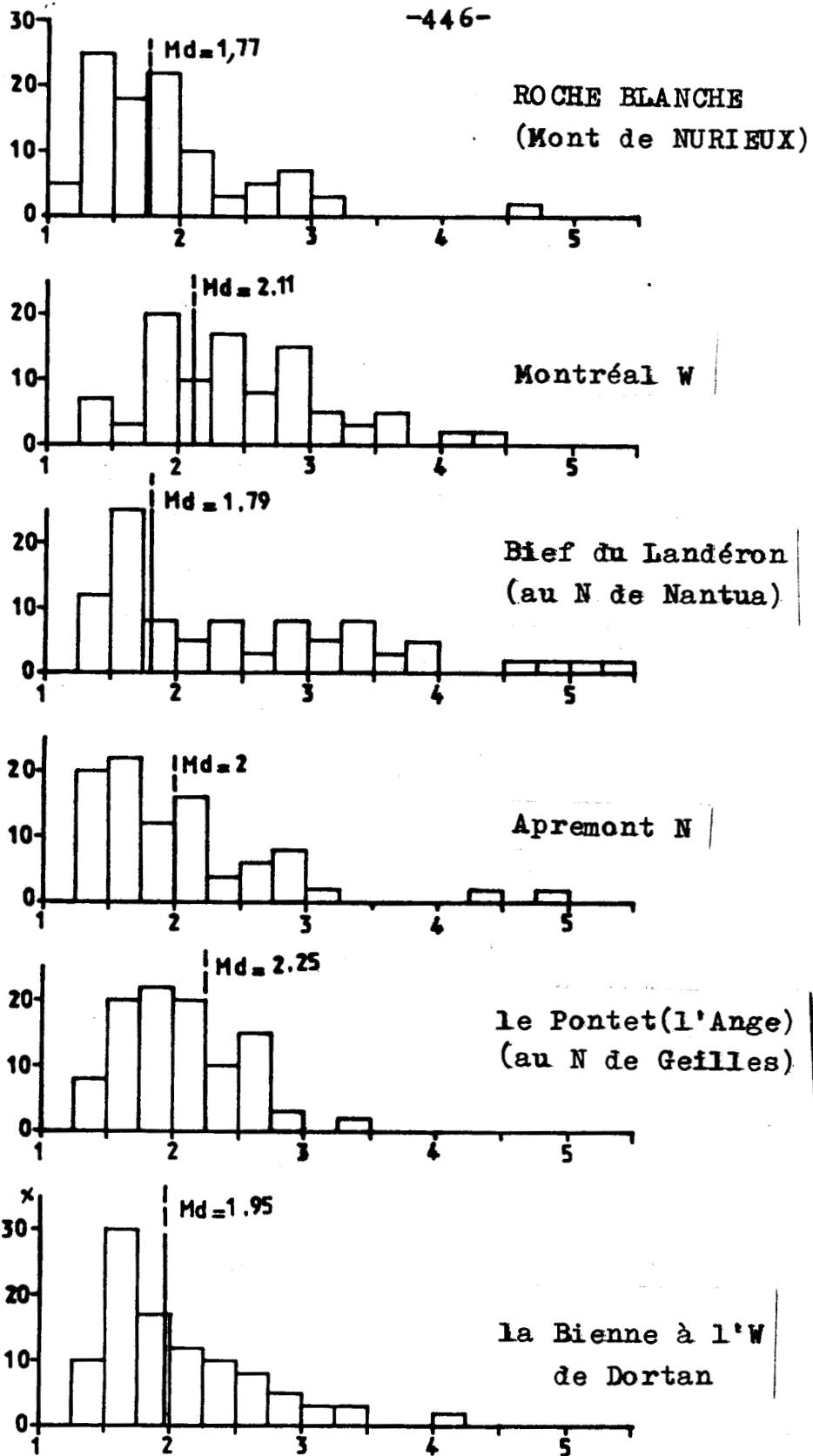


FIG.174.-LES EBOULIS : VALEURS DE L'INDICE D'APLATISSEMENT(I.A)

Station	n° éch.	-1,25	-1,5	-1,75	-2	-2,25	-2,5	-2,75	-3	-3,25	-3,5	-3,75	-4	-4,25	-4,5	-4,75	-5	-5,5	Med.
M. de Nureux	①	5	25	18	22	10	3	5	7	3					2				1,77
Montréal w	②		7	3	20	10	17	8	15	5	3	5		2	2			3	2,11
Bief du Landéran (N. Mantou)	③		12	25	8	5	8	3	8	5	8	3	5			2	2	2	2,25
Apremont	④	6	20	22	12	16	4	6	8	2							2		1,79
Pontet Ange	⑤		8	20	22	20	10	15	3		2								2
Bienné rw de Dorlan	⑥		10	30	14	12	10	8	5	3	3			2					1,95

Tabl. n° 37. Valeurs de l'indice d'aplatissement des écoulis.



en profondeur apparaît une zone humide. Quant à la fraction fine, elle est présente dans ces masses d'éboulis et provient des parois rocheuses et des résidus de la dissolution.

La difficulté d'expliquer comment les végétaux ont colonisé les éboulis n'exclut pas de décrire l'état actuel de la colonisation (S. Aubert. 1939, J. L. Richard. 1961, 1971, C. Beguin. 1972). Cette stabilité de la végétation n'est autre qu'un équilibre dynamique; elle prouve l'efficacité de l'action du gel au cours de la dernière glaciation.

VI.2 Contexte d'évolution des dépôts de pente.

Les éléments de la structure et du climat ont un grand rôle dans le développement des dépôts périglaciaires actuels mais ils ne sont pas tout à fait responsables de leur répartition. La géodynamique actuelle n'est qu'un prolongement atténué de celle contemporaine de la dernière glaciation, certainement plus intense; la présence d'une calotte glaciaire locale et de glaciers de vallées créait des climats froids et secs qui favorisaient la fragmentation des roches en place et le développement des phénomènes périglaciaires; en effet les traits essentiels du périglaciaire sont étroitement liés aux phénomènes glaciaires. Rappelons que la dernière glaciation a effacé toute trace des phénomènes antérieurs impossibles à identifier actuellement. Par conséquent on admet le développement récent (Würm, Tardiglaciaire, holocène et actuel) des dépôts périglaciaires. Nous avons vu dans le chapitre sur le Quaternaire (chap. V) qu'au cours de la déglaciation, la calotte glaciaire s'est résorbée en plusieurs langues de vallée; c'est certainement au cours de ces phases de retrait que se sont développés les phénomènes périglaciaires. Les fonds de vallées et les versants à faible dénivelé sont couverts de dépôts glaciaires et fluvioglaciaires, tandis que les versants escarpés sont nappés d'éboulis et groises. La répartition de ces dépôts n'est pas délimitée mais ils apparaissent surtout sur les versants des vallées profondément encaissées et des principaux crêts (Fig. 175).

Le contact entre les dépôts de pente et les moraines a pu être observé dans plusieurs coupes (Fig. 176). Ces dépôts surmontent nettement une moraine d'ablation à l'W de Dortan et localement les deux types de dépôts s'imbriquent; on constate donc que c'est au cours du

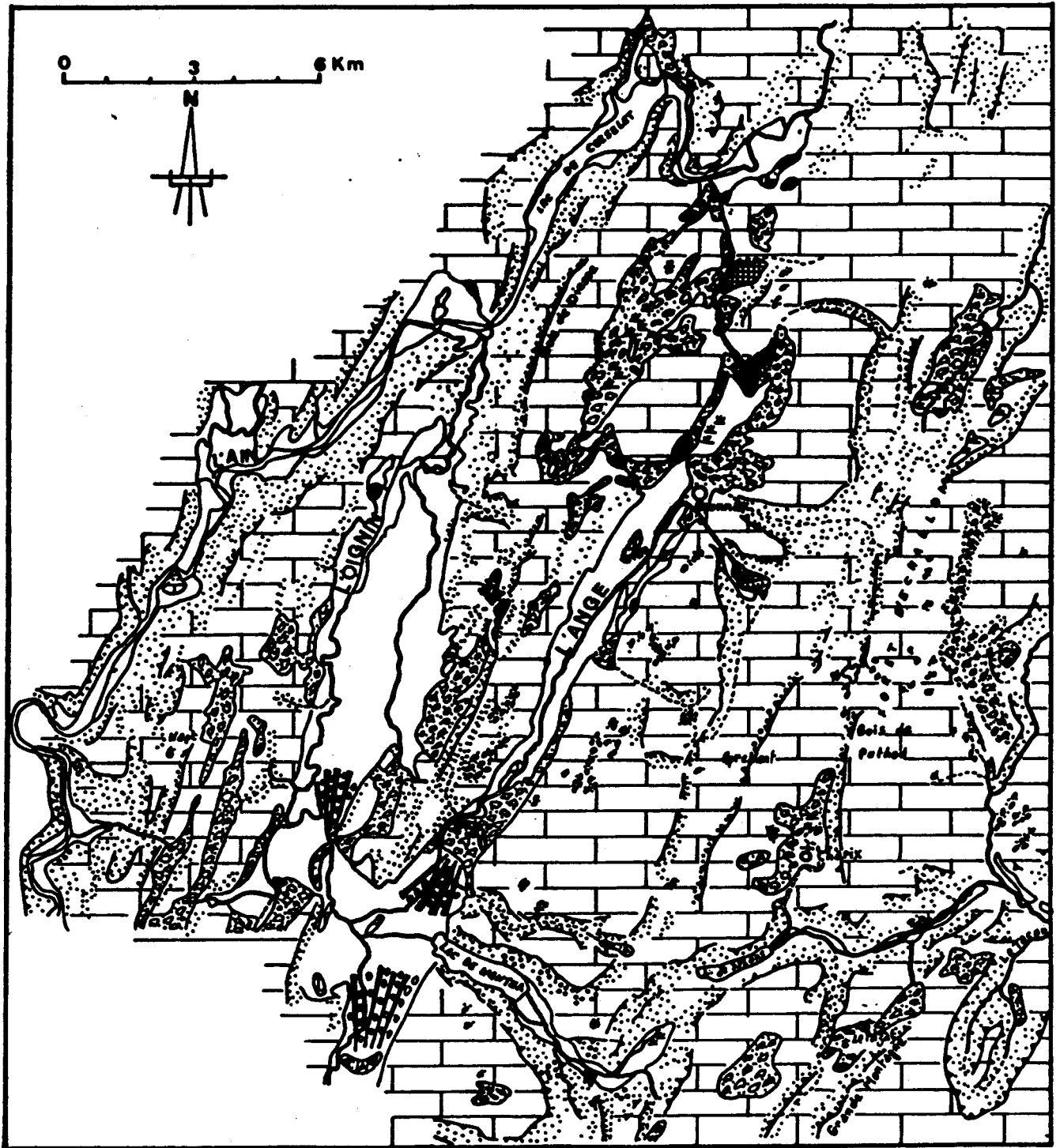









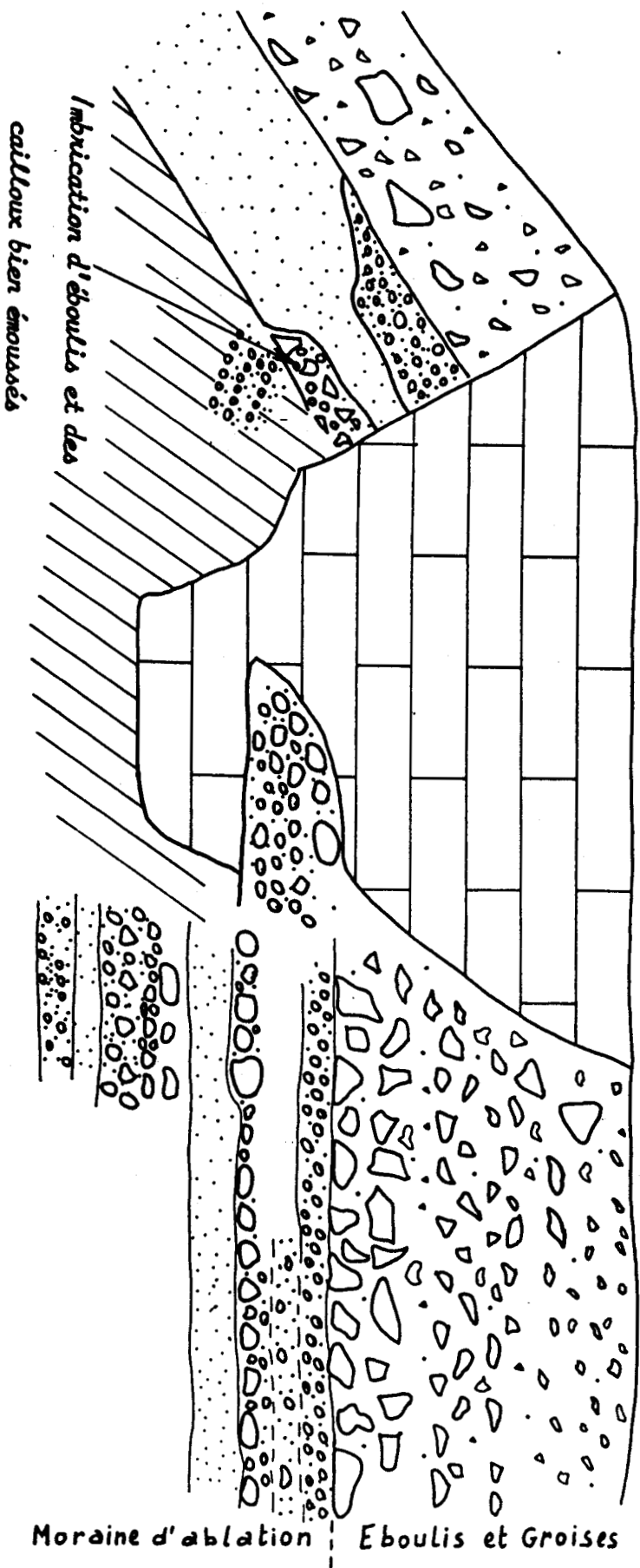


FIG. 175 . REPARTITION DES DEPOTS GLACIAIRES ET PERIGLACIAIRES.





- | | | | |
|---|----------------------------------|---|-------------|
|  | dépôts de pente, éboulis actifs. |  | tuf |
|  | moraine |  | tourbe |
|  | autres dépôts quaternaires |  | escarpement |
|  | cône de déjection |  | crêt |
| | |  | substrat |



Imbrication d'éboulis et des cailloux bien émoussés

FIG. 176. Contact entre les dépôts de pente et les moraines.

Coupe à l'W de Dorton (route vers Chanciai).

-  Sables fins
-  Blocs, Graniviers, Sables
-  Dépôts de pente
-  Roche en place





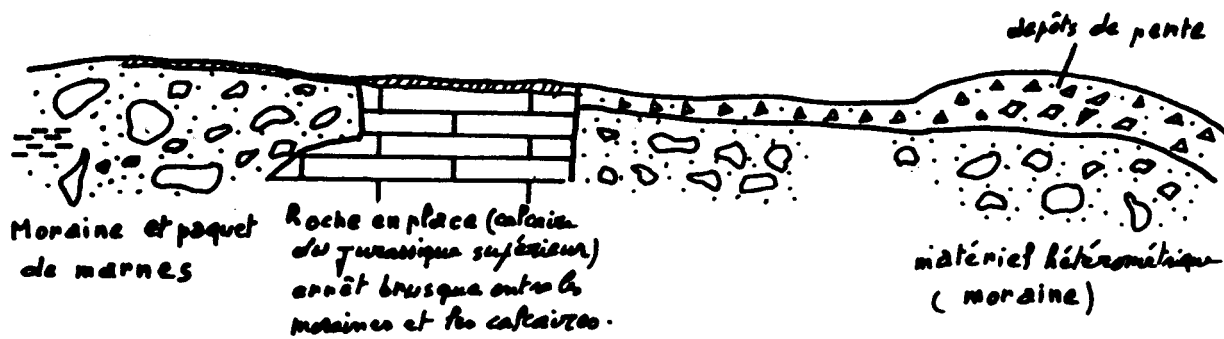
retrait glaciaire que ces dépôts se sont mis en place. Ces fragments ont été détachés postérieurement aux glaciers, les fragments antérieurs ont été évacués et incorporés dans les différents types de dépôt. Dans une autre coupe, nous avons pu observer à la même altitude et à une même distance de quelques dizaines de mètres deux placages de moraines et de dépôts de pente (Fig. 177). Le glacier avait déposé la moraine dans un endroit et raclait l'autre où se sont développés les dépôts de pente.

Cette superposition de dépôts est le seul indice dont nous disposons actuellement pour l'âge relatif des matériaux. C'est le même critère qu'avait pris B. Etlicher (1977) à des fins chronologiques. Rappelons que certains auteurs utilisent la consolidation des dépôts à des fins chronologiques (J. Tricart, 1956b). D'autres auteurs font appel aux rapports entre le bas des versants recouverts de géolifractions et les nappes alluviales (M. Petitot, 1968). Enfin D. Barsch (1965, 1969) situe la mise en place de ces dépôts périglaciaires au Würm.

Ces dépôts sont alimentés par des abrupts rocheux qui évoluent encore de nos jours (érosion frontale de D. Aubert (1969)) et en partie colonisés par la végétation; les éboulis fonctionnels se développent encore dans les faciès très propices au gel. La vitesse de fragmentation des roches est liée aux conditions morphoclimatiques rigoureuses (présence d'une nappe de glace, nivosté importante...), au contexte morphologique (vallées fortement encaissées, relief accidenté...)... Au cours de la dernière glaciation, l'action périglaciaire était très intense compte tenu d'importants édifices de groises qui s'y sont accumulées. Cette intensité était encore plus accentuée dans le Jura externe dépourvu de glace et/ou déglacé au cours des premières phases du retrait glaciaire .

VI.3. Géodynamique actuelle et héritée.

Les escarpements représentent les traits majeurs du relief de la région d'Oyonnax; ils s'imposent dans le paysage par leur ampleur, leur continuité sur de longues distances et leur raideur. Leur hauteur moyenne peut atteindre une centaine de mètres. Ils sont d'origine tectonique (escarpement de faille) ou morphogénique (actions fluviale, glaciaire...). Ces éléments sont parfois rompus par des accidents tectoniques (décrochements). Ils se situent



Contact moraine/dépôts de pente (Suite de la figure n° 176) .

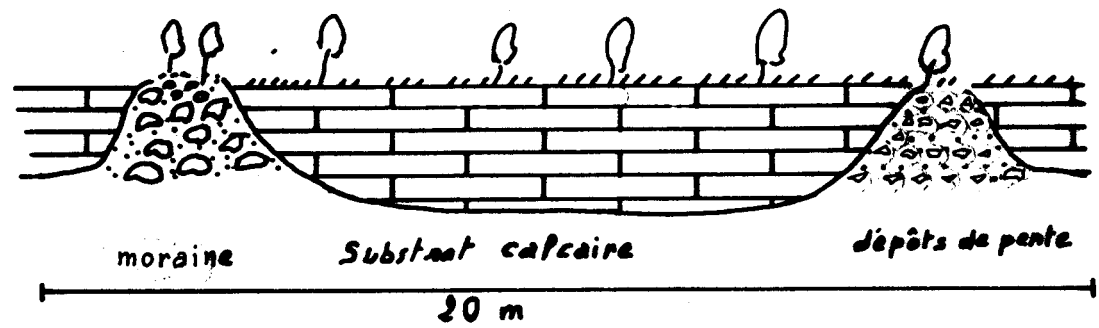


FIG. 177. PLACAGE DE MORAINES ET DE DEPOTS DE PENTE
A LA MEME ALTITUDE ET A UNE DISTANCE PROCHE
(Coupe au NE de Geovreisset)

le plus souvent le long des vallées et en haut des versants: crêts (cf. carte géomorphologique).

VI.3.1. Evolution actuelle des parois et types d'évolution.

Les abrupts rocheux sont encore fonctionnels; les éboulis vifs qui s'en détachent sont de bons indices de cette évolution géodynamique. Celle-ci est due en grande partie à un écaillage par gélivation (A. Caire. 1957; J. Villain. 1965; A. Pancza. 1979). La gélivité des calcaires dépend des caractères lithologiques (caractéristiques physiques des roches), tectoniques (fissures et microfissures) et climatiques (gel-dégel, humidité...) auxquels il faut ajouter l'orientation des abrupts rocheux. Ces abrupts sont constitués de faciès à caractères différents: des faciès bien sensibles à la gélifraction (calcaires en plaquettes), ces faciès évoluent rapidement et constituent des petits abris sous roche; et des faciès peu gélifs; ce type forme des corniches et se trouve mieux exposé aux variations climatiques que le premier type "protégé". Les formes de détail des parois sont illustrées dans la figure n° 178.

Le recul des parois dépend donc de la gélivité et de l'intensité de la gélifraction; il a été estimé à 0,01-1,74 mm/an par A. Pancza (1979) et à 0,36 mm/an (M. Monbaron. 1974).

Plusieurs éléments ont un rôle important dans l'évolution des parois:

* La structure.

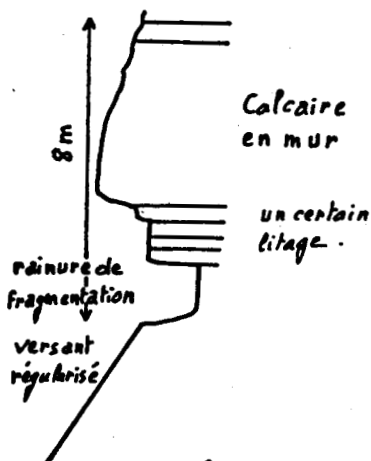
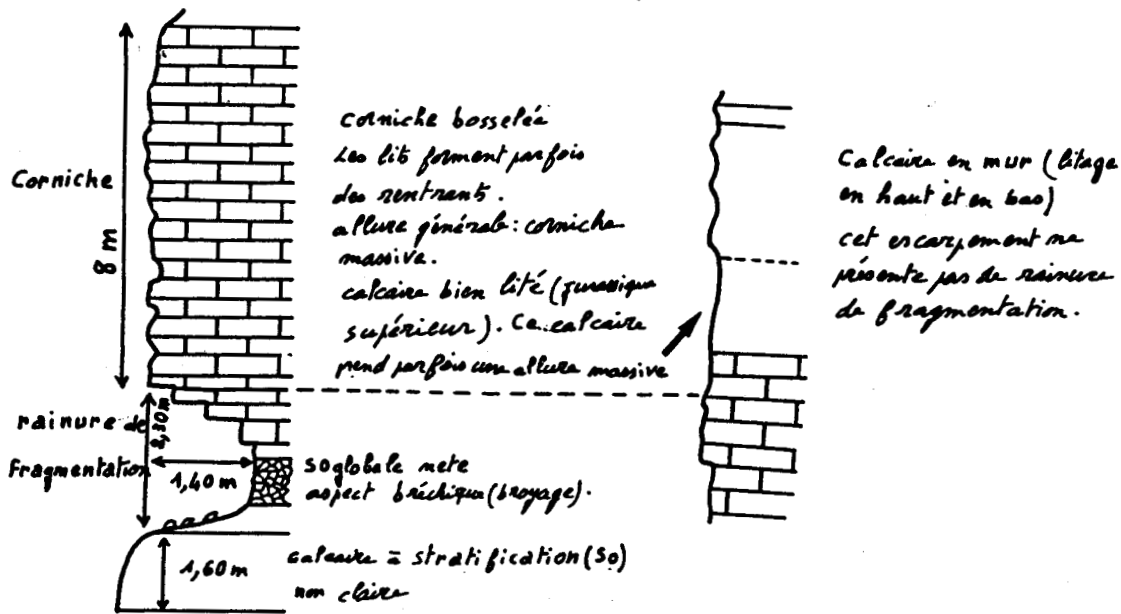
- Lithologie.

L'alternance des bancs calcaires et marneux joue un rôle important dans l'évolution des parois; les marnes sont très sensibles au gel (gonflement et dilatation par le gel puis contraction et tassement par le dégel). Ces niveaux offrent toujours des abris sous roche; leur recul a des répercussions sur les bancs calcaires: ils n'assurent pas seulement l'imbibition du calcaire mais, par les mécanismes de dilatation et de contraction, engendrent des contraintes mécaniques sur les bancs calcaires (A. Pancza. 1979).

- Fissuration.

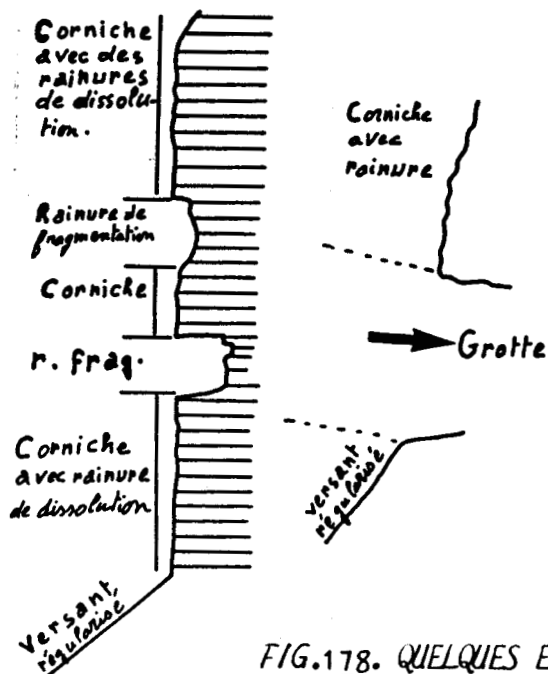
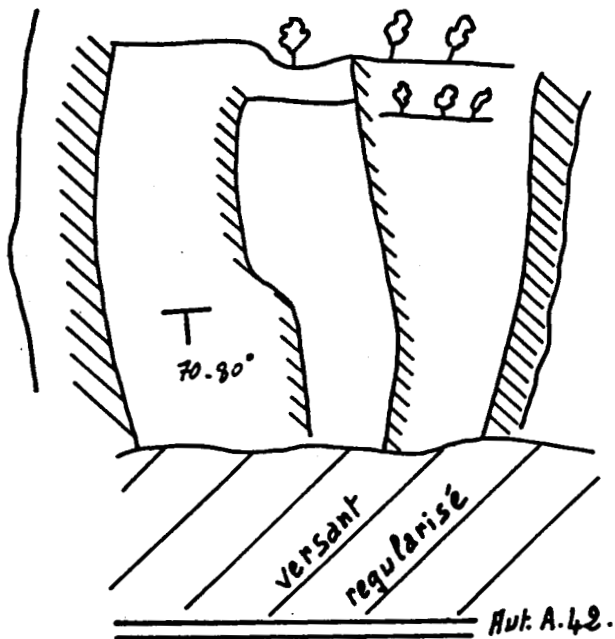
Les calcaires du Jura sont souvent compacts et peu poreux

Retrait des versants escarpés: cas des versants à pendage faible. (S. de St. G. de Joux: cluse de Nantua).



Cluse de Dortan-Chancia.

Cluse de Nantua (Neyrolles): M^t Cornet
Cas des versants à pendage redressé.



Retrait par dalle qui se débite
Eboule selon la fracturation
joints de stratification très nets. Les dalles se débitent
en écaille suivant la fracturation.
Aspect global de la corniche
irrégulier, de petites rainures
locales.

FIG. 178. QUELQUES EXEMPLES D'ÉVOLUTION DES PAROIS ROCHEUSES.

(porosité de 1,4-6,2%), donc l'action du gel exploite surtout la fissuration. Comme nous l'avons signalé à propos des cluses (Chap. III), la densité des fissures est difficile à évaluer, néanmoins on peut dire qu'elle est très forte dans les zones intensément tectonisées (L. Kiraly. 1969). Leur ouverture augmente en général avec l'augmentation de l'épaisseur des bancs (T. Vinigri. 1968). Aussi faut-il ajouter le rôle mécanique de la végétation dans l'élargissement de ces fissures.

Dans plusieurs escarpements, nous avons pu mettre en évidence toutes ces constatations. En effet ce sont les bancs peu épais et fortement tectonisés (escarpement de faille, de flexure...) qui offrent les conditions optimales aux processus morphodynamiques.

- Orientation.

La direction des escarpements n'est pas toujours celle des "linéaments" tectoniques (exceptés les escarpements de lignes de faille, de flexure, escarpement dû au redressement des couches à la verticale). Leur répartition (Fig. 175) montre une prédominance de ceux orientés au SE, SW et NW; leur abondance, leur ampleur et leur évolution rapide traduisent le rôle de l'orientation. Mais la question qui se pose est de savoir comment l'orientation favorise-t-elle l'évolution des escarpements? En effet, seul l'ensoleillement varie suivant l'exposition. Cependant dans quelle mesure est-il responsable de l'évolution rapide des versants? Il faut sans doute attribuer la vitesse de l'évolution des parois aux variations thermiques et à la multiplication des cycles gel-dégel. L'ensoleillement se manifeste surtout en été et en hiver (cf. A. Pancza. 1979).

Les parois orientées SE et SW subissent des contraintes physiques plus intenses que celles orientées autrement; la dissymétrie des crêtes anticlinaux est due dans une certaine mesure aux effets de l'ensoleillement. Le recul des parois orientées vers le SW (cluse de Nantua) se poursuit encore actuellement comme le montre l'abondance des éboulis vifs.

* Les effets de la détente des roches.

Ce phénomène se manifeste par l'apparition de nouvelles fissures. Jamier. D (1975) a pu mettre en évidence une analogie de direction entre des fissures observées en profondeur (1000m) et d'autres en surface tandis que leur densité varie beaucoup entre

l'intérieur et la surface. L'effet de cette décharge est difficile à préciser et à distinguer de celui engendré par le gel et la thermoclastie. Il faut aussi signaler le rôle de la décharge glaciaire et l'action de l'homme.

VI.3.2. Le recul des parois au cours du Quaternaire.

Le gel et ses effets jouent un grand rôle dans le recul des versants escarpés; ce rôle était certainement plus intense au cours de la dernière glaciation qu'actuellement. Il paraît hasardeux de quantifier cette évolution à partir des données actuelles. En effet, plusieurs auteurs ont extrapolé les valeurs actuelles de recul des parois sur le Quaternaire (M. Monbaron. 1974; A. Pancza. 1979). Dans l'état actuel des connaissances, nous allons tenir compte de l'épaisseur des éboulis qui couvrent les dépôts glaciaires (1-3m) pour apprécier le recul des parois depuis le retrait glaciaire. En raisonnant ainsi, on obtient un recul qui oscille entre 0,1-0,25mm/an. Cette valeur est très hypothétique car d'une part elle donne une image ponctuelle du recul des parois et d'autre part il faut prendre en compte plusieurs paramètres (emplacement de la roche, nature pétrographique, fissuration, variations climatiques, orientation...). En tout cas, le développement des dépôts périglaciaires indique un pouvoir morphogénétique du gel non négligeable. Cette action a été favorisée par la présence de surface gelée au cours de la dernière glaciation. Mais elle a été limitée par la nappe glaciaire et les dépôts morainiques. C'est plutôt à partir des phases du retrait que les phénomènes périglaciaires ont commencé à se développer fortement.

Le gel et ses effets sont donc des processus dynamiques très efficaces et méritent une grande attention; ils doivent avoir le même qualificatif que les autres phénomènes d'érosion: ablation karstique, érosion linéaire...

Conclusion

Cette étude apporte plusieurs renseignements sur les dépôts périglaciaires et les processus géodynamiques responsables de leur mise en place et leurs caractéristiques. En effet, dans le Jura ces dépôts sont liés à l'évolution glaciaire au cours de la dernière glaciation; l'intensité de la gélifraction était certainement plus forte que sous le climat actuel.

Néanmoins, elle est encore présente et contribue au recul des parois rocheuses. Cette évolution dépend de plusieurs éléments (pétrographie et aspects physiques de la roche, fissuration, orientation, action mécanique de la végétation...); mais elle est réglée par l'efficacité des facteurs climatiques.

La mobilisation des fragments est due à la pesanteur; quant à son intensité, elle est liée aux dénivelés des versants, aux dimensions des fragments et leur morphométrie et enfin à la part des éléments fins dans ces éboulis.

Les versants sont le plus souvent couverts de végétation et paraissent stables; leur instabilité n'est que locale et se traduit par des couloirs d'éboulis encore fonctionnels.



CHAPITRE VII

ETUDE DES SOLS

DANS LE SECTEUR D'OYONNAX

CHAP. VII ETUDE DES SOLS DANS LE SECTEUR D'OYONNAX.

Introduction.

Les matériaux sont le plus souvent des calcaires et des marnes; ils interviennent dans la formation des sols essentiellement par leur teneur en éléments insolubles (Ph; Duchaufour. 1968, R. Durand et P. Dutil. 1971, M. Gaiffe. 1976). Certains calcaires ont un résidu non carbonaté très réduit (99,8% de CaCO_3) et d'autres sont beaucoup plus chargés en silicates. Les sols se forment à partir de ces silicates, impuretés des calcaires. Le rabotage du secteur d'Oyonnax par les glaciers fait que les processus pédogénétiques ne s'exercent que depuis peu de temps et par conséquent les sols sont très peu évolués.

I Traits essentiels de la morphologie des sols.

Ces caractéristiques ont déjà été souvent présentées dans des travaux différents (L.M. Bresson. 1974, M. Pochon. 1974, S. Bruckert et M. Gaiffe. 1980).

* La rareté des sols réellement calcaires.

Le plus souvent, le test à l'acide est négatif, sauf sur les sols développés sur calcaires très friables. La rareté des sols réellement calcaires s'explique par une forte dissolution (J. Boulaine. 1972).

* La forte proportion de la matière organique.

L'abondance de la matière organique (20-50% et même plus dans l'humus des sols lithocalciques: 95%) diminue quand le sol est plus profond et plus acide (sols bruns lessivés des dépressions karstiques par exemple).

La matière organique joue un rôle important dans les mécanismes physico-chimiques de la dissolution des carbonates: production des agents agressifs (CO_2 , acides organiques (P. Lossanit. 1953, T. Dupuis et al. 1972)), complexation du fer et de l'aluminium par exemple (S. Bruckert. 1966)...

* Le faible développement des profils pédologiques.

Les calcaires contiennent souvent des quantités très faibles en éléments insolubles et puisque les sols sont jeunes (après la dernière extension glaciaire), la dissolution n'a pas encore eu le temps de libérer des quantités importantes d'impuretés. Les calcaires marneux et le fluvioglaciaire donnent des quantités importantes

d'argile. Dans les dépressions (bassins synclinaux et dolines) et en bas des versants se développent des sols relativement épais (par colluvionnement).

* Les minéraux argileux des sols sont surtout de type illite, kaolinite et smectite ; l'altération est de tendance vermiculitique. Cette tendance s'annonce nettement dans les sols très lixiviés et fortement décarbonatés.

II Description et propriétés des sols.

L'étude des sols sur matériau calcaire et sous climat tempéré humide s'avère très difficile, et la plupart des coupes observées ne donnent que des images ponctuelles des unités pédologiques et ne rendent pas compte des différents processus pédologiques. Ces sols ont un aspect humifère qui masque souvent la différenciation des horizons et rend difficile la classification des profils (S. Bruckert et al. 1975).

Nous allons décrire quelques profils et leurs aspects physico-chimiques puis aborder la composition minéralogique des sols.

- Profils pédologiques et aspects des sols.

On peut distinguer plusieurs chaînes de sol d'après leur degré d'évolution:

* Sols peu évolués.

IL s'agit surtout des sols développés sur les alluvions et les colluvions et des sols d'érosion.

- les sols alluviaux et bruns alluviaux occupent les fonds plats des vallées principales (l'Ain, la Bienne, l'Ange...) et des dépressions intermorainiques et se développent surtout sur le matériel fluvioglaciaire et fluviatile.

. sols sur lacustre (au N d'Oyonnax): ech. 1

horizon supérieur: épaisseur 20 cm, structure grumeleuse, racines abondantes.

horizon inférieur: épaisseur supérieure à 40 cm, structure polyédrique, pierrosité faible.

. sols sur fluvioglaciaire (Bellignat).

horizon supérieur: 0-10 cm, brun sombre (7YR4/3), structure grumeleuse

horizon moyen: 10-20/25 cm, brun jaune (10YR6/6), moins caillouteux, structure polyédrique, activité biologique importante.

horizon intermédiaire: 20/25-40/45 cm, brun jaune (10YR6/6), très caillouteux, structure polyédrique.

Horizon	Argile	Limons fins	Limons grossiers	sables
Supérieur	30	40	3,1	26,9
Moyen	45	35	-	-
Inter-médiaire	45	40	-	-

. sols sur terrasse tardiglaciaire (Val d'Izernore).

horizon supérieur: épaisseur: 30 cm, pierrosité importante (cailloux de 2 à 6 cm), racines faibles.

horizon de transition: épaisseur de 10 à 20 cm, pierrosité très importante, une certaine activité biologique (trous de petites bêtes).

- Sols lithocalciques humifères.

Ces sols se développent sur les calcaires durs et pauvres en éléments insolubles, le long des pentes fortes, sur des lapiès, sur des dalles compactes...

La dissolution n'affecte que la surface des roches calcaires et libère très peu de résidus insolubles, rapidement évacués dans les réseaux karstiques. La dissolution des calcaires se fait par altération pelliculaire dans le cas des éléments carbonatés durs et compacts (M. Lamouroux. 1972).

Dans les zones élevées, les roches sont couvertes de mousses et de lichens qui favorisent le développement d'un horizon organique fibreux de quelques centimètres d'épaisseur. L'humus est soit un moder soit un mor fortement désaturé et acide du fait de l'impossibilité de réenrichissement en carbonates et même en calcium.

. sols sur Jurassique supérieur (au N de la forêt).

A00 0-10 cm, brun noir (10YR 2/2), renferme des débris végétaux peu décomposés.

A0 10-20 cm, brun noir (10YR 2/2), pierrosité importante (gélifracsts du Jurassique supérieur), restes végétaux abondants.

R : calcaire du Jurassique supérieur.

* Sols calcinagnésiques.

- sols humocalciques

Ce sont des sols humifères à profil peu différencié AC; ils se forment sur des dépôts de pentes fixés par la végétation ou sur des calcaires durs compacts.

.sols sur groize (route vers Izernore)

A11 10-15 cm, brun foncé (10 YR 3/3), structure grumoleuse, agrégats de calcaire, racines très abondantes.

A12 10/15-35 cm, brun très foncé (7,5YR 2/2), agrégats importants, chevelus de racines.

A13 35-65 cm, brun foncé (10YR 3/3), gélifracés, chevelus de racines.

C: grèzes et groizes.

- sol humo-calcaires: ont des profils peu différenciés des sols humocalcaïques d'éboulis de pentes très fortes, au pied des escarpements...

- rendzines brunifiées.

Leur épaisseur varie selon les positions topographiques, ils occupent des surfaces assez étendues dans les bassins sur les formations du Crétacé inférieur (Valanginien).

A 0-10 cm, brun foncé (10YR 3/3), structure grumeleuse, racines abondantes.

B 10-40 cm, brun foncé (10YR 3/3), structure en polyèdres.

C calcaire en plaquettes du Valanginien.

- Sols bruns. Ils se développent sur les calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, sur les dépôts morainiques dans les bassins synclinaux.

A1 : 0-10 cm, structure grumeleuse, petits agrégats anguleux, débris végétaux abondants.

B : 10-40/45, structure polyédrique à sous-structure polyédrique anguleuse, pierrosité rare.

horizon intermédiaire: 40/45-50 cm, structure polyédrique, pierrosité abondante.

C: moraine de fond.

* Sols brumifiés: Ils apparaissent surtout dans le domaine karstique aux dépens d'éléments de décarbonatation restés sur place ou entraînés dans les dépressions karstiques. A ces dépôts pourraient s'associer des limons éoliens (M. Pochon. 1947 a).

- Dans les dépressions karstiques (dolines) et intermorainiques se forment des sols bruns profonds contenant beaucoup de limon, la dissolution des carbonates est plus forte et les sols y sont plus profondément décarbonatés que les sols sur les alluvions quaternaires par exemple. Le lessivage est beaucoup plus rapide dans les dolines et les diaclases.

A1 0-10 cm, brun clair (10YR 5/3), structuré en agrégats, racines abondantes.

A₂B 10-25/30 cm, brun jaune clair (10YR 6/6), structure polyédrique, nombreux. (horizon intermédiaire)

C: Roche calcaire du Jurassique supérieur.

Horizon	Argile	Limons fins	Limons grossiers	sables
A1	40	35	-	-
A2B	45	55	-	-
B	50	45	-	-

- Sur les pentes se développent des sols bruns colluviaux, ils sont très répandus car le relief est fortement accidenté.

Sur Bathonien

A. 15-20 cm, brun rougeâtre, (10YR 5/4), structure polyédrique, activité biologique (vers de terre), quelques agrégats anguleux (restes de la roche en place).

B. 15/20-30 cm, brun rougeâtre, (10YR5/4), structure grumeleuse.

C: calcaire du Jurassique moyen.

Horizon	Argile	Limons fins	Limons grossiers	sables
A	50	40	-	-
B	40	45	-	-

. Sur calcaire marneux de l'Oxfordien-Argovien (Ech.2).

On peut distinguer deux chaînes de sols: sols sur bancs marneux et sols sur bancs calcaires.

sur bancs marneux:

horizon supérieur: 0-8 cm, couleur brun pâle (10YR 6/3), structure grumeleuse, racines abondantes.

horizon moyen: 8-28 cm, brun rougeâtre (2,5YR 6/4), structure polyédrique, pierrosité faible.

horizon inférieur: 28-43 cm, brun pâle (10YR 6/3), structure grumeleuse, pierrosité importante.

sur bancs calcaires:

horizon supérieur: 0-10 cm, brun pâle (10YR6/3), structure grumeleuse, pierrosité faible, racines abondantes.

horizon inférieur: 10-25 cm, brun très pâle (10YR7/3) cm, structure polyédrique, pierrosité faible.

	Horizon	Argiles	Limons fins	Limons grossiers	sables
banc marneux	H. sup.	50	45	-	-
	H. moy.	40	45	-	-
	H. inf.	30	50	-	-
banc calcaire	H. sup.	30	50	-	-
	H. inf.	35	40	-	-

* Sols hydromorphes.

Ils occupent les parties basses de la topographie, le plus souvent sur des dépôts glaciaires et proglaciaires, ils se rattachent aux sols hydromorphes organiques: sols humiques à gley, tourbes.

Parfois plusieurs dépressions sont imperméables à cause de la nature des formations sous-jacentes (moraines, lacustres de fond, marnes...). Ces dépressions peuvent permettre l'installation des tourbes. Pour se développer, les tourbes demandent la présence d'une nappe d'eau stagnante à très peu ou pas d'oxygène. Une nappe circulante oxygénée favorise en effet la minéralisation de la matière organique en CO₂ et la formation de sols hydromorphes minéraux (gleys oxidés (M. Guinochet. 1965)). L'épaisseur des tourbes n'est pas considérable; elle varie le plus souvent de quelques décimètres à quelques mètres. Selon l'évolution des tourbières, on peut distinguer deux écosystèmes différents:

- des bas-marais (calciques) et des hauts-marais (acides). (J.M. Royer et al. 1978).

_ Les bas-marais se forment dans les dépressions qui reçoivent temporairement des eaux courantes ou qui ruissellent. Les apports de calcium et d'oxygène modifient profondément les propriétés biologiques du milieu et par là, les processus de minéralisation et d'humification des tourbes.

Par drainage, leur partie superficielle s'aère et se structure en agrégats d'origine physique et biologique (M. Guinochet. 1965, S. Bruckert et M. Gaiffe. 1980).

_ Les hauts-marais se développent dans les dépressions qui ne reçoivent presque plus d'eau de ruissellement, les nappes sont alimentées par les eaux de pluie qui s'acidifient par la matière organique et le CO₂ d'ordre biologique (respiration des végétaux, des microorganismes...). Ce sont des végétaux (sphaignes et autres mousses...) qui engendrent les tourbières; ces végétaux, après leur mort, subissent une lente altération et se transforment progressivement (G. Latreille. 1960, G. Menut. 1974). Ces tourbes évoluent vers un mor fibreux et donnent un écosystème de forêt clairière.

TABL. 38. - CARACTERES GEOCHIMIQUES DES SOLS.

Localité	pH	Calcareo-chaux:					CaCO ₃ % total	Acides:		Cations organiques % CaCO ₃ équivalent	Matière organique % CaCO ₃ équivalent	Phosphore assimilable			
		CaO % total	MgO % total	Na ₂ O % total	K ₂ O % total	Fe % total		% CaCO ₃ équivalent	% CaCO ₃ équivalent			% CaCO ₃ équivalent	% CaCO ₃ équivalent		
1a	7,55	11,948	0,184	0,088	0,293	0,0	68,8	1,8500	0,0084	0,0680	56,10	96,50	0,007	0,116	0,123
1b	7,55	14,847	0,166	0,088	0,319	0,0	26,3	4,6350	0,0084	0,0620	39,00	65,30	0,007	0,160	0,069
2a	7,86	15,339	0,166	0,102	0,339	0,0	157,3	0,6160	0,0000	0,0000	11,80	32,10	0,007	0,014	0,021
2b	7,82	16,104	0,166	0,079	0,488	0,0	160,0	0,4330	0,0000	0,0025	85,10	63,40	0,007	0,123	0,130
2c	7,61	16,021	0,229	0,100	0,285	0,0	170,0	2,9280	0,0007	0,0124	52,10	89,60	0,007	0,049	0,056
2d	7,87	13,635	0,143	0,089	0,207	0,0	157,4	1,0380	0,0000	0,0000	26,10	65,00	0,007	0,023	0,046
2e	7,77	15,976	0,203	0,102	0,233	0,0	148,1	1,8880	0,0000	0,0050	38,40	66,10	0,023	0,024	0,050
3a	7,35	13,234	0,199	0,145	0,234	0,0	25,0	4,3410	0,0044	0,0818	49,60	83,60	0,109	0,344	0,453
3b	7,34	12,783	0,182	0,080	0,143	0,0	23,8	3,8370	0,0012	0,0918	44,40	81,10	0,385	0,486	0,371
3c	7,65	12,672	0,182	0,080	0,166	0,0	23,1	3,2340	0,0007	0,1422	40,70	79,10	0,085	0,312	0,397
4a	5,28	4,424	0,166	0,065	0,167	0,0	0,0	2,676	0,0014	0,1432	56,60	77,30	0,014	0,102	0,116
4b	5,70	7,572	0,166	0,073	0,178	0,0	4,4	2,233	0,0000	0,0347	23,40	40,20	0,032	0,076	0,107
4c	5,40	5,238	0,166	0,097	0,121	0,0	8,8	1,2013	0,0000	0,0000	27,60	47,50	0,024	0,088	0,109
5a	7,23	8,863	0,099	0,100	0,145	0,0	20,0	2,7780	0,0014	0,0332	28,80	61,30	0,051	0,307	0,358
5b	7,06	10,567	0,214	0,115	0,223	0,0	16,3	3,7228	0,0000	0,1215	50,20	87,60	0,036	0,360	0,396
6a	7,36	20,144	0,365	0,124	0,367	0,0	32,5	4,3760	0,0054	0,2778	60,30	104,70	0,210	0,425	0,635
6b	7,60	20,422	0,129	0,161	0,223	0,0	42,5	3,1530	0,0064	0,1761	40,20	69,10	0,130	0,333	0,463
7a	5,55	7,670	0,315	0,098	0,146	0,0	1,8	4,4445	0,0136	0,0466	23,70	159,50	0,014	0,048	0,062
7b	5,48	6,477	0,109	0,097	0,145	0,0	16,0	4,4332	0,0102	0,0074	26,60	80,40	0,000	0,045	0,045
7c	6,36	9,544	0,122	0,102	0,080	0,0	20,0	2,7720	0,0034	0,0025	35,80	61,60	0,000	0,028	0,028
8a	7,27	22,722	0,199	0,160	0,164	0,0	20,6	8,224	0,0095	0,1614	122,20	215,40	0,025	0,084	0,109
8b	6,03	11,407	0,144	0,141	0,561	0,0	2,8	6,9300	0,0122	0,2624	245,80	371,10	0,025	0,100	0,155
9a	7,35	15,570	0,152	0,085	0,121	0,0	65,6	2,7720	0,0044	0,1438	34,30	54,70	0,020	0,049	0,069
9b	8,12	11,59	0,023	0,056	0,064	0,0	67,5	1,4610	0,0007	0,0498	118,0	23,80	0,030	0,012	0,042
10a	7,15	11,63	0,102	0,080	0,134	0,0	138,8	2,3320	0,0044	0,0982	33,20	57,10	0,029	0,065	0,074
10b	7,95	10,57	0,057	0,082	0,102	0,0	155,6	1,4610	0,0044	0,0322	24,00	41,20	0,031	0,045	0,076
10c	8,10	12,27	0,045	0,083	0,033	0,0	133,8	0,7700	0,0048	0,0248	12,00	20,60	0,024	0,014	0,058
10d	8,25	12,71	0,062	0,084	0,105	0,0	68,8	0,7700	0,0027	0,0099	0,80	1,30	0,019	0,002	0,021

- 1 Sol sur lacustre(Marchon).
- 2 Sol sur calcaire marneux.
- 3 Sol sur fluvioglaciale(Bellignat).
- 4 Sol de depression karstique.
- 5 Sol sur Bathonien(Apremont).
- 6 Sol sur Valanginien(Graissiat).
- 7 Sol sur marne(Viry).
- 8 Sol sur Calcaires Sup(N. Forêt noire).
- 9 Sol sur terrasse tardi-glaciaire (generale).
- 10 Sol sur grasse(Malard aux Biches).

III Minéralogie et pédogenèse.

Plusieurs échantillons ont été prélevés en vue de la détermination des argiles. Les diffractogrammes ont pu être obtenus au laboratoire de sédimentologie et géochimie de Lille I, grâce à l'aimable concours de Monsieur H. Chamley. Les produits argileux extraits des calcaires et des sols ont été analysés. Cette étude minéralogique permet de comparer la composition des argiles des sols et des roches sous-jacentes puis d'avoir une idée sur l'origine et l'évolution de ces sols.

III.1 Les minéraux des roches en place.

Les roches sous-jacentes du secteur d'Oyonnax sont principalement constituées par l'illite, la smectite et la kaolinite (tabl. n° 39). Les proportions de ces argiles varient selon la nature des faciès. La smectite est franchement dominante dans le calcaire valanginien (60%); la Vermiculite apparaît en quantité faible (5-20%).

III.2 Les minéraux des sols dérivés des roches sous-jacentes

L'héritage des roches mères ne suffit pas à expliquer la composition minéralogique des sols. En effet tous les sols montrent une évolution bien nette vers la Vermiculite (10-15 %).

La nature vermiculitique des argiles des sols va souvent de paire avec une abondance de matériaux insolubles; elle résulte d'une illuviation d'argile et d'une décarbonatation et altération sur place.

Les roches sous-jacentes subissent une altération vermiculitifiante sous l'action des processus pédogénétiques. L'illite, en particulier présente dans les roches calcaires, apparaît en quantités faibles (à peine 15%, sauf dans les moraines (30%) qui sont déjà assez évolués).

Les interstratifiés I-V (10-14Å) sont moins abondants (10-20%) tandis que les interstratifiés V-M (14-14Å) augmentent nettement.

La chlorite est absente ou en traces aussi bien dans les argiles des roches sous-jacentes que dans les argiles des sols. Cela explique une altération bien marquée. D'autres minéraux (quartz, goéthite) associés aux minéraux argileux apparaissent en très petites quantités. On voit donc que l'illite et les interstratifiés 10-14Å des roches sous-jacentes se transforment en minéraux de vermiculite.

Echantillon	Chlorite	Illite	(10-14 Å)	Vermic.	Smectite	Kaolinite	Quartz	Felds.	Goethite
1a moraine	fracs	40	10	(I-5)	5	30	15	-	++
1b sof	fr (+)	30	45	(I-5)	10	25	20	-	++
2b rendzine	-	≈ 5	≈ 15	(IS>IV)	≈ 40	≈ 20	≈ 20	-	-
3a Valangin	fr	≈ 80	≈ 40	(C-5)	≈ 60	X	-	-	-
3b sof.corr	-	++	+	++	++	+	+	++	++
4a Bath	-	≈ 30	≈ 45	(IV>IS)	≈ 20	VC	≈ 5	-	++
4b sof rouge	-	≈ 40	≈ 20	(IS>IV)	≈ 50	(CS,VC)+	≈ 20	+	++
5a Rimfort	-	35	20	(IS>IV)	5	(VC>CS)	35	-	+
5b sof.corr	-	40	45	(IV>IS)	45	(CV>CS)+	25	-	++
5a.oxf.frg	-	30	40	(I-5)	30	30	30	+	-
6b sof	-	≈ 15	≈ 45	(VS,CS)+	≈ 45	X	≈ 25	+	+
7a Barrem	-	20+	≈ 15	(IS,IV)	5	(VC,CS)	40	-	++
7b sof	fracs	-	≈ 40	(CS,VC)+	≈ 20	X	20	+	++

Tabl. 39. Minéralogie des argiles des roches et des sols de la région d'Oyonnax.

- Cristallinité : xxx très bonne, xx moyenne, x médiocre

N.B: pourcentages en 1/20^e par rapport à l'ensemble des minéraux argileux de la fraction

decarbonatée 2 um.

(-) : Intératifiés irréguliers à Illite(I), Smectite (S), Vermiculite (V), Chlorite(C).
 Minéraux non argileux associés : + rares, ++ communs, +++ abondants.

Echantillon n° : 1a : moraine terminale de Montréal

1b : sol aux moraines

2a : dépôt deltaïque (non traité)

2b : rendzine

3a : calcaire du Valanginien

3b : sol colluvial

4a : calcaire du Bathonien

4b : sol rouge (terras rossa)

5a : calcaire du Kim-Portlandien

5b : sol colluvial (deprea karstique)

6a : calcaire-mauveux Oxf-Angovien

6b : sol colluvial

7a : calcaire du Barremien

7b : sol colluvial

Roche-mère

couverture

La composition minéralogique des argiles des différents sols varie beaucoup; elle résulte du caractère élevé de l'hydrolyse dans le sol. Un autre type de différenciation dans l'évolution des argiles apparaît au niveau des profils pédologiques. Ainsi l'illite disparaît dès l'horizon B des sols évolués, tandis que la kaolinite et la chlorite (héritées) restent inertes dans tout le profil (cas d'une rendzine brumifiée). La vermiculitisation des illites et minéraux gonflants est encore plus poussée dans les sols lessivés lixiviés (L.M. Bresson. 1974).

III.3 Interprétation-conclusion.

L'étude minéralogique permet les constatations suivantes:

- l'altération plus marquée dans les sols.
- une altération de tendance vermiculitique fréquente.
- une certaine indépendance parfois entre roches et couvertures due au colluvionnement.

L'évolution des argiles est régie par trois processus:

- l'héritage de la kaolinite: elle reste en effet plus ou moins stable; hors celle fournie par la roche sous-jacente, elle est issue d'une action pédogénique parallèlement à la vermiculitisation (transformation des illites et des smectites). Le couvert végétal peut avoir un rôle biochimique dans la genèse de la kaolinite (H. Erhart. 1966).
- transformation des illites et des interstratifiés 10-14Å; l'illite argile détritique courante est légèrement à moyennement cristallisée soit par héritage de la roche mère soit par aggradation (H. Paquet 1970).
- La smectite est la plus difficile à interpréter, elle peut être héritée de la roche mère car les roches sous-jacentes sont riches en illite et smectite; elle peut être d'origine pédogénique (altération de l'illite).
- transformation des vermiculites en intergrades alumineux. Les vermiculites et les interstratifiés (10-14V) sont le siège d'une dégradation se traduisant par la présence d'aluminium interfoliaire; cela apparaît en surface (cas d'une rendzine brunifiée) ou dès le sommet des horizons B dans les sols lixiviés (L.M. Bresson. 1974).

La vermiculitisation est un processus courant dans les sols sur les roches-mères calcaires (G. Millot; H. Paquet. 1969; F. Pottner. 1971; F. Lamouroux. 1974; L.M. Bresson. 1974; N. Bornard. 1978). Mais la

présence d'intergrades alumineux dans ces sols a été rarement signalée (G. Pedro in J. Boulaine. 1972; L.M. Bresson. 1974, C. Rougier. 1985). Il semble que ce phénomène intervienne en milieu assez acide, mais aussi dans des sols peu acides ou même neutres. L'aluminisation des vermiculites résulte de l'attaque préférentielle des couches octaédriques d'où l'aluminium est extrait: il s'agit d'une hydrolyse acide mais limitée (acidocomplexolyse).

La vermiculisation exprime une altération ménagée et va en parallèle avec une rubéfaction sous climat tempéré humide. Sa rapidité est définie par les conditions physico-chimiques de l'altération (drainage et perméabilité, abondance en ions calcium (M. Robert. 1970)...).

IV. Facteurs de formation et de répartition des sols.

La formation des sols et leur répartition sont dues à plusieurs éléments: morphologie, composition des roches en place, conditions bioclimatiques... Cette formation dépend beaucoup plus d'unités géomorphologiques que d'unités géologiques. Les principaux processus pédologiques sont la décarbonatation, la brunification, le lessivage... (cf. L.M. Bresson. 1974, M. Gaiffe. 1976).

- Les zones élevées des chaînons sont occupées par de maigres pelouses, quand elles sont recouvertes d'une mince couche de sol, et de forêt quand il y a des couches calcaires dégagées par l'érosion. Les bancs calcaires du Jurassique s'altèrent et donnent un résidu insoluble qui est à l'origine des sols superficiels (sols bruns à pellicule calcaire, sols lithocalciques humifères...).

- Les zones karstiques (dolines, lapiès).

La couverture végétale des chaînes de sols du karst est essentiellement forestière (hêtre, sapin). Ces zones comportent des sols calcimagnésiques et des sols brunifiés qui se forment par karstification et par des mécanismes d'érosion différentielle, de solifluxion, lessivage...

Les sols varient selon les milieux, on peut distinguer plusieurs toposéquences (des dolines, des combes, des versants abrupts, sur dalles calcaires...).

- Dans les bassins synclinaux, les terrains sont formés essentiellement du Crétacé inférieur et des dépôts quaternaires. Sur ces terrains se développent des sols bruns calcaires humifères, des sols bruns calciques, des sols bruns, des sols bruns colluviaux... Cette zone offre un paysage couvert de prairies.

L'épaisseur et la composition des sols varient en fonction de la position morphologique. Les sols des sommets des buttes sont en effet superficiels, caillouteux et très calcaires. Sur les pentes et dans les dépressions intermorainiques, les sols deviennent épais, riches en limons fins et en argiles. Les sols des sommets des buttes sont appauvris de particules fines qui sont venues alimenter les sols sur les pentes et dans les vallons par des mécanismes de lavage par le ruissellement et la solifluxion.

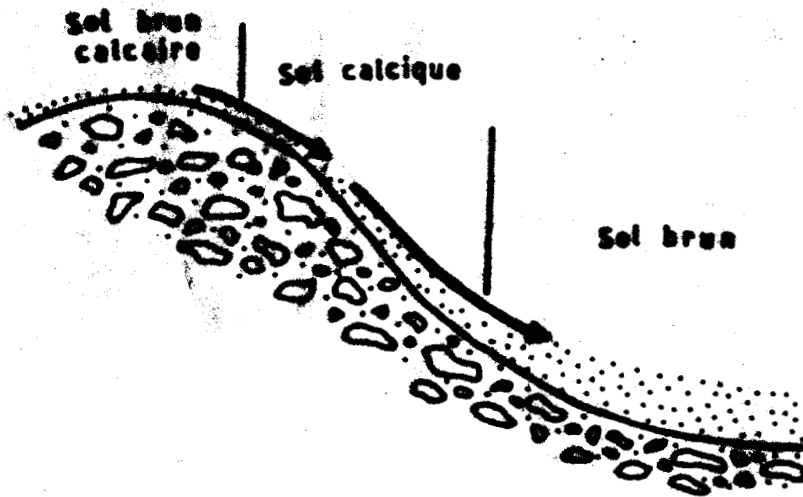


FIG . 179 . MECANISMES D'EVOLUTION DES SOLS DES BUTTES MORAINIQUES.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion.

Les relations verticales et latérales entre le sol et les roches sous-jacentes (G.Callot.1978;S.Bruckert et M.Gaiffe.1980) permettent de définir les différents processus de formation des sols et de leur répartition (processus pédogénétiques, géochimiques et géodynamiques). L'évolution de ces sols est liée aux conditions édaphiques, à la position morphologique, à l'intensité des altérations, à l'activité biologique (production de CO₂)...mais elle est aussi réglée par les processus d'érosion (intensité des pluies), par la fracturation...Les différents types de sol subissent le processus de brunification comme les matériaux dont ils proviennent.

Les sols sont le plus souvent superficiels et peu épais, ce sont des sols jeunes qui se sont développés après le retrait glaciaire . L'action d'érosion est d'autant plus intense que les calcaires sont fissurés; les sols calcimagnésiques subissent une forte érosion superficielle et karstique (appauvrissement en fins), un fort lessivage des fins et leur évacuation vers le réseau profond et enfin une rubéfaction actuelle en climat tempéré humide.



CONCLUSION GENERALE

Au terme de cette étude, il convient d'en souligner les principaux résultats qui ont été présentés dans les chapitres précédents. Plusieurs thèmes ont été particulièrement abordés, ce qui permet une bonne compréhension du milieu naturel.

La région d'Oyonnax a subi une évolution morphologique et structurale complexe depuis le Tertiaire. Les séries calcaires et marneuses du Jurassique et du Crétacé inférieur ont été faillées (phase de distension oligocène) et plissées (phase de compression pontienne). L'établissement des surfaces d'érosion (un aplanissement partiel emboîté dans une surface supérieure) prépontiennes a marqué l'aboutissement de l'uniformisation des conditions structurales de l'érosion. Ces surfaces tronquent des terrains différents du Secondaire et apparaissent nettement sur les flancs de la cluse de Nantua. Elles ont été déformées et soulevées et/ou reprises ultérieurement par l'érosion fluviatile ou karstique. Les conditions de l'établissement de ces surfaces sont difficiles, voire impossibles à déterminer faute de disposer sur le terrain de critères de datation. La référence au Pontien de la Méditerranée n'est pas de nature à résoudre les problèmes de la morphogenèse dans le Jura. En effet, quelles que soient les conditions, l'établissement de ces surfaces d'érosion pouvait être réalisé au cours d'une séquence (ou des séquences) morphoclimatique par des actions fluviatiles ou karstiques.

C'est à partir de ces surfaces qu'aurait débuté le creusement des principales vallées (l'Ain, la Bienne, l'Ange, l'Oignin...). La mise en place du réseau hydrographique est liée à celle des unités morphotectoniques. Il s'agit d'un réseau polygénique qui s'est installé à la suite de la tectonique oligocène; il est par conséquent antécédent aux plis pontiens qu'il recoupe localement en cluses. Que ces cours soient adaptés, surimposés ou antécédents, on peut dire qu'un réseau cohérent n'est apparu qu'au Pliocène comme en témoignent les vestiges topographiques. Ce système hydrographique a été défini par le soulèvement au cours du Mio-Pliocène et l'abaissement de niveau de base.

Deux générations de replats peuvent être distinguées; elles sont attribuées au Pliocène inférieur et supérieur. Ces replats permettent de reconstituer les paléo-écoulements au cours du Pliocène.

L'analyse structurale du réseau hydrographique montre les caractères graphiques des réseaux d'entaille (les types de réseau de drainage, anomalies de drainage, problèmes des captures), les directions du réseau (corrélation drainage-structure, signification et orientation des méandres) et enfin les profils en long et les courbes de vallées.

La cluse de Nantua a fait l'objet d'une étude approfondie; après avoir défini le phénomène "cluse" et les différents mécanismes de sa genèse (antécédence, surimposition, érosion régressive, causes tectoniques, karstification...) nous avons étudié la cluse de Nantua s.l (découpage en tronçons, étude de la fracturation...). Les différentes directions des tronçons des cours d'eau semblent alignées sur des systèmes de fractures et sur des accidents tectoniques. Les replats d'érosion suspendus au dessus de la cluse de Nantua et l'histoire tectonique de la chaîne jurassienne permettent de fixer l'âge de la cluse au Pontien (contemporaine du plissement

Les éléments du karst ont été présentés; le fait capital réside dans le grand développement des vallées sèches, des dolines, des lapies, des canyons... Dans le karst profond, avens, grottes, sources et pertes sont abondants; la genèse de ces éléments implique une évolution complexe inachevée, dans un contexte régional, et guidé par des facteurs structuraux et bioclimatiques.

Le modelé karstique est essentiellement polygénique, son âge est difficile à préciser bien que la position sur les surfaces d'érosion prémiocènes indique qu'il a évolué à partir de ces surfaces.

L'évolution de ce karst est ralentie surtout à cause de la présence des niveaux marneux dans les séries calcaires (conditions lithostructurales moins favorables que celles du **Vercors** par exemple). Toutefois, la répartition des formes karstiques est liée au compartimentage lithostructural et aux conditions bioclimatiques. Ces faits justifient une érosion karstique importante (78-89 mm/1000 ans). En effet cette ablation dépend des variations climatiques et est difficile à estimer au cours du Pliocène et du Pléistocène.

Les unités glaciaires et proglaciaires.

On trouve dans le remblaiement des bassins des faciès différents liés à la dernière glaciation: dépôts glaciaires s.s et dépôts proglaciaires (fluvioglaciaire et lacustre). La répartition de ces dépôts, leur étude sédimentologique, les empreintes glaciaires (striations et broutures) dans le val d'Oyonnax et dans la vallée de l'Ain et

enfin les cailloux d'origine alpine permettant de reconstituer l'évolution climato-sédimentaire et les différentes phases du retrait glaciaire à partir des moraines terminales.

Au cours du maximum glaciaire, l'ensemble du secteur d'Oyonnax est couvert d'une calotte glaciaire locale. Cette nappe de glace avait plutôt un rôle protecteur que destructif. Elle a contribué à l'aménagement du relief (vallée en U: cluses de Nantua, de l'Ain, de la Bienne...), à l'évolution des formes karstiques grâce aux eaux de fonte et enfin à la mise en place des moraines et de nappes fluvioglaciaires. La persistance du froid se marque par la mise en place des dépôts périglaciaires et le recul des parois des escarpements qui alimentaient les langues glaciaires.

Le retour à un régime climatique plus humide et sans doute aussi plus chaud se marque par le creusement des vallées principales. Cette évolution, commencée après le retrait des glaciers n'a été que temporairement interrompu par des pulsations climatiques. Elle a été jalonnée par des phases d'incision des cours d'eau, entrecoupées de périodes d'alluvionnement dans les vallées, dont témoignent les terrasses emboîtées (terrasses glacio-lacustres, fluvioglaciaires...).

Dans le bassin de Mons-Dortan, elle s'est traduite par des dépôts carbonatés ("tufs" de Dortan) dont la sédimentation serait atlantique. Ces dépôts très peu développés dans la zone tempérée sont vraisemblablement la conséquence d'un renforcement local d'un climat chaud et humide.

Parallèlement, ces conditions froides ont favorisé une évolution des versants en ambiance périglaciaire; les parois des versants raides en portent les marques les plus spectaculaires et les traits essentiels du périglaciaire sont étroitement liés aux phénomènes glaciaires. La géodynamique actuelle n'est qu'un prolongement atténué de celle contemporaine de la dernière glaciation certainement plus intense. Cette évolution est encore présente et contribue au recul des parois rocheuses. Elle dépend de plusieurs éléments (pétrographie et aspects physiques de la roche, fissuration, orientation, action mécanique de la végétation...); mais elle est réglée par l'efficacité des facteurs climatiques. La mobilisation des fragments qui se détachent des parois est due à la pesanteur; quant à son intensité, elle est limitée aux dénivelés des versants, aux dimensions des fragments et leur morphométrie et enfin à la part des éléments fins dans ces dépôts de pente.

Pédologie.

L'étude de quelques profils pédologiques (analyses physico-chimiques et minéralogiques) montre que la pédogenèse est le résultat de tout un ensemble de processus (décarbonatation, brunification, lessivage...).

L'altération se traduit par la dissolution des roches en place et l'entraînement de matière dans les réseaux karstiques. Elle a été suivie à partir de la composition minéralogique des argiles des sols et des roches sous-jacentes. C'est une altération de tendance vermiculitique.

L'étude géochimique des eaux permet d'apprécier le dynamisme actuel de l'altération météorique (0,078-0,089 mm/an). Cette pédogenèse actuelle dans les horizons supérieurs est de types brunifiés.

La formation des sols et leur répartition sont en relation avec les conditions édaphiques, la position morphologique, l'intensité des altérations, l'activité biologique... Ils sont le plus souvent des sols superficiels et peu épais, il s'agit de sols jeunes développés après le retrait glaciaire.

L'altération est d'autant plus intense que les calcaires sont fissurés; les sols subissent une forte érosion superficielle et karstique, un fort lessivage des fins et leur entraînement (par appauvrissement) vers le réseau profond et enfin une rubéfaction actuelle en climat tempéré humide.

L'activité biologique et les propriétés hydriques sont les deux facteurs essentiels de l'évolution actuelle des sols.

Par ailleurs, l'érosion actuelle est marquée par une dynamique active; les signes de dégradation des milieux et d'érosion des formes héritées et des sols sont partout apparents. La destruction de la couverture végétale a conduit à une évolution localement rapide des versants. Un tel dynamisme est favorisé par la morphologie accidentée du relief (escarpements). Les versants sont le plus souvent couverts de végétation et paraissent stables; leur instabilité n'est que locale et se traduit par des couloirs d'éboulis encore fonctionnels. La morphologie actuelle est régie essentiellement par des phénomènes de karst et de versants. Elle est donc un élément permanent de l'évolution du secteur d'Oyonnax.

Enfin il faut noter les variations spatio-temporelles de la morphogenèse; l'évolution morphologique dans les chaînes des Berthians et des Joux blanches et dans la haute-Chaine n'a pas cessé de se différencier depuis leur mise en place. Cette dissymétrie est due à deux

éléments principaux:

-une tectonique intense dans la zone des lanières (phase de distension) et la réaction différente de chaque compartiment.

- des conditions bioclimatiques différentes: la zone des lanières appartient à l'étage collinéen alors que la haute-Chaine (chaîne d'Apremont et le plateau d'Echallon-Belleydoux) fait partie de l'étage montagnard forestier.

En dernier lieu, le rôle des glaciers semble avoir été marqué surtout dans la haute-Chaine. De la sorte, le creusement des cours d'eau a été accentué dans la haute-Chaine (cluse de Nantua, canyons de l'Ange, de la Sarsouille, de Merdanson...). Cela résulte plutôt d'un soulèvement plus intense à l'E qu'à l'W. Ce creusement a conduit à un déblaiement très poussé des dépôts quaternaires dans les bassins. Le contraste est non moins marqué entre les morphologies karstiques



BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE.

- ADAM J.E et RHODES M.L. (1960) - Dolomitization by seepage refluxion. *Ann. Assoc. Petroleum geologists. Bull.* ,44, P.1912-1920.
- ADOLPHE J.P. (1981) - Observations et expérimentations géomicrobiologiques et physicochimiques des concrétionnements carbonatés continentaux actuels et fossiles. *Thèse de doctorat d'état ès-sciences* .Univ. P. et M. Curie.Paris.
- ADOLPHE J.P. (1985) - Biocristallogenèse et écomorphologie des tufs, travertins, enseignements tirés d'exemples naturels et expérimentaux. *Acte du congrès "Travertins holocènes"* , Aix-en-Provence, 5-6 Nov.1985.
- ADOLPHE J.P, COHEN J, HSSAIDA T, MISKOVSKY J et WEISROCK A. (1985) - Bilan organique des travertins d'Imouzzer (Maroc): méthodologie et enseignements paléobotaniques. *Acte du congrès "Travertins holocènes"* , Aix-en-Provence, 5-6 Nov.1985.
- ADOLPHE J.P, PARADAS J, POIGNANT A, SOLEILHAVOUP F. et WEISROCK A. (1985) - Ecomorphologie et géomicrobiologie des dépôts carbonatés continentaux africains. Signification paléoclimatique. *110^{ème} congrès des sociétés savantes. Montpellier.*
- ADOLPHE J.P, PARADAS J, SOLEILHAVOUP F. et WEISROCK A. (1985) - Les concrétionnements carbonatés continentaux et leur paléoenvironnement. *Acte du congrès "Travertins holocènes"* Aix-en-Provence, 5-6 Nov.1985.
- AGASSIZ L. (1840) - Etude sur les glaciers, Neuchâtel.; *Lib jent et gassman (réédité par Dawson of Paul Mall, 346P. + atlas de 32 p.*
- AGASSIZ L. (1843) - Sur les anciens glaciers du Jura. *Actes Soc. Helv. sci. nat.*, 28^{ème} session, P.284-285.
- AGUILAR J.P. (1982) - Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des rongeurs et corrélations avec l'échelle stratigraphique marine. *C.R. Acad. Sci.* Paris, série D, t.294, P.49-54.
- AGUILAR J.P. et CLAUZON G. (1981) - Découverte de trois nouveaux gisements à Rongeurs d'âge miocène en Provence nord-orientale. Implications géodynamiques et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t.292, P.909-912.
- AGUIRE E. de, LHENAFF R. et MECO J. (1967) - Nouvelles observations stratigraphiques sur la Mesa de Asta (Cadix, Espagne). *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, P.82-83.

- AINARDI R. (1975) - Microfaciès et paléocéologie du "Purbeckien" des régions de Nantua et S^t Rambert (Jura méridional). Mise en évidence d'un horizon à *Anchispirocyclima lusitanica* Egger. in: *Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé*, Neuchâtel 1973. *Mem.B.R.G.M.*, n° 86, P.232-241.
- AINARDI R. (1976) - Etude comparée de 2 ensembles marginaux littoraux. Microfaciès. Evolution séquentielle. Paléopaysages. Le passage Muschelkalk, Keuper (Vosges occidentales), le "Purbeckien" (Jura méridional). *Thèse 3^{ème} cycle, I.N.P.L. - E.N.S.G.Nancy*, 103 P.
- AINARDI R. (1976) - Processus de formation d'intraclastes par dessiccation en milieu margino-littoral; exemple dans le "Purbeckien" du Jura. *Bull.Soc.Géol.Fr(7)*, t.XVIII, P.159-164.
- AINARDI R. (1977) - Un paysage marginolittoral, le "Purbeckien" du Jura méridional. *B.S.G.F* (7) t.XIX, n° 2; P.257-265.
- AINARDI R. et CHAMPETIER Y. (1976) - Processus de formation d'intraclastes par dessiccation en milieu margino-littoral. exemple dans le purbeckien du Jura. *B.S.G.F* t.XVIII. n° 1, P.159-164.
- ALLEN G.P, CASTAING P. et KLINGEBIEL A. (1972) - Distinction of elementary sand populations in the Gironde estuary (France) by R.Mode factor analysis of grain size data. *Sedimentology*, Vol.19, P.21-35.
- ALLEN JRL (1963) - The classification of cross stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, P.93-114.
- ALLIX A. (1945) - Antécédence et mobilisme structural en morphologie terrestre. *Et.Rhod* .XX. P.236-244.
- AMBERT P. (1979) - Tuf et Travertin: propositions pour une définition systématique des concrétionnements karstiques externes, *Bulletin de l'Association Française de Karstologie*, 1979, n° 5, P.35-52.
- AMBERT P. (1981) - Chronologie locale et synchronisme paléoclimatique, rapport de synthèse par P.Ambert. *Actes du colloque de l'A.G.F. Formations carbonatées externes, tufs et travertins* Paris. 9 mai 1981. P.201-206.
- ANDEREGG H. (1940) - Géologie des Isentals (URI) *Mat.Cart.Géol.Suisse.*, N.S 1977.
- ANDRIES D.C (1980) - Les éboulis ordonnés du Haut pays niçois, caractéristiques, mode de gisement, genèse, exploitabilité. *Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Nice*, 2 vol.
- ANDERSON E.M (1951) - The dynamics of faulting. 2^{ème} éd. Oliver and Boyd. Edinburgh.
- ANNAHEIM H. (1951) - Morphochronologische Parallelen. *Geographica.helv.* 6, 205-210.

- ARTHAUD F. (1969) - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Geol. France* (7), t. IX. P. 729-737.
- AUBERT D. (1938) - Les glaciers quaternaires d'un bassin fermé: la vallée de Joux (canton de Vaud). *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.*, Vol. 60, n° 246-Lausanne, Suisse.
- AUBERT D. (1943) - Monographie géologique de la vallée de Joux. *Mat. Carte géol. suisse*, n. s. 78^{ème} livre.
- AUBERT D. (1945) - Le Jura et la tectonique d'écoulement. *Bull. Lab. géol. et Musée géol., Univ. Lausanne*, n° 83, P. 1-20 et *Mem. Soc. Vaud. Sc. nat.*, Vol. 8, n° 4, P. 217-236.
- AUBERT D. (1947) - Rapport entre les faciès des terrains secondaires et les plissements jurassiens. *Bull. Soc. Vaud. Sci. nat.*, N° 968, vol. 63, P. 339-366.
- AUBERT D. (1949) - Le Jura. *Geol. Rundschau*. Bd. P. 2-17.
- AUBERT D. (1959) - Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. *Mem. Soc. Vaud. Sc. nat.*, Vol. 12, fasc. 4, n° 76, P. 93-152.
- AUBERT D. (1965) - Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclog. Geol. Helv.*, 58/1, P. 555-578.
- AUBERT D. (1966) - Structure, activité et évolution d'une doline. *Bull. Soc. Neuchât. Sci. nat.*, 89, 113-120.
- AUBERT D. (1967) - Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura. *Bull. Soc. Vaudoise des Sci. nat.*, N° 324, vol. 69, fasc. 8.
- AUBERT D. (1969) - Phénomènes et formes du karst jurassien. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 62, P. 325-399. Une bonne mise au point d'ensemble pour le Jura, sur les problèmes karstiques.
- AUBERT D. (1970) - Les graviers du Mammouth de Praz Rodet (vallée de Joux, Jura Vaudois). *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.*, vol. 70, n° 334, P. 421-430.
- AUBERT D. (1975) - L'évolution du relief jurassien. *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol. 68, n° 1. *Birkhäuser S.A. Bâles*, P. 1-64.
- AUBERT J. (1972) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la région d'Orgelet (Jura). *Thèse Besançon*, 162 P.
- AUBERT Sam. (1939) - La végétation des éboulis et des pierriers" de la vallée de Joux, *Bull. Soc. Vaud. Sci. nat.*, 60; P. 277-310.

- AUBOIN J. (1958) - Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal. le secteur grec des Dinarides. (Hellénides). *Bull.Soc.Geol. France*, (6) VIII, P. 731-749.
- AUBOIN J. (1959) - Contribution à l'étude de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie (*Thèse*, Paris, 1958). *Ann.Geol.Pays. Hell.*, t.10, 483 P.
- AUBOIN J. (1960) - Essai sur l'ensemble italo-dynarique et ses rapports avec l'arc alpin. *Bull.Soc.Geol. France*, (7), I, P.487-526.
- AUBOIN J. (1963) - Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. *Geol.Rundschau*, Bd.53, P.480-534, Stuttgart.
- AUBOIN J. (1963) - Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant S des Alpes orientales (Alpes méridionales, Lombardie et Vénétie, Italie, Slovénie occidentale, Yougoslavie). *Bull.Soc.Geol.France*, (7) V P.73-766.
- AUBOIN J. (1964) - Essai sur la paléogéographie post-triasique et tertiaire du versant Sud des Alpes orientales. *Bull.Soc. Geol. France*, sér.7, t.V, P.730-766.
- AUBOIN J. (1964) - Reflexion sur le problème des flyschs et des molasses: son aspect dans les Héliénides (Grèce). *Ecl.Geol. helv.*, 57, P.451-496.
- AUBOIN J. et BORRELLI A.V. (1966) - Chaînes andines et chaînes alpines: regard sur la géologie de la Cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine même. *Bull.Soc.Geol. France*, 7, VIII, P.1050-1070. (voir aussi *Ibid*, 7, XII, 1970, P.246-260).
- AVIAS J et GUERIN S. (1960) - Etude d'un affleurement de Lias moyen et supérieur récemment découvert au Sud de Nantua (Ain). in: *Colloque sur le Lias français. Mem.B.R.G.M.*, n°4, 1961, P.643-647.
- BAGNOLD R.A. (1954) - Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc.R. Soc.Lond.*, ser.A, 225:49-63.

- BAGNOLD R.A (1960) - "Some aspects of river meanders", *U.S. Geological Survey. Professional Paper .282 E*, 1960, 10pp.
- BALLESIO R, CARBONNEL G, MEIN P et TRUC G (1979) - Sur un nouveau gisement fossilifère du Miocène supérieur (Tortonien-Turolien moyen) de Cucuron (Vaucluse). *Géobios.*, 12(3), P 467-471, Lyon.
- BARRE J (1974) - Contribution à l'étude phytosociologique du Vignoble et des premiers plateaux du Jura central. *Thèse 3^{ème} cycle. Besançon*, 190 p.
- BARSCH D (1965) - Ein fossiler Boden im gehängeschutt bei Saulay im Berner Jura, *Regio Bas*, 6, pp. 141-148.
- BARSCH D (1969) - Studien zur Geomorphogenese des zentralen Berner Juras. *Basler Beitr. Geogr.* 9.
- BASUMALLICK S (1966) Size differentiation in a cross-stratified unit. *Sedimentology*, 6, P 35-68.
- BAUD A. et MASSON H (1975) - Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes vaudoises). *Eclogae. geol., helv.*
- BAULIG H (1925) - La notion de profil d'équilibre: histoire et critique. *Congr. Intern. Geogr.*, Le Caire, t III, P 51-63.
- BAULIG H (1928) - Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. *Thèse Ann. Collin. éd.*, Paris, 590 p.
- BAULIG H (1956) - Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. *Publ. fac. lettres, Univ. Strasbourg*, fasc. 130, 230 p.
- BEAL, BOULAY, FRISON et GONGUET (1981) - Chaîne des Joux blanches. *Stage des ét. ing. E.N.E.S. Nancy.*
- BEAUDOIN B (1969) - Esquisse paléogéographique au jurassique supérieur-crétacé inférieur subalpin dans les basses Alpes. *C.R. Acad. Sc.*, t 269, P 1239-1242.
- BEAUDOIN B (1970) - Sédimentation détritique d'une série carbonatée réputée "pélagique". Exemple du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Sud-Est de la France. *Sedimentary Geology.*, 4, 2., P. 135-152.
- BEAUDOIN B et GIGOT P. (1970) - Figures de courant et traces de pattes d'oiseaux associées dans la molasse miocène de Digne (B-A). (sous presse)
- BEAUDOIN B et HACCARD D. (1970) - Methodologie critique appliquée à l'analyse séquentielle dans des séries à caractères flysch. *Coll. Methodes et tendances de la stratigraphie. Orsay.*
- BEAUDOIN B, GIGOT P et HACCARD D. (1970) - Flysch et molasse, approche sédimentologique. *Bull. Soc. Geol. de France.*, (7), XII, n° 4, P 664-672.

- BECKER.G (1950) - Passage. *Bull.Soc.Nat.d'Oyonnax*, n° 4, P 78-80 .
- BEGUIN.C (1970) - Contribution à l'étude phytosociologique et écolologique du Haut-Jura. *Matériaux pour le Levé géobotanique de la Suisse.* fasc. 54. 190 p .
- BEGUIN.C , RITTER.J et ROUX.M (1974-75) - Application de l'analyse factorielle des correspondances à la phytosociologie de quelques groupements culminaux du secteur delphino-jurassien. *Bull.Soc.Bot.Suisse* .
- BELKASMI, LE DOUARAN, BOUTECA, THI ERCELIN. (1975) - Volognat Nord. *Stage des ét. ing. E.N.E.S. Nancy.*
- BELOUSSOV.V.V, MURAUOUR.P et VANNEY.J.R (1973) - Structure et géomorphologie dynamiques des fonds marins. Tome 3 de l'ouvrage: " *Géologie des aires océaniques* " . Paris, Masson, 235 P, 111 fig .
- BENOIT.E (1853) - Essai sur les anciens glaciers du Jura . *Actes Soc Hély Sci.nat.*, 38^{ème} session . , P.231-247 .
- BENOIT.E (1863) - Note sur les dépôts erratiques alpins dans l'intérieur et sur le pourtour du Jura. *Bull.Soc.Géol. de . France.*, 2^{ème} série, tome XX, P 321-355 .
- BENOIT.E (1876) - Note sur une expansion des glaciers alpins dans le Jura central par Pontarlier. *Bull.Soc.Géol. France.*, Paris, (3), 5, P 61-73 .
- BERGERAT.F (1974) - Etude géologique du revermont septentrional . *Thèse. 3^{ème} cycle. Université.ParisVI*, 134 p, 85 fig .
- BERNIER P. et ENAY R. (1972) - Figures d'émersion temporaire et indices de sédimentation à très faible profondeur dans le Portlandien et le Kimméridgien supérieur. (calcaires en plaquettes) du grand Colombier-de-Culoz. (Ain, France), *Bull.Soc.Géol . France .* , 17^{ème} série, t.XIV, n° 1-5, P.281-292.
- BERSIER A. (1938) - Recherche sur la géologie et la stratigraphie du Jura. *Bull.Lab.de.Géol.Univ.Lausane .* , n° 63, et *Mem.Soc.Vaud.Sci.nat.* , n° 42, vol.6, n° 3.
- BERTHIER J. (1932) - Le Haut-Bugey entre le Rhône, l'Albarine, la cluse de Nantua et la cluse des Hopitaux. *Ann.Géogr.*, P.365-378.
- BERTRANAU J., GLACON J. ET LUCAS G. (1952) - A propos de la région de Batna: définition d'un style tectonique lié à la montée verticale des horsts. *C.R.Acad.S* . Paris, t.234, P.1893-1894.
- BERTRAND M. (1881) - Failles de la lisière du Jura entre Besançon et Salins. *Bull.Soc.Géol.France*, (3), t.X, P.114-126.
- BERTRAND M. (1883) - Le Jurassique supérieur et ses niveaux coralliens entre Gray et S^t Claude. *Bull.Soc.Géol.France.*, (3), t.11, P.164-191. (voir aussi compte rendu de l'excursion à Charix. *Bull.Soc.Géol.France.*, 3^{ème} série, 13 P.852-856.

- BIENFAIT P. (1981) - Géologie appliquée aux tunnels autoroutiers de la Cluse de Nantua (Jura méridional) : Etude stratigraphique, structurale et géotechnique. *Thèse. 3^{ème} cycle. Univ. Claude Bernard. Lyon I.*, (127 P, 45 figures).
- BIROT P. (1937) - Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *Thèse. Paris, J.B. Baillière et fils éd.*, 318 P., 65 Fig., 16 Photogr., 6 Pl.
- BIROT P. (1954) - Problèmes de morphologie karstique. *Ann. de Géogr., abrégée*, 58, P. 161-192.
- BLACHE J. (1925) - Relief préalpin et relief jurassien. *Ann. Géogr.*, t. XXXIV, n° 190, P. 398-412.
- BLACHE J. (1929) - Question des pénélaines du Jura tabulaire. *Rev. géogr. alpine.*, t. XVII, P. 155-171.
- BLANCHET G. (1977) - La sécheresse de 1976 dans la région Rhône-Alpes. *Rev. de Géogr. de Lyon.*, 1977/2, P. 99-115.
- BLAVOUX B. (1965) - Les sources minérales d'évian. *Thèse.*, Paris.
- BLAVOUX B. et BRUN A. (1966) - Nouvelles données sur les terrains quaternaires de la région lémanique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 262, P. 2569-2571.
- BLOCH G. (1946) - Les cluses de la Birse. *Et. Rhod.*, XXI, P. 137-140.
- BOCQUIER G. (1973) - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. *Mem. O.R.S.T.O.M.*, 62, 350 P.
- BOCQUIER G., PAQUET H. et MILLOT G. (1970) - un nouveau type d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques: l'invasion remontante de la montmorillonite. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, série D, 270, P. 460-463.
- BOGLI A. (1964) - Corrosion par mélange des eaux. *Int. J. Spéléo.*, 1-2, P. 61-70.
- BOGLI A. (1964) - Le Schichttreppenkarst: un exemple de complexe glacio-karstique. *Rev. Belge de Géographie.*, 1-2, P. 6-9, in
- BOICHOT G., BOIREL D., GUSTIN D. et DESPLANQUES A. (1978) - Chaîne des Berthians. *Stage des ét. ing. E.N.E.S. Nancy.*
- BONNEFONT J.C. (1978) - Le rôle géomorphologique des racines des arbres forestiers. 1. Les actions mécaniques. *Rev. Géogr. de L'Est.*, t. XVIII, n° 4, P. 217-228.
- BONTE A. (1943) - Les effondrements directionnels du Jura et leur signification tectonique. *C.R. Somm. Soc. Géol. France.*, P. 98-100.
- BONTE A. (1949) - La structure de la zone du Vignoble aux environs de Lons-le-Saunier. Ses conséquences au point de vue de la tectonique du Jura. *C.R. Somm. Soc. Géol. France.*, P. 44-46.

- BONTE A. (1952) - Contribution à la tectonique du Vignoble aux environs de Lons-le-Saunier. (Jura). *Bull.Soc.Géol.France* . , t.II,P.337-365.
- BONTE A. et GOGUEL J. (1951) - Une interprétation tectonique de la zone du Vignoble, *Bull.Soc.Géol.France.*, (6),t.I,P.798-803.
- BORDET P. (1961) - Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal. Région du Makalu. Paris, *C.N.R.S.* , 275 P, 84 Fig, 9 Pl, 5 panor, 3 cartes.
- BORDET P., COLCHEN M., LEFORT P., MOUTERDE R. et REMY M. (1967) - Données nouvelles sur la géologie de la Thakkhola (Himalaya du Népal). *Bull.Soc.Géol.France* . , 7, IX, P.883-896.
- BORNAND M. (1978) - Altération des matériaux fluvioglaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. *Thèse.Univ.Sci et Tech du Languedoc* , , 329 P.
- BOTT M.H.P (1966) - Gravity measurements in the north eastern part of the Irish sea.
- BOTTNER P. (1971) - La pédogenèse sur roches-mères calcaires dans une séquence bioclimatique méditerranéo-alpine du Sud de la France. *Thèse.Univ. Montpellier.*, 273 P.
- BOUCHEZ J.L (1971) - Exemples de traitement automatique des données numériques en géologie structurale et en pétrologie. *Thèse, 3^{ème} cycle.Géologie appliquée* . , Nantes. 119 P.
- BOUCHEZ J.L (1977) - Traitement automatique des données directionnelles. *Trav.Lab. Tectonophysique.*, Nantes.
- BOULAIN J. (1972) - Au sujet de quelques sols formés sur roches calcaires en climat perhumide frais (jura méridional) *Rev.Sci.du sol.* , n° 1 (n° spécial), P.79-84.
- BOULTON G.S (1971) - Till genesis and fabric in sualbard spit spergen, in Till, symposium, R.P, goldthwait, édit, Ohio State Univ. Presse. P.41-42.
- BOULTON G.S (1978) - Flow hills and related deposits on some Vestspit to Bergen glaciers. *Journ.of glaciology* . , 7, P.391-482.
- BOURCART (1949) - La géographie du fond des mers. Paris. *Payot* .
- BOURCART (1960-1963) - La Méditerranée et la révolution du Pliocène, In " *livre à la mémoire du professeur Fallot . P .* " , *Mem.h.s.Soc.Géol.France* . I, P.105-116.
- BOURDIER F. (1961) - Le bassin du Rhône au Quaternaire. éd .C.N.R.S., Paris.

- BOURGÉAT E. (1881) - Résumé des changements de faciès du Jurassique supérieur entre S^t Claude et Nantua. *Bull.Soc.Géol. France.*, 3^{ème} série, t.XIII, P.587 et t.XIV, P.794.
- BOURGÉAT ABBÉ. (1883) - Glaciers du Jura. *Rev. géol.*, Suisse, 14, P.69-71.
- BOURGÉAT ABBÉ. (1885) - Compte rendu de l'excursion du 28 août, de S^t Claude à Molinges, Viry et Oyonnax. *Bull.Soc.Géol. France*, (3), t.XIII, P.819-827.
- BOURGÉAT ABBÉ. (1895) - Quelques observations nouvelles sur les lapiez, le glaciaire et la molasse dans le Jura. *Bull.Soc.Géol. France.*, 3^{ème} série, P.414-420.
- BOUSSARD, GUÉMENE, FRAISE. (1981) - Valognat Sud. *Stage des ét.ing.E.N.E.S. Nancy.*
- BRESSON L.M (1974) - La rubéfaction récente des sols en climat tempéré humide. Séquence évolutive sur fluvio-glaciaire calcaire dans le Jura méridional (étude de microscopie intégrée). *Thèse. Univ.*, Paris, VI, 197 P.
- BROCHET P. et GERBIER N. (1974) - L'évapotranspiration: aspects agrométéorologique, évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle. *Monogr.Météo.Nat.*, n° 65, 67 P.
- BROQUET P. (1971) - Etude géologique de la région des Madonies (Sicile). *Thèse.Palermo.E.R.E.S.*, 335 P., 175 Fig.
- BRUCKERT S. (1966) - Répartition des acides hydrosolubles dans quelques profils de sols forestiers. *C.R.Acad.Sci.*, Paris, t.263, Série D, P.1572-1575.
- BRUCKERT S., BRETHES A. et SOUCHIER B. (1975) - Humification et distribution des complexes organo-métalliques des sols brunifiés et podzolisés. *C.R.Acad.Sci.*, Paris, t.280, série D, P.1237-1240.
- BRUCKERT S. et GAIFFRE M. (1980) - Pédogenèse en pays calcaire glaciaire ou karstique. Analyse des facteurs de formation et de distribution des sols en pays calcaire glaciaire ou karstique. Plaine de Frasné-Bonnevaux et montagne du Laveron-Jura central. *Ann.Sci.Univ.de Besançon.*, biologie végétale, 4^{ème} série, fasc.1, P.19-65, (1 carte couleur).
- BRUCHNER E. (1898) - Die feste Erdrinde und ihre Forman. *Allg. Erdkd.*
- BRUCHNER E. (1901-1909) - Die Alpen im Eiszeitalter, leipzig. t.II.
- BRUCHNER W. (1902) - Notice préliminaire sur la morphologie du Jura suisse et français. *Arch.Sci.phys.nat.*, (4), 14, P.633-641.
- BULLER AT. et MAC MANUC J. (1972) - Simple metric sedimentary statistics used to recognize different environments. *Sedimentology.*, vol.18, P.1-21.

- BURGER A. (1959) - Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. *Bull. Soc. neuchâtel. géogr.*, 52/1.
- BURRI M. (1977) - Sur l'extension des derniers glaciers rhodaniens dans le bassin lémanique. *Bull. des Lab. de géol. minéral. et géophysique et du Musée géol. de l'Univ. de Lausanne*, n° 223, P. 1-9.
- BUXTORF A. (1907) - Geologische Beschreibung des weissenstein-Tunnels und Seiner Umgebung. *Bertv. geol. Karte. Schweiz. n.s.*, XXI.
- BUXTORF A. (1909) - Neben dem gebirgsbau des clos du Doubs und der Vellerat-Kette im Berner Jura. *Ber-vers- oberrhein. geol. Vereines. Karlsruhe*. P. 74-86.
- BUXTORF A. (1916) - Prognosen und Befunde beim Juragebirges. *Verhandl-Naturforsch. gesellsch. Basel.*, XXVII, P. 195-254.
- BUXTORF A. et KOCH R. (1920) - Zur Frage der Pliocanbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. *Verhandl. Naturforsch. gesellsch. Basel.*, XXXI.
- CADISCH J. (1934) - Géologie der Schweizeralpen. *Beer et Cie. Zurich*.
- CAILLEUX A. (1967) - Volume des glaciers et niveaux marins, d'après K.K. Markov et I.A. Souïetova. *Ann. de Géogr.*, LXXVII, P. 471-472.
- CAILLEUX A. et TAYLOR G. (1954) - Cryopédologie, étude des sols gelés. *Exp. Pol. Françaises, Hermann et Cie, Editeurs*, Paris, 220 P.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris. C. D. U. 3 vol. t. I, 37 P., 72 fig., 56 tabl.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1962) - Traité de géomorphologie: le modelé glaciaire et nival. *S. E. D. E. S. ed*, Paris, 508 P.
- CALLOT G. (1978) - Analyses des litho-systèmes carbonatés, rôle du substratum calcaire dans la pédogenèse. *Doc. SES. n° 484. I. N. R. A. Montpellier*.
- CAIRE A. (1951 a) - Les rapports entre Oxfordien, Argovien et glypticien dans le Jura salinois. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*. n° 55, P. 156-178.
- CAIRE A. (1951 b) - Région d'Ivrey, structure de la région salinoise. *Bull. Soc. Géol. France*, (6), t. 1, P. 785-791.
- CAIRE A. (1953) - Notre bibliographie complémentaire sur le charriage de la zone au Vignoble et ses relations avec les chevauchements de la région salinoise. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs.*, n° 57, P. 123-128.
- CAIRE A. (1955 b) - Le synclinal de côte-Chaude-Fort St. André (faisceau salinois, Jura). *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n° 59, P. 12.

- CAIRE A. (1955 c) - La terminaison de l'accident de Géraise dans la vallée de Blégnay (Jura). *Ibidem*, n° 59, P.12.
- CAIRE A. (1955 d) - Sur l'évolution de la partie méridionale du compartiment de Quingey (Jura). *Ibidem*, n° 59, P.25-33.
- CAIRE A. (1957) - Surfaces d'érosion et versants calcaires du Jura central. *Ann.Sc.Univ. Besançon.*, 2^{ème} série, géologie, fasc. 5 et 6, P.35-55.
- CAIRE A. (1958) - L'évolution morphotectonique du Jura externe dans la demi-fenêtre d'Aiglepierre. (Jura). *Bull.Soc.Géol. France.*, (6), t.VIII, P.761-770.
- CAIRE A. (1959) - Discharmonies et décollements dans le Jurassique du faisceau salinois (Jura). *Bull.Soc.Géol. de France.*, (7), t.I, n°8, P.817-826.
- CAIRE A. (1960-1963) - Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. *Livre.Mém.P.Fallot.mém.H.S.Soc.Géol.France.*, t.II, P.105-158 (excellente mise au point sur la structure, le relief et la morphologie du Jura).
- CAIRE A. (1975) - Les règles de la fracturation continentale et le rôle des géofractures dans l'évolution de l'écorce terrestre. *Rev.Géogr.Phys.Géol.Dyn.*, (2), vol.XVIII, fasc.4, P.319-354, Paris.
- CAIRE A. (1976) - Surfaces d'arasement et relief jurassien: la théorie de D.Aubert et le plateau d'Ivory. *A.S.A.C.* P.3-7.
- CALVET M. (1982) - Etude géomorphologique des massifs des Alberes. Roc de France et de leurs piémonts (Pyrénées orientales catalanes). *Thèse. 3^{ème} cycle. Univ. de Paris Sorbonne.*, 502 P.
- CAMPY M. (1982) - Le quaternaire franc-comtois, essai chronologique et paléoclimatique. *Thèse. doctorat. d'état. Besançon.* 575 p.
- CAMPY M. (1985) - La chaîne jurassienne (dans les glaciers de l'Europe préhistorique), *Rev.Hist et Arch.*, avril 1985, P.19-27.
- CAMPY M. et CONTINI D. (1981) - La métectonique en Franche-Comté (France). Vosges méridionales. Jura septentrional. *Bull.Ass.Fr. Et.Quaternaire*, 1981, 3-4, P.193-205.
- CAROZZI A. (1948) - Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse. *Thèse. Genève. Kundig*, P.1-175, fig. 1-56, pl.I-VI.
- CASANOVA J. (1981) - Morphologie et biolithogénèse des barrages de Travertins. *Actes. Colloque d'A.G.F. Formations carbonatées externes Tufs et Travertins.*, Paris, 9 Mai 1981, P.45-54.

- CASANOVA J. (1981) - Etude d'un milieu stromatolithique, continental: les travertins plio-pléistocènes du Var (France).
Thèse.doct. 3^{ème} cycle. Univer.Aix-Marseille 1/2 vol., 136 P., 30 pl., photo.
- CASTANY. (1947) - Le synclinal de Verrières (Jura) et la Collapse structure. *B.S.G.F.* P.22 et P.199.
- CAVILLE A. (1978) - Le quaternaire, Morphologie, dans *Géologie du Quercy* Ph. Renault. ed., les supp. de *Quercy recherches série études et travaux 1978*, vol. 4. Ed. Quercy-Recherches, Cahors, 111 P.
- CHABOT G. (1927) - Les plateaux du Jura central. Etude morphologique. *Thèse. lettres Strasbourg*, (Paris "Les belles lettres", 1927, 351 P.).
- CHABOT G. (1931) - Pénéplaines vives et mortes. *C.R. Congr. Intern. Géogr.* Paris.
- CHABOT G. (1966) - Géographie régionale de la France. Paris, Masson, 433 P., 12 cartes. h. t, 15 fig.
- CHALINE J. (1972) - Les rongeurs du Pleistocène moyen et supérieur de France. *Cahiers . Paléontologie . C.N.R.S . Edition*, Paris, 410 P, 72 fig., 60 tab., XVII pl.
- CHAMBERLIN T.C. (1888) - The rock-scourings of the great ice invasions. *U.S. Geol. Surv.*, 7th Ann. Rep., 147-248.
- CHAMLEY H. et COLOMB E. (1967) - Premières données sur la sédimentation argileuse du Miocène supérieur dans le bassin de Cucuron (Vaucluse). Présence de niveau lacustre à attapulгите. *C.R. Somm. Soc. Géol. France.*, P.230-232.
- CHAMLEY H., GIROUD D'ARGOUD G. et ROBERT C. (1977) - Genèse des smectites messiniennes de Sicile. Implications paléoclimatiques. *Géol. Méditer.*, 4 (4):371-378. Marseille.
- CHAMLEY H., COLOMB E. et ROUX MR. (1980) - Dépôts lacustres à argiles fibreuses dans le Miocène supérieur de la Basse-Durance (Sud-Est de la France). *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 100, P.43-55.
- CHANEL E. (1901) - Quelques remarques sur les phénomènes orogéniques et la formation des grottes et des cluses dans le Jura méridional. *Bull. Soc. Géol. France.*, 4^{ème} série, t.1, P.646-651, voir: *Bull. Soc. nat. de l'Ain.*, 7^{ème} année, n° 10, 1^{er} bulletin 1902, 15 mars, P.47.
- CHARDON M. (1984) - Le rôle des héritages quaternaires dans les karsts alpins: le cas des Alpes du Nord. *Karstologia.*, n° 3, P.12-14.
- CHARLOT R. et al. (1967) - Premières données sur la sédimentation argileuse du Miocène supérieur dans le bassin de Cucuron (Vaucluse). Présence de niveaux lacustres à attapulгите. *C.R. Somm. Soc. Géol. France.*, 67, (6), P.230-232.

- CHARPENTIER J. (1841) - Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du Bassin du Rhône. 1 vol. Lausanne.
- CHASTIN A. (1952) - Recherches écologiques et floristiques sur le Pinetum de la haute tourbière de la Vraconnaz. *Recueil des travaux de l'Institut de Botanique de l'Université de Montpellier*.
- CHAUVE P. (1955) - Le synclinal crétacé de Fontaine Ronde et sa place dans le cadre tectonique de la région de Pontarlier. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs.*, n° 59, P. 63-71.
- CHAUVE P. (1959) - Le Tertiaire du Bief des Lavaux (près de Pontarlier) et ses relations avec la tectonique du Jura. *Bull. Soc. Géol. France.*, (7) t. 1, n° 6, P. 611-613.
- CHAUVE P. (1959) - Bibliographie géologique du Jura français. (*Ann. sci. Univ. Besançon*, 2^{ème} fasc. P. 103-119).
- CHAUVE P. et FRANCOIS S. (1956) - Sur les accidents et l'évolution tectonique de la région de Ronde Fontaine (Doubs). *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs.*, n° 60, P. 69-79.
- CHAUVE P. et FRANCOIS S. (1958) - Sur la tectonique de la région de Remoray (Doubs). *Bull. Serv. Carte. Géol. France.*, n° 255, t. LVI, P. 151-154.
- CHAUVE P. et PERRIAUX J. (1971) - Le Jura. in *Géologie de la France* par Debelman. *Doin*, Paris, t. 2, P. 443-461.
- CHAUVE P. et COLL (1975) - Le Jura. *Guides géologiques régionaux. Masson.*, Paris.
- CHAUVE P., ENAY R., FLUCK P. et SITTLER C. (1980) - Vosges, Fossé Rhénan. Bresse Jura. *Ann. Sci. Univ. Besançon.*, géologie, 4^{ème} série, fasc. 1, P. 3-80.
- CHEVASSU G. (1965) - Etude géologique de la région située entre Quingey (Doubs) et Salins (Jura). *Thèse. 3^{ème} cycle. Univ. de Besançon. fac. des Sciences.*, 139 P. dactyl.; 15 pl., 2 profils, 1 carte.
- CHOFFAT P. (1878) - Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et le Jura méridional (suivie d'un supplément aux couches à Ammonites acanthicus dans le Jura occidental). *Mém. Soc. Em. Doubs.*, 5^{ème} série, t. III, P. 89-215.
- CHOFFAT P. (1885) - Note sur la distribution des bancs de spongiaires à spicules siliceux dans la chaîne du Jura et sur le parallélisme de l'Argovien. *Bull. Soc. Géol. France.*, série 3, 13, P. 834-844.
- CHOIGNARD J. (1965) - Stratigraphie et sédimentologie de Paléogène de Bresse. Résultats et interprétation. *Thèse. 3^{ème} cycle. Univ. Dijon.*, 146 P.

- CHOLLEY A. (1931) - Recherches sur les surfaces d'aplanissement tertiaires dans le Jura méridional et dans le Bourbonnais et le Charolais. *Congr. inter. géogr. C. R.*, t. II, 1^{er} fasc: trav. sec. II, P. 504-511.
- CHOLLEY A. (1932) - Etudes morphologiques sur le Jura méridional et l'île Crémieu. Influence de la tectonique Hércynienne. Surfaces tertiaires polygéniques. *Ann. Géogr.*, n° 234, P. 561-582.
- CHOLLEY A. (1943) - Recherches sur les surfaces d'érosion et la morphologie de la région parisienne. *Ann. Géogr.*, LII, P. 1-49; 81-97.
- CHOLLEY A. (1948) - Questions de morphologie jurassienne. *Ibidem.* n° 194/195, P. 70-73.
- CHOLLEY A. (1953) - Quelques aperçus nouveaux sur la morphologie du Bassin de Paris. *Ibidem.* n° 62, P. 4-17; 92-107.
- CHOLLEY A. (1956) - Observations morphologiques sur la vallée de Basse-Seine. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n° 259-260, P. 110-113.
- CHOLLEY A. (1957) - Recherches morphologiques. *Armand Colin éd.*, Paris.
- CHOUBERT G., HOTTINGER L., MARCAIS J. et SUTER G. (1964) - Stratigraphie et micropaléontologie du Néogène au Maroc septentrional. *2^{ème} réunion. Comité. Néogène. Médit. Sabadell. Madrid (1961). Cursos y conf. del Inst. "Lucas Mallada". IX* P. 229-257.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1965) - Manifestations tectoniques au cours du Quaternaire dans le sillon pré-rifain (Maroc). *Notes. Serv. Géol. Maroc.*, 25, n° 185, P. 57-62.
- CHOUBERT G., FAURE-MURET A., HOTTINGER L. et LECOINTRE G. (1966) - Le Néogène du bassin de Melilla (Maroc septentrional) et sa signification pour définir la limite mio-pliocène au Maroc. *5^{ème} session du Comité du Néogène méditerranéen, Berne (1964), Compte rendu ...*, P. 238-245.
- CHOUBERT G., CHARLOT R., FAURE-MURET A., HOTTINGER L., MARCAIS J., TISSERANT D. et VIDAL Ph. (1968) - Note préliminaire sur le volcanisme messinien "pontien" au Maroc. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, D, P. 197-199.
- CHRISTIANSEN E.R. et WHITAKER S.H. (1976) - Glacial thrushing of drift and bedrock. in "Glacial till: An interdisciplinary study" (R.F. Legget, ed). *The royal society of Canada, special publication. n° 12* P. 121-130.
- CINQUIN (1979) - Entrepreneur de Forage. G. 5, Geilles. (voir aussi Cinquin (1963)).

- CITA M.B (1974) - Stratigraphie du Néogène dans les fonds de la Méditerranée. *V^{ème} congrès. du Néogène médit. Lyon. 1971. Mém. B.R.G.M. n° 78* t. I, P. 387-397.
- CLAUZON G. (1973) - The eustatic hypothesis and the pre-pliocène cutting of the Rhône Valley. "*LR.D.S.D.P.*", vol. XIII, t. 2, P. 1251-1256.
- CLAUZON G. (1974) - La brèche d'Espira de l'Agly (Pyrénées orientales): une brèche synorogénique d'âge messinien. *Bull. Soc. Géol. France.*, (7), t. 16, P. 273-280.
- CLAUZON G. (1975) - La genèse des brèches messiniennes du Midi méditerranéen français. "*X^{ème} congr. intern. Sédim. Nice. 1975. Thème 4. Tectonique et sédimentation* . , t. 1, P. 41-50.
- CLAUZON G. (1979) - Le Canyon messinien de la Durance. (Provence France): une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Paléogéogr. Paléoclimatol. Paléocéol.* , 29, (1/2): P. 15-40.
- CLAUZON G. (1981) - Révision du stratotype du Pontien méditerranéen (Depéret, 1893) et relations de cet étage continental avec l'évolution géodynamique de la marge méditerranéenne française au Miocène sup. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série II 293, P. 309-314.
- CLAUZON G. (1982) - Le Canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (HSV, Cita et Ryan, 73), *Bull. Soc. Géol. France.* , (7), 24, (3): P. 597-610.
- CLAUZON G. et ROBERT C. (1984) - La sédimentation argileuse du Miocène supérieur continental dans le bassin de Cucuron/Basse-Durance (Provence, France): implications paléogéographiques. *Paléobiologie continentale, Montpellier.*, XIV, n° 2, P. 205-224.
- CLAYTON L.C. et MORAN S.R. (1974) - A glacial process from model. In "*Glacial geomorphology*" (D.R. Coates, ed.), P. 89-119.
- CLIN M. (1966) - Interprétations cinématiques en chaîne plissée sous faible couverture: Le Jura méridional. *C.R. Colloque. Neuchatel*, P. 315-332 (GR 726).
- CLIN M., LANG J. et BAUDELET J.P. (1962-1963) - Analyse structurale des synclinaux de Viry, Charix et de la Combe Ferrand dans le Haut Bugéy. *Sc. terre. Nancy.*, t. IX, n° 3, P. 221-233.
- CLIN M. et PERRIAUX J. (1964) - Contribution à la géologie des feuilles de Moirans-en-Montagne et de Nantua au 50000^{ème}. *Bull. Serv. Carte. Géol. France.*, Paris, n° 276, t. LX (63-64), P. 425-500, 19.

- COMBEMOREL R. (1972) - Biostratigraphie du Miocène de la bordure Dombes, Jura (Ain), *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, (2), 1/3, P.45-55.
- CONRAD M.A (1969) - Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Thèse Univ. Genève., Eclogae Geol. Helv. Bâle*, vol. 62, n°1, P.1-79.
- CONTINI D. (1966) - Données nouvelles sur la stratigraphie et la paléogéographie de l'Aalénien du Jura Franco-comtois. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 263, P.1359-1362.
- CORBEL J. (1957) - Les karsts du NW de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires. *Thèse d'état. Publ. h.s. Rev. Géogr. Lyon.*, 541 P.
- CORNET C. (1961) - Histoire géologique de la chaîne de la Nerthe depuis l'Oligocène. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. 4, fasc. 2, P.115-120.
- CORNET C. (1965) - Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. *Thèse. mém. Soc. Géol. France.*, n° 103, 252 P., 38 fig., 8 tab., 11 pl.
- CORNET C. (1968) - Etude préliminaire de la surface de Vingrau dans les corbières méridionales. *Bull. Soc. Géol. France.*, (7), t. 10, P.639-644.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P et PELLERIN J. (1970) - Gélifraction expérimentale des calcaires de la campagne de Caen; comparaison avec quelques dépôts périglaciaires de cette région. *Bull. Centre. Géomorphologie. Caen.*, n° 6, P.7-44.
- CRUSAFONT-PAIRO M. (1958) - Caractéristiques du Miocène espagnol. Rapports paléomammalogiques avec celui de la France. *C.R. 83^{ème} congr. Soc. Sav. Colloque sur le Miocène, Aix-Marseille.*, P.123-130.
- CVIJIC I. (1925) - Types karstiques de transition. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), P.1038-1040.
-
- DACHARRY M. (1973) - Précipitations et écoulements dans le bassin supérieur de la Loire en amont de Gien. *Thèse Univ. de Bretagne occid. (Brest) Serv. Repr. Thèse. Univers. Lille III* .1975, 2 tomes.
- DARMOIS-THEOBALD M. (1961) - La vallée du Doubs et ses abords de Vaire à Clairval, *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 2^{ème} série, géologie, fasc. 14, P.9-41.
- DAUPHINE A. (1971) - La neige dans un domaine marginal: les montagnes du pays niçois. *Méditerranée.*, n° 8, P.765-784.
- DAVEAU S. (1958) - Cône central d'éboulis de l'Aiguille Rousse, *Rev. Géogr. Alpine.*, XLVI/3, P.423-428.

- DAVEAU S. (1965) - Vallées sèches des plateaux du Jura. *Rev. Géogr. de l'Est.*, n° 4, P.461-472.
- DAVID L. (1963) - Rapport géologique sur les nouveaux puits de captage pour la commune d'Oyonnax (Ain), 5 P.
- DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble.*, t.39, P.125-171.
- DE BRUIJN H., MEIN P., MONTENAT C. et VAN DE WEERD A. (1975). - Corrélations entre les gisements de Rongeurs et les formations marines du Miocène terminal d'Espagne méridionale I (Province d'Alicante et Murcia). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, sér. B, 78 (4), P.1-32.
- DELANNOY J.J (1981) - Le Vercors septentrional, le karst de surface et le karst souterrain. Recherches géomorphologiques sur un karst de moyenne montagne alpine. *Thèse. Grenoble.*
- DELEBECQUE A. (1902) - Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents. *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, 13/90, P.489-501.
- DELEBECQUE A. (1906) - Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées du Doubs et de ses principaux affluents. *Bull. Serv. Carte. Géol. France.*, t. XVII, N° 115, P.60-65.
- DELEBECQUE A. (1909) - Sur les terrains glaciaires des feuilles de Besançon, Pontarlier et Lons-le-Saunier. *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, t. XIX, P.72-77.
- DELUC J.A. (1883) - Lettre sur les blocs erratiques alpins épars à de grandes distances des Alpes. *Bull. Soc. Géol. France.*, Paris, (1), t. IX, P.367.
- DEMARCO G. (1964) - Les formations du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur et la limite Miocène-Pliocène, dans la vallée du Rhône. *2^{ème} réun. Comité du Néogène méditerranéen, Sabadell Madrid. 1961. Cursos y conferencias del Instituto "Lucas Mallada".*, fasc. IX, P.77-85.
- DEMARCO G., BALLESTO R., RAGE J.C., GUERIN C., MEIN P. et MEON M. (1983) - Données paléoclimatiques du Néogène de la vallée du Rhône (France). *Paléogéogr. Paléoclimatol. Paléocéol.*, 42, P.247-272.
- DENIZOT G. (1937) - Cycle pliocène et surface topographique anté-quadernaire sur le sol français. *Bull. Ass. Géogr. Français.*, n° 106, P.82-90.
- DENIZOT G. (1951) - Les anciens rivages de la méditerranée française. *Bull. Inst. Océanogr. Monaco.*, n° 992, P.1-56.

- DENIZOT G. (1952 a) - Le classement des terrains tertiaires en Europe occidentale. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Montpellier.*, Mém. n° 3, 75 P.
- DENIZOT G. (1952 b) - Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Rev. Géogr. Lyon.*, vol. 27, n° 4, P. 327-458.
- DENIZOT G. (1966) - La pénéplaine de la Basse-Loire. *C.R. 91^{ème} congr. nat. Soc. Sav. Rennes. Sect. des Sciences.*, t. II, P. 205-209.
- DERRUAU M. (1974) - Précis de géomorphologie. Paris. *Masson et Cie.* 6^e éd. (cf. aussi ed. 1956).
- DOUGLAS D.J. (1968) - Grain-Size indices, classification and environment. *Sedimentology*, 10, P. 83-100.
- DOLFUS G.F. (1887) - Quelques nouveaux gisements de terrains tertiaires dans le Jura près de Pontarlier. *Bull. Soc. Géol. France.*, (3), t. XV, P. 179-194.
- DONZE P. (1953) - Sur des particularités remarquables de la microfaune dans certaines formations peu profondes jurassico-crétacées du Jura méridional. *C.R. Somm. Soc. Géol. France.*, n° 5, P. 70-71.
- DONZE P. (1955) - Sur la répartition des zones de faciès et sur l'âge des dépôts purbeckiens dans le Jura français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 241, P. 1964-1965.
- DONZE P. (1958) - Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la "fosse vocontienne" (massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands-Causses, Provence, Alpes maritimes). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon.*, (N° spécial), n° 3.
- DONZE P. et GREKOFF N. (1953) - Une coupe du Purbeckien dans la région du Poizat. (Jura méridional). *C.R. Somm. Soc. Géol. France.* P. 264-266.
- DOUXAMI M.H. (1896) - Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. *Ann. Univ. Lyon.*, n° 27, P. 1-318
- DOUXAMI M.H. (1897-1898) - Feuilles de Chambéry et Albert Ville. Révision de Nantua et d'Annecy. *Bull. Serv. Carte. Géol. France.*, 9^{ème} vol., P. 11-119.
- DOUXAMI M.H. (1902) - Les phénomènes glaciaires et postglaciaires du massif de Platé (Haute-Savoie). *Soc. Linn. Lyon.*, t. XLIX, 57-72, Lyon.

- DREIMANIS A. (1978) - Till and Tillite in *the Encyclopedia of Sedimentology*, Ed Rhodes, W. Fairbridge and Joanne Bourgeois, P.805-810.
- DREIMANIS A. et VAGNERS V.J. (1971) - Bimodal distribution of Rock and mineral fragments in basal till, in *till, a symposium, R.P. goldthwait, ed. Ohio State univ. press.*, P.237-250.
- DREYFUSS M. (1932) - Révision de la feuille de S^t Claude au 80000^e. *Bull.Serv.Carte.Géol.France*, t.XXXVII, n° 187, (C.R.Collab.1931), P.64-65
- DREYFUSS M. (1933a) - Les sables verts du synclinal de Lains (Jura). *Bull.Soc.Hist.Nat.Doubs.*, n° 4, P.1-2.
- DREYFUSS M. (1933b) - Etude micrographique de la craie de Lains (Jura). *C.R.Somm.Soc.Géol.France.*, n° 11, P.154-155.
- DREYFUSS M. (1933c) - Révision de la feuille de S^t Claude au 80000^e. *Bull.Serv.Carte.Géol.France*, t.XXXVIII, n° 190, P.75-78.
- DREYFUSS M. (1949a) - Surfaces d'aplanissement et déformations aux environs de Mamirolle (Doubs). *C.R.Somm.S.G.F.*, P.236-237.
- DREYFUSS M. (1949b) - Quelques observations géologiques et morphologiques aux environs de Mamirolle. *Bull.Soc.Hist.Nat. Doubs.*, n° 53, P.25-31.
- DREYFUSS M. (1950b) - Remarques sur l'Argovien du Jura. *Ibid.* N° 54, P.33.
- DREYFUSS M. (1951b) - Remarques sur l'évolution du faisceau bisontin. *Bull.Soc.Géol. France.*, (6), t.I, P.777-778.
- DREYFUSS M. (1951c) - Région de Beurre-Arguel. *Bull.Soc.Géol.France.*, (6), t.I, P.780-785.
- DREYFUSS M. (1951d) - Les lacunes du Callovien et de l'Oxfordien du Jura occidental sont-elles dûes à des courants de marée. *C.R.Somm.S.G.F.* P.98-100.
- DREYFUSS M. (1954) - Le Jura dans les mers du Jurassique supérieur; essai sur la sédimentation et la paléogéographie dans leurs rapports avec les déformations. *Mem.Soc.Géol.France.*, Paris, n° spécial, t. XXXIII, fasc.1, mém.69, P.1-62, P.I-II.
- DREYFUSS M. (1960) - Déformations contemporaines de la sédimentation dans le Jura. *Bull.trim.SIG.B.R.G.M.* n°46.
- DREYFUSS M. (1967) - Rivières droites et à méandres. Essai d'identification de leurs caractères de stabilité. *Ann.Sci. Univ. Besançon.*, 3^{ème} série, géol., fas.3, P.43-50.
- DREYFUSS M. et GLANGEAUD L. (1948) - Remarques sur l'orogénèse du Jura à propos d'une note de M.A. Robaux. *C.R.Somm.Soc.Soc.Géol. France*, P.274-275.
- DREYFUSS M. et GLANGEAUD L. (1950) - La vallée du Doubs et l'évolution morphotectonique de la région bisontine. *Ann.Sci.Univ. Besançon*, 1^{ère} série, géologie, t.V, fasc.2, P.1-16.
- DUBOIS M. (1959) - Le Jura méridional, étude morphologique. *Thèse.doct. d'état.*, Paris, S.E.D.E.S., Paris, 642 P, 2 cartes, h. t.

- DUBREUIL P. (1961) - Point de vue théorique sur le rôle du sol dans le cycle hydrologique. *Cah. ORSTOM, sér. hydroq.* n° 1, P. 3-26.
- DUBREUIL P. (1974) - Initiation à l'analyse hydrologique. Paris. Masson. 214 P.
- DUCHAUFOUR Ph. (1968) - L'évolution des sols. Essai sur la dynamique des profils. Masson Ed., Paris, 94 P.
- DUFF P. et al (1967) - Cyclic sedimentation. *Development in Sedimentology.* Elsevier, Amsterdam.
- DUPLAIS S. et GUILLAUME S. (1962) - Etude de quelques formations détritiques du Crétacé moyen du Jura. *Bull. Soc. Géol. France.*, 7^{ème} série, t. 4, P. 311-321. Application de la méthode des minéraux lourds à l'étude des formations crétacées et tertiaires du Jura. t. 254, P. 1843-1845.
- DUPLAIS S. et GUILLAUME S. (1963) - Etude stratigraphique et minéralogique des formations tertiaires du Jura. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 5/1, P. 37-54.
- DUPUIS T., JAMBU P. et DUPUIS J. (1972) - Sur les formes de liaison entre le calcium et les acides fulviques. *C.R. Acad. Sci.*, t. 274, série D, P. 3362-3364.
- DURAND-DELGA H. (1963) - Essais sur la structure des domaines émergés autour de la méditerranée occidentale. *Geol. Rundschau.*, 53, P. 534-535.
- DURAND R. et DUTIL P. (1971) - Altération expérimentale de roches et dolomitiques: importance de la structure de la roche et de sa nature minéralogique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 272, P. 2423 - 2425.
- DURY G.H. (1951) - Quantitative measurement of available relief and depth of dissection. *Geol. Magaz.*, vol. 88, P. 339-343.
- DURY G.H. (1954) - Contribution to a general theory of meandering valleys. *Amer. Journ. of Sci.*, vol. 252, P. 192-224.
- DURY G.H. (1956) - La Meuse: rivière sous adaptée. *Rev. de Géomorphologie dynamique.*, n° 11-12, P. 161-166.
- ELBERT R. (1920) - Aus Basel: geologie der Raimex und der Velleratketten im Gebiete der Durchbruchtäler von Birs und Gabiare (Berner Jura). Mit 3 tafeln. Basel, Buchdr. E. Birhäuser, cie. 1920.
- ELLENBERGER F. (1947) - Le problème lithologique de la craie de Meudon. *Bull. Soc. Géol. France.*, 5, 17, P. 255-274.
- EK. C. (1969) - Facteurs, processus et morphologie karstique dans les calcaires paléozoïques de la Belgique, *Thèse Liège.*
- ENAY R. (1958) - Précisions stratigraphiques sur le Jurassique supérieur de l'île Crémieu. (Jura méridional). *C.R. Acad. Sci.*, t. 247, P. 2164.

- ENAY R. (1959) - La stratigraphie du Jurassique supérieur de la chaîne anticlinale Faucille-Grand Crêt d'Eau. *C.R. Acad. Sci.*, t. 248, P. 125.
- ENAY R. (1959b) - La faune des couches à Périssphinctes crussoliensis (Fontannes) dans le Jura méridional. *C.R. Somm. Soc. Géol. France.*, P. 229.
- ENAY R. (1965) - Les formations coralliennes de S^t Germain de Joux (Ain). *Bull. Soc. Géol. France.*, 7^{ème} série, t. 7, P. 23-31.
- ENAY R. (1966) - Le genre *Gravesia* (Ammonitina, Jurassique) dans le Jura français et les chaînes subalpines. *Ann. Paléontologie (Invertébrés). Paris.* t. LII, fasc. 1, P. 95-105.
- ENAY R. (1966) - L'Oxfordien dans la moitié Sud du Jura français. Etude stratigraphique. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon.* fasc. VIII. t. 1, P. 208-235.
- ENAY R. (1971) - "Morphologie karstique, circulations souterraines et accidents transversaux dans le Haut-Jura méridional (col. de Richemont, près de Seyssel, Ain)" in *Actes du Colloque d'Hydrologie en pays calcaire. Besançon 1971. Ann. Sc. Univ. Besançon.*, 3^{ème} série, géologie, P. 49-57.
- ENAY R. (1978) Rapport géologique sur l'alimentation en eau potable à partir des forages profonds réalisés à Geilles, commune d'Oyonnax et à Bellignat, pour le district urbain d'Oyonnax. (Ain). 8P.
- ENAY R. (1980) - Rapport géologique sur les mesures de protection de la source (ou Doye) de Geilles qui assure l'alimentation en eau d'adduction publique du District urbain d'Oyonnax. 6P.
- ENAY R. (1981) - Rapport géologique sur la protection d'ouvrages de captage utilisés pour l'alimentation en eau d'adduction publique par les communes de Bouvent, Géovreisset, Oyonnax et Veyziat du District urbain d'Oyonnax. 13P.
- ENAY R. (1981) - Rapport géologique sur la protection du puit communal de Bellignat, des forages profonds du district de Geilles (Oyonnax) et à Bellignat et sur la mise en exploitation des forages profonds de la Sarsouille, à Oyonnax. (Ain). 11P.
- ENAY R. (1982) - Rapport géologique sur l'utilisation du forage du Grand moulin à Oyonnax pour l'alimentation en eau d'adduction publique du district urbain d'Oyonnax (Ain) 8P.
- ENAY R. et ELMI S. (1962) - Découverte de la faune à *Ludwigella* et âge des calcaires à *Cancellophycus* dans le Jura méridional. *C.R. Acad. Sci.*, t. 254, P. 1463.
- ENAY R. et HESS H. (1970) - Nouveaux gisements à stélléroïdes dans le Kimméridgien supérieur (calcaire en plaquettes) du Jura méridional. Ain. *Eclogae. geol. Helv. Bâles.*, vol. 63/3, P. 1093-1107.

- ENAY R. et MANGOLD C. (1977) - Rapport sur la géologie au 1/20000^e du secteur des Neyrolles, tunnel de la grotte, (Autoroute A 42), rapport scetautoroute, inéd. 11 P., 3 fig., 1 carte.
- EPPRECHT W. (1963) - Die Bohnerz, Funde in dentiefbohringen von limberg und Eglisau. *Bull. Suisse. Minéral. Petrogr.*, 43, P. 313-338.
- ERHART H. (1966) - Sur le rôle biochimique joué par le couvert végétal dans la genèse de la Kaolinité. *C.R. Acad. Sc. Paris* . , t. 262, série D, P. 602-605.
- ERZINGER E. (1943) - Die oberflächenformen der Ajoie. Inaug. Dissert. *Univ. Basel.*
- ESTIENNE P. et GODARD A. (1970) - Climatologie *A. Colin. ed.*, Paris, 365 P.
- ETLICHER B. (1977) - Premières remarques sur les formations de pente périglaciaires en Forez. *Rev. Géogr. Lyon.* P. 71-88.
- EYLES N. et SLATT R.M. (1977) - Ice marginal sedimentary, glaciectonic, and morphologic features of pleistocene Drift. An example from New foundland. *Quaternary research.* , vol. 8, n° 3, P. 267-281.
- FABRE. F, PERAUDIN. J.J et PREBAY. G. (1978) - Chaines des Berthiants et des Joux Blanches: *Stage des étudiants ingénieurs. 1^{ère} année E.N.E.S. Nancy.*
- FALLOT. G (1952) - Livret-guide. excursion. du Maroc. *XIX^{ème} congr. géol. intern. Alger.* . , fasc 2. A 30 et Cg .
- FALLOT. G et NICKLES (1948) - Observations sur les failles du Pissou (Jura franc-comtois). *Bull. Soc. Géol. France*, (5). t. XVIII., P 575-581.
- FALLOT. G , de ELZAUR, J. MARCAIS et G. SUTER (1952) - *XIX^{ème} congr. géol. intern. Alger.*, A 31 et C 31.
- FAURE-MURET. A (1964) - Domaine rifain. *Congr. Géol. Intern. Tectonique de L'Europe, "Nauka" et "Nedra", Moscou* P 338-342.
- FAVRE. L (1934) - Le Jura . *Guide. géol. suisse.* , f. I.
- FAVRE. J (1948) - Les associations fungiques des hauts-marais jurassiens. *Mat. pour la Fl. crypt. suisse*, X, 3, Berne . , 1 vol. 228 P .
- FAVRE. J et RICHARD. A (1927) - Etude du Jurassique supérieur de Pierre-Chalet et de la cluse de la Balme (Jura méridional) *M.S.P. Suisse.* , vol 46, P 1-38, 14 fig, P. I-III .

- FENELO.N.P (1967) - Vocabulaire français des phénomènes karstiques
Mem.Centre.Recherches.Géogr.C.N.R.S. , 4,P 13-68 .
- FICHTER.H.J (1934) - Geologie der Bauen-Busen-Kette.*Mat.Carte. géol. Suisse.* ,N.S,69 .
- FIRTON.F (1950) - Contribution à l'étude paléontologique, stratigraphique et physico-chimique des tourbières du Jura français.*Mem.Serv.Carte.Géol.Als.Lorr. Strasbourg.* , t.10,92 p .
- FLAHAUT.ch (1901) - Les limites supérieures de la végétation forestière et les prairies pseudo-alpines en France
Rev des eaux et forêt. , XL,1901 .
- FLINT.R.F (1947) - Glacial geology and the Pleistocene epoch.
New.York.J.Wiley and Sons. , 590 P,88 fig,6 pl .
- FLINT.R.F (1971) - Glacial and Quaternary geology
New.York.J.Wiley and Sons. , 892 P .
- FOLK.R et WARD.W.C (1957) - Brazos river bar:a study in the significance of grain size parameters.*Journ.of Sedim.Petrol.LosAngeles,* vol.27,n° .1 , P 3-26 .
- FORD.D.C et al (1983) - Castleguard cave and karst (Columbia icefield area, Rocky Mountains of Canada).*a symposium Arctic and Alpine Research.* , 15,4,P 425-560 .
- FOUCAULT.A et RAOULT.J.F (1984) - Dictionnaire de géologie.*2^{ème} éd. Masson.*
- FOURNEAUX.J.C (1975) - Etude des échanges nappe-rivière:la nappe de la plaine de l'Isère.dans l'ombilic de Grenoble.
Thèse.doct.d'état.Sci.Grenoble.
- FOURNEAUX.J.C et SARROT-REYNAULD.J (1977) - Déficit d'écoulement et évapotranspiration dans les alpes du Nord.*Actes.102^{ème} Congr.nat. Soc. Savantes. Limoges. 1977.* , Science,fasc.II, P 215-226 .
- FOURNIER.M.E (1898) - Etude sur la tectonique de la chaîne du Jura.
Feuille des Jeunes Naturalistes. , t.XXVIII,n°335,P 197-199 ;n°336. P 213-218 .
- FOURNIER.M.E (1900) Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Love dans leurs rapports avec la structure géologique
Ann.Géogr. , IX/45,P 219-228 .
- FOURNIER.M.E (1901) - Etude sur la tectonique du Jura franc-comtois
Bull.Soc.Géol.France. , 4^{ème} série,I,P 97-112 .
- FOURNIER.M.E (1904) - Nouvelles études sur la tectonique du Jura franc-comtois.*Ibid.* , IV,P 497-512 .
- FOURNIER.M.E (1919) - Nouvelles études tectoniques sur la Franche-Comté et sur la partie du Jura bernois et neuchâtelois limitrophe de la vallée du Doubs.*Bull.Serv.Carte.Géol.France.* , n°141,tXXIV,P 129-148 .

- FOURNIER .E. (1922) - Sur la nature et la structure du substratum de la chaîne du Jura. *C.R. Acad. Sci.*, t. 175, P 492-494 .
- FOURNIER. E (1928) - Phénomènes d'érosion et de corrosion. *Impr de l'Est. Besançon.*
- FOURNIGUET. J (1977) - Mise en évidence de mouvements actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs. *C.R. Somm. Soc. Géol. France.*, fasc. 5, P 266-268 .
- FOURNIGUET. J (1978) - Une carte de déformations verticales obtenue par comparaison de nivellements: exemple en Bresse-Jura. *Ibid.* . P 262-265 .
- FRANCOU. B (1981) - Géodynamique des éboulis et formes associées de la combe de Laurichard (Hautes Alpes). *Thèse. 3^{ème} cycle. I.G.A. Université de Grenoble.*, 153 P .
- FRANCOU. B (1983) - Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* ., vol. 24, fasc 5, P 411-424 . Paris.
- FRECAUT R. (1964) - Eléments d'hydrologie continentale. *Paris C.D.U.*
- FRECAUT R. (1972) - La Moselle et son bassin. Contribution à l'hydrologie et à la dynamique fluviale en milieu tempéré océanique. *Thèse doct. d'état. Publication de Lille III.*
- FRECAUT R. et PAGNEY P. (1983) - Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial. *Paris Masson.* 239 P.
- GABILLY J. (1973) - Le Toarcien du Poitou. Biostratigraphie de la région du stratotype. Evolution des Hildocerataceae (Ammonitina). *Thèse. doct. Poitiers, 1^{er} fasc.* 90 P., 18 fig. h. t.
- GAC. (1979) - Géochimie du bassin du lac tchad. bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. *Thèse. Sc. Strasbourg.* 249 P .
- GAGNY. C (1962) - Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte. Géol. Als. Lorr.* ., 15, 4, P 139-160 .
- GAIFFE. M (1976) - Aperçu sur la pédologie du Jura central et des régions limitrophes. Clé de détermination des principaux types de sols. *Ann. Sci. Univ. Besançon. Botanique*, 3^{ème} série, fasc 17, P 53-65 .
- GAILLARD. C (1985) - Rapport géologique sur l'établissement de périmètres de protection pour les captages communaux, commune de Samognat. 6P .
- GAUDET F. (1973) - Les cours d'eau alpins glaciaires. *Thèse* 412 P.



- GAUDRY.A (1873) - Animaux fossiles du Mont Léberon (Vaucluse). Etude sur les Vertébrés. Paris. 1 vol. in 8^e, 180 p, 21 pl.
- GAUDRY.A (1894) - Sur les fouilles de M. Harlé, à Montsaunès. C.R. Séances Soc. Géol. France, n° 10, P 78-83.
- GEES.R.A (1965) - Moment measures in relation to the depositional environment of sands. *Eclogae Geol. Helv.*, 58, P 209-213.
- GEHU.J.M, RICHARD.J.L et TUXEN.R (1972) - Compte rendu de l'excursion de l'association internationale de phytosociologie dans le Jura en 1967. *Doc. phytosociologiques*, 2, 1-44 et 3, 1-50.
- GEORGE.P (1947) - U.R.S.S, Haute Asie, Iran. Paris. PNF. Coll "Orbis". 1^{ère} éd. 534p, 51 cartes ou fig, 16 pl. (2^{ème} éd. 1962).
- GEOSERVICE. Entrepreneur de forage. 1975, 1976, 1977.
- GEURTS.M.A (1976) - Genèse et stratigraphie des travertins de fond de vallée en Belgique. *Géogr. Lovaniensa.*, 16, 66p.
- GIBERT.J, LAURENT.R et MAIRE.R (1983) - Carte hydrogéomorphologique au 1/10000 du karst de Dorvan (Jura méridional, Ain, France). Présentation et principales données sur l'hydrogéologie et l'hydrochimie de ce karst. *Karstologia.*, n° 2 P 33-40.
- GIGNOUX.M (1950) - Géologie stratigraphique. 4^{ème} éd. Paris. Masson., 735p, 155 fig.
- GIGNOUX.M et MATHIAN.J (1951) - Les enseignements géologiques du Grand Barrage de Génissiat sur Le Rhône (Ain, Haute Savoie) karstification éocène de l'Urgonien, Quaternaire rhodanien. *Trav. Labo. Géol. Fac. Sci. Grenoble.*, t. XXIX, P 121-162.
- GILBERT.G.K (1914) - The transportation of debris by running water *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 86 B.*, 263p.
- GILES.A.W (1918) - Eskers in the vicinity of Rochester, New York. *Rochester Acad. Sci. Proc.*, vol 5, P 161-240.
- GILET.S (1954) - Etude sur l'Oligocène supérieur de l'Alsace. *Bull. Soc. Géol. France.*, (6), IV, P 25-30.
- GINSBURG.L (1968) - L'évolution du climat au cours du Miocène en France. *Bull. Ass. Natur. Orléan.*, N.S, XLI, P 3-13, 2 cartes.
- GINSBURG.L (1964) - Les régressions marines et le problème du renouvellement des faunes au cours des temps géologiques. *Bull. Soc. Géol. France.*, (7), VI, P 13-22.
- GIOUD.A (1948) - La Bienne, adaptation de la rivière à la structure du Jura. *Et. Rhod.*, XXIII, P 145-151.
- GIRARDIN.B et NUSSBAUM.F (1907) - Sur les formations glaciaires de la Chaux-d'Arlier. *C.R. Acad. Sci.*, 144/2, P 1073-1075.
- GIRARDOT.M (1885) - Le Purbeckien de Port-de-la-chaux. *Bull. Soc. Géol. France.*, (3), XV, P 747-772.
- GIREL.J (1974) - Contribution à l'étude écologique du Jura de l'Ain. Thèse. 3^{ème} cycle. Biologie végétale. Grenoble., 100p, 2 cartes coul. manuscrites au 1/50000. Saint Rambert et Nantua. h.t.

- GIREL.J (1982) - Les apports en eau dans la vallée du Haut Rhône France: Essai de synthèse cartographique par exploitation de données biogéographiques et floristiques. *Rev.Géogr.Lyon.*, vol. 54, n°1, P 7-23 .
- GLANGEAUD.L (1943) - Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde de la bordure externe du Jura. *C.R.Acad.Sci*, t. 216., P671-674.
- GLANGEAUD.L (1944a) - Les glissements post-tectoniques dans le Jura et leur rôle dans les interprétations structurales. *C.R. Acad. Sc*, t. 218, P 466-468 .
- GLANGEAUD.L (1944b) - Le rôle des failles dans la structure du Jura externe (pincées, failles, plis et gouttières). *Bull.Soc.Hist. Nat.Doubs*., n° 51., P 17-33 .
- GLANGEAUD.L (1947) - Le rôle du socle dans la tectonique du Jura *Ann.Soc.Géol.Belgique*, t. 73., P 57-94 .
- GLANGEAUD.L (1948) - Les nouvelles théories sur la formation du Jura. *Bull.Soc.Hist.Nat. Doubs.*, n° 52., P 5-15 .
- GLANGEAUD.L (1949a) - Evolution morphotectonique du Jura septentrional pendant le Miocène supérieur et le Pliocène. *C.R.Acad. Sci.*, t. 229., P 720-722 .
- GLANGEAUD.L (1949b) - Les caractères structuraux du Jura. *Bull.Soc.Géol. France.*, (5), XIX, P. 668-687 .
- GLANGEAUD.L (1951) - Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la méditerranée occidentale. *Bull.Soc.Géol.France.*, (6), fasc. 8. (cf. *Ibid*, (6), II, P. 619-639.
- GLANGEAUD.L (1953) - Tectonique comparée des nappes de glissement dans le Jura bressan et diverses régions méditerranéennes. *Ibid.*, t III, P697-702 .
- GLANGEAUD.L (1967) - Epirogenèse ponto-plio-quadernaire de la marge continentale franco-italienne du Rhône à Gènes. *Bull.Soc. Géol.France.*, (7), IX., P. 426-449., 6 fig.
- GLANGEAUD.L (1968) - Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale. *Rev.Géogr.Phys.Géol.Dyn.*, 2., X., fasc. 2, P. 83-135 .
- GLANGEAUD.L et Dreyfuss.M (1949) - Aperçu sur la géologie du Jura franc-comtois et de la région de Belfort-Lure. *Livret-guide Exc.géol.interuniv.*
- GLANGEAUD.L et MARCAIS.J (1964) - Plissements alpins de l'Afrique du Nord. *Congr.Géol.Intern., Tectonique de l'Europe, "Naouka" et "Nedra", Moscou.* 360p., cf. P. 336-337 .
- GLANGEAUD.L, ALINAT.J, AGARATE.ch, LEENHARDT.O et PAUTOT.G. (1967) - Les phénomènes ponto-plio-quadernaires dans la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède I, *C.R.Acad. Sci., Paris.*, t. 264., Ser. D., P. 208-211., 1pl.

- GOGUEL.J (1943) - Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Paris. Impr. Nat. in .4° .* , 516p., fig, pl.
- GOGUEL.J (1952) - Traité de tectonique. *Paris, Masson.*, 383p, 203 fig.
- GOLDTHWAIT.R.P (1971) - Till, a symposium, Ohio state. Univ. Press 401p .
- GOT.H (1973) - Etude des corrélations tectoniques-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan. *Thèse Univ. Sci. Tech. Montpellier .* 294p.
- GRAMBAST.L et al.(1969) - Sur la stratigraphie des formations lacustres paléogènes à l'Est de Dijon. *C.R.Somm.Soc.Géol. France.*, P.200-203 .
- GRESS.J.C (Fondasol., Bureau d'études de sols et de fondations. ingénieurs-conseils). 1978. 15p., 1980. 6p, 17p, 27p.
- GRESSLY.A (1836-1841) - Observations géologiques sur le Jura Solaurois- *Neue Denkschriften d.Schw.nat.ges.2, 4v.5.*
- GRIBOULARD.R (1980) - Relations entre morphologie , tectonique et lithologie dans le domaine côtier et sous marin de la meseta septentrionale marocaine. *Thèse. 3^{ème} cycle. Géol. de l'environnement . Bordeaux I .*
- GRUNEISEN.P (1972) - Fracturation naturelle des roches associées à divers modèles structuraux. Anticlinal de la Lance (Drôme). Dôme de Sao Mamede (Portugal). *Thèse. 3^{ème} cycle. Univ. Louis.Pasteur., Strasbourg. 75p .*
- GUBLER Y. et LOUIS M. (1956) - Etude d'un certain milieu du Kiméridgien bitumineux de l'E de la France. *Rev.Inst.Fr.Pétr. et Ann.Combust. Liq. .* , vol. XI, n° 12, P.1536-1543, 4 fig, 2 tab.
- GUENDON J.L. et VAUDOU J. (1981) - Les "Tufs" holocènes de Saint-Antonin-sur-Bayon (B-du-R): Aspects pétrographiques et signification paléogéographique. *Actes du colloque de l'A.G.F., Formations carbonatées externes, tufs et travertins, Paris, 9 Mai 1981, P.89-100.*
- GUIGO M. (1979) - Hydrologie et érosion dans l'Anennin septentrional *Thèse Univ.d'Aix Marseille II .* 2 tomes.
- GUILCHER A. (1965) - Précis d'hydrologie. *Paris.Masson.*
- GUILLAUME S. (1959) - Données nouvelles sur la stratigraphie du Crétacé de la région de Lains (Jura). *Bull.Soc.Géol.France.* , (7) I, P.862-866.
- GUILLAUME S. (1966) - Le Crétacé du Jura français. *Bull. B.R.G.M. .* , Paris, n°1, 2, 3, 5, 297 P., 95 text., fig., pl. I-VI.
- GUILLIEN Y. (1964) - Les grèzes litées comme dépôts cyclothémiques. *Zeitschrift für geomorphologie supplementbands* P. 53-58.
- GUILLIEN Y. et LAUTRIDOU J.P (1970) - Recherches de gélifraction expérimentale du centre de géomorphologie. Calcaires des Charentes. Essais au gel de quelques calcaires charentais. *Bull.Centre.Géomorphologie . Caen .* , n° 5, 53 P.

- GUINIER Ph. (1932) - Les associations végétales et les types de forêts du Jura. *C.R. Congr. Soc. Sav. Besançon. 1932.*, sect. d. Sci, P. 269-279, Masson, Paris.
- GUINOCHE M. (1955) - Cartes des groupements végétaux de la France, Pontarlier, 5-6, I.G.N.
- GUINOCHE M. (1965) - Carte phytosociologique. Pontarlier 5-6.
- GUYOT M. (1843) - Sur la distribution des terrains erratiques entre les Alpes et le Jura. *Bull. Soc. Géol. France.*, Paris, (2), t. I, P. 640-641.
- HAMELIN L. ED. (1958) - Le talus oriental d'éboulis de l'Aiguille Rousse, *Rev. Géogr. Alpine*, XLVI/3, P. 429-439.
- HARRIS S. E. (1943) - Frictions craks and the direction of glacial movement. *J. Geol.*, 51, P. 244-258.
- HARLAND WB, HEROD KW et KRINSLEY DM. (1966) - The definition and identification of tills and tillites. *Earth. Sci. Reviews.* , 2, P. 225-256.
- HEIM A. (1915) - Die horizontalen transverschiebungen im Juragebirge. *Geol. Nach.*, n° 22, Viertejahrchr. Naturforsch. Gesellsch. Zürich, LX, P. 597-610.
- HEIM A. (1919) - Geologie der schweiz (Bd. I). Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM A. (1934) - Stratigraphische kondensation. *Eclogae Geol. Helvetiae.*, 27, P. 372-382.
- HELDEN U. (1975) - In symposium international de Ljubljana sur la dénudation karstique.
- HELLUIN M., COUTARD J. P., HELLUIN-QUINEJURE E. et OZOUF J. C. (1979) - Vérification expérimentale d'une hypothèse de mise en mouvement de blocs sur une pente soumise à des alternances gel-dégel. *Bull. Centre. Géomorphologie. Caen.* , n° 24, P. 165-176.
- HETTNER A. (1912) - Aus dem schweizer Jura. Eine morphologische Skizze. *Geogr. Zschr.* 18, P. 515-521.
- HILLEFORS A. (1979) - "Deglaciation models from the swedish West coast", *Boreas.* , 8, 79. P. 153-169 et *Lund studies in geography*, ser. A, physical geogr., 57.
- HOFFSTETTER R. (1958) - Le monde vivant au Miocène en France. *C.R. 83^{ème} Congr. Soc. Sav. Aix-Marseille.*, Colloque sur le Miocène. , P. 315-333.
- HOFMAN F. (1958) - Zusammenhänge zwischen entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger sedimente mit gleichartigen Ausgangsmaterial an einem beispiel aus dem Tertiär des Kantons schaffhausen. *Eclogae Geol. Helv.* , 51/3, P. 980-989.

- HOFMAN F. (1960) - Sedimente einer ariden klimaperiode Zwischen Siderolithikum und Molasse im Lohn, Kanton schaffhausen, und am Rheinfull- *Eclogae. Geol. Helv.* , 53/1, P. 27-32.
- HOLMES A. (1937) - The age of the earth *London Nelson. 2^{ème} éd.*, 263 P.
- HOLMES A. (1959) - A. revised geological time-scale. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.* , XVII, fasc. 3, P. 183-216.
- HOLMES . SYMPOSIUM. (1964) - Symposium dedicated to Professor A. Holmes. Phanerozoic time-scale. *Quater. Journ. geol. Soc.* 1205, P. 260-262.
- HOWARD A. D. (1967) - Drainage analysis in geologie interpretation; a summation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa.*, vol. 51, n° 11, P. 2246-2259, 4 fig., 1 tabl.
- HUFTY (1976) - Introduction à la climatologie. *Magellan* 264 P.
- IMCHENETZKY A. (1926) - Les associations végétales de la partie supérieure de la vallée de la Loue. *Thèse Sci. Univ. Besançon. Impr. de l'Est.*, 120 P. (cf. aussi. *Bull. Soc. Hist. Nat. du Doubs*, 35 et 36.
- ISCHER A. (1935) - Les tourbières de la vallées des Ponts-de-Martel. Recherches paléobotaniques et contribution à l'étude des associations végétales. *Thèse Sci. Neuchâtel. Bull. Soc. Neuchâtel*, t. 60, P. 77-164.
- ISSLER E. (1924-1926) - Les associations végétales des Vosges méridionales. Les Forêts. *Bull. Soc. Sci. Nat. Colmar.*
- JACCARD. A (1859) - Description géologique du Jura vaudois et Neuchâtelois., *Mat. Carte. Géol. Suisse.*, 6 .
- JACCARD A. (1869) - Description géologique du Jura Vaudois. *Mat. Carte. Géol. Suisse.* , 6^{ème} livr. et 7^{ème} livr.
- JACCARD A. (1892) - Etude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Drance. Paris in 8^{ème}, *Bull. Serv. Carte. Géol. de France.* , t. III, n° 26.
- JACKLI. A (1962). - Die vergletscherung der schweiz im Würm maximum. *Eclogae. Geol. Helv.* , 55/2, P 285-294 .
- JACQUEMIN M. E. (1891) - Etude sur les terrains secondaires du département de l'Ain. Bourg, *Imprimerie du "courrier de l'Ain."*, P. 1-470, P. I-XV.
- JACQUET , MERRIEN, TOURNADRE et TRILLAUD (1981) - Rapport géologique: Lieu Izernore. *Stage. Etudiants ingénieurs. 1^{ère} année. Nancy.*
- JAMIER D. (1975) - Etude de la fissuration , de l'hydrogéologie et de la géochimie des eaux profondes des massifs de l'Arpille et du Mont-Blanc, *Thèse. Neuchâtel*, 153 P.

- JANIN.M (1928) - L'ancien glacier du Rhône dans l'Ain. *Bull. Soc. Nat. Arch. de l'Ain.*, n°42., P43-56 .
- JARANOFF D. (1935) - Zur morphologie des Schweizer Jura. *Z. Geomorph.*, 9, 132-136.
- JENNY F. (1897) - Das Birsthal (ein Beitrag zur kenntnis der thalbildung im faltengebirge). *Wiss-beil., zum ber der real schule basel.*
- JODOT P. (1942) - Sur le bassin lacustre (Ludien) de Chatillon-sur-Indre. (Indre). *C.R.Somm.S. G. Fr.*, P.174-176.
- JODOT P. (1945) - Les mollusques du Ludien continental de la montagne de Reims (Marne). *C.R.Somm.S.G.Fr.*, P.174-176.
- JODOT P. (1948) - Le réseau hydrographique entre la Brenne et la Touraine pendant le Bartonien. *C. R. Somm S. G. Fr.*, P.53-54.
- JODOT P. (1949) - Rôle de Helix ramondi dans la classification du Stampien du bassin de Paris et de la Limagne. *Ibid.* P.65-67.
- JODOT P. (1954) - Mollusques de petites dimensions. Des formations continentales ludienne, sannoisienne et stampienne du Jura méridional et de la Haute-Savoie. *Bull.Soc.Géol.France.*, 6^{ème} série, 4, P.537-555.
- JOLY.D, MATHIEU.D et WIEBER.J.C (1981) - Etude systématique du réseau hydrographique superficiel appliquée aux milieux calcaires de la Franche-Comté. *Rev.Géogr.de l'Est.*, t.XXI, n° 4 (n° spécial)., P.251-264 .
- JOLY F. (1949) - Pédiments et glacis d'érosion dans le SE du Maroc. *C.R.Congr.Intern.Géogr.Lisbonne*, t.2, P.110-125.
- JOLY F. (1961) - Etudes sur le relief du SE marocain. Rabat. 578P.
- JONAC R. (1973) - Contribution à l'étude climatologique, hydrologique et hydrogéologique du bassin de l'Ain. *Thèse, 3^{ème} cycle. Hydrogéologie. Montpellier.* 2 Vol.
- JOPLING.A.V (1963) - Hydraulic studies on the origin of bedding. *Sedimentology.*, 2, P.115-121.
- JOPLING.A.V (1964a) - Interpreting the concept of the sedimentation unit. *J.Sediment.Petrol.*, 34, P.165-172 .
- JOPLING.A.V (1964b) - Laboratory study of sorting processes related to flow separation. *J.Geophys.Res.*, 69., P.3403-3418 .
- JOUKOWSKY E et FAVRE J. (1913) - Monographie géologique et paléontologique du Salève. *Mem.Soc.Phys.Hist.Nat.Genève.*, 37/4, 295-523.
- JOURDY E. (1911) - Tectonique du Jura. *Bull.Soc.Géol.France.*, (4), t.XI, P.519-520.
- JOURNAUX A. (1949) - Observations sur des dépôts glaciaires des régions d'Ambérieux et d'Izernore (Ain). *C.R.Somm.Soc.Géol.France.* P.342-373.
- JOURNAUX A. (1951) - Etude morphologique de la basse vallée de l'Ain n° 218-219. *Bull.Assoc.Géogr.Fr.*, n° 218-219 .

- JOURNAUX A. (1956) - Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses. *Thèse. Caen., Impr. Caron et Cie*, 532 P., 111 fig., 35 ph., 4 pl.
- JOURNAUX A. (1976). - Les grèzes litées du châtillois. *Bull. Ass. Fr. Et. Quatern.*, 3-4, P. 123-138.
- JOURNAUX A. et COUTARD J.P. (1972) - Etude en simulation de l'action du gel sur des grands modèles de sols. *Bull. Centre de géomorphologie. Caen.*, n° 13-15, P. 35-62.
- JULIAN M. (1984) - Le rôle des héritages quaternaires dans les karsts alpins: le cas des Alpes du Sud. *Karstologia*, n° 3, P. 15-17.
- JULIAN M. et MARTIN J. (1981) - Signification géomorphologique des tufs et des travertins, rapport de synthèse. *Actes Colloque. "Formations carbonatées externes, tufs et travertins."* vertins. Paris, 9 mai 1981. P. 207-210.
- JULIEN M. et NICOD J. (1984) - Paléokarsts et paléogéomorphologie néogènes des Alpes occidentales et régions adjacentes. *Karstologia*, n° 4., P. 11-18 .
- KHAIN V.E et MILANOSKY E. (1960-1963) - Structure tectonique du Caucase, d'après les données modernes. Livre à la mémoire du prof. Paul Fallot. *Mem. h. s. Soc. Géol. France.*, t. II, P. 663-703, 18 fig., 2 pl.
- KILIAN W. (1883-1895). - Notes géologiques sur le Jura du Doubs. *Mém. Soc. Em. Montbéliard.*, t. XII, 1883, t. XXV 1895.
- KILIAN W. (1898) - Sur la tectonique du Jura. *Bull. Soc. Géol. France.*, t. XXVI, P. 580-581.
- KIRALY L. (1968) - Eléments structuraux et alignement de phénomènes karstiques. *Bull. Soc. Neuchâteloise Sci. Nat.*, 91, P. 127-146.
- KIRALY L. (1969) - La notion d'unité hydrogéologique dans le Jura, *Thèse. Neuchâtel.*, 115 P.
- KIRALY L. et SIMOENI G.P (1971) - Structure géologique et orientation des cavités karstiques: la grotte de "chez le Braudt" (Jura neuchâtelois) *Bull. Soc. Neuchât. Sci. Nat.*, 94, P. 91-97.
- KIRALY L., MATHEY B. et TRIPET J.P. (1971) - Fissuration et orientation des cavités souterraines. Région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). *ibid.* 94, P. 99-114.
- KLEIN C. (1975) - Massif armoricain et Bassin Parisien. *Thèse. doct. d'état. Gap. Louis. Jeun. Imp.* 2t. 1 pochette cartes, 882 P., 135 fig., 6 tabl., 10 cartes h.t. (14 feuillets), 32 pl., photo. index des lieux. Voir aussi: *Rev. Géogr. Phys; Géol. Dyn.*, 2, XVI, 74, P. 87-100, 1 fig., 1 tabl., 5 cartes et *Ann. Géogr.*, 83, 1974, P. 381-393.

- KLEIN C. (1985) - La notion de cycle en géomorphologie. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* , vol.26, fasc. 2, P.95-107, Paris.
- KLEIN C. (1970) - La "surface de l'argile à silex". *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynamique.* , 2, XII, n°3, P.185-220, 7 fig., erratum, Ibid, XIII, P. 200.
- KLUPFEL (1917) - Uber die sedimente der Flachee im Lathringer Jura. *Geol. Rdsch.* Bd è, P.97-109.
- KNIGHTON A.D. (1977) - The meander problem. *Geography. Journal of the geographical. Association.* , Vol.62/1, n° 274, P.106-111.
- KOLDIJK W.S (1968) - On: environment-densitive grain-size parameters *Sedimentology*, 10., P.57-69 .
- KRUMMENACHER R (1972) - Géologie du bassin de la Valserine (Ain, France). *Thèse. Sc. Genève.* , n°1544., Texte condensé, 20p. , *Ed. Méd et Hyg. Genève.*
- KRUMMENACHER R (1972) - Hydrogéologie du bassin de la Valserine et ses environs. *B.P.G.M., 2^{ème} série.*, Section III, P.27-36 .
- KUEMEN.PH et HUMBERT. F.L (1969) - Grain size of turbidite ripples. *Sedimentology.* , 13., P.253-261 .
- KULP J.L. (1959) Absolute age determination of sedimentary rocks. *Actes et documents du 5^{ème} congrès Mond. du Pétrole. Géologie et Géophysique Section I, Mém.* 37, P.689-704, New York.
- KULP J.L. (1960) - The geological time-scale. *2^{ème} congrès. Géol. Internat. Copenhague. Sect. III. Part. III*, P.18-27. (Voir aussi science, 137, P.1105-1114).
- LABROUSSE C. (1948) - Statistiques: exercices corrigés avec rappels de cours. tome 1: sciences économiques. *Dunod édition.*
- LACHIVER M. (1963) - "Les régimes fluviaux" *inf. géogr.* n°4 et 5. 1963.
- LAGOTALA H. (1925) - La vallée de la Valserine et le glacier du Rhône. *C.R.Sc.Phys.Nat.Genève.*, 42/2, P.73/77.
- LAMOUREUX M. (1972 a) - Etude des sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse fersiallitique au Liban. *Mém. O.R.S.T.O.M.* Paris, 245 P.
- LAMOUREUX.M (1972b) - Etat et comportement du fer dans les sols formés sur roches carbonatées au Liban. *Sci. du Sol.* , n°1, (n° spécial)., P.85-101 .
- LANDRY P. (1981) - Enquête hydrogéologique. District urbain d'Oyonnax. Bilan régional. Val d'Oyonnax à l'amont d'Alex. (cf. aussi annexe).

- LANG.J (1963) - Contribution à l'étude de la cluse de Nantua (Ain). *Dipl.Et.Sup. Paris.(1963).*, 241p., pl, coupes, 1 carte géologique au 1/20000.
- LANG.J (1981) - Cadre de la classification des carbonates continentaux. *Actes.du colloque de l'A.G.F Formations carbonatées externes, tufs et travertins Paris.9 Mai. 1981.*, P.101-112 .
- LANGBEIN W.C. et LEOPOLD L.B. (1966) - River meanders. Theory of minimum variance prof.Pap.u.s.geol.surv.Washington, n°422 M, 15 P, 10 fig., 3 tabl.
- LANTEAUME.M (1968) - Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes. *Mem.Carte.Géol.France.*
- LANTEAUME.M, BEAUDOIN.B et CAMPREDON.R (1967) - Figures sédimentaires du Elysch Grès d'Annot du synclinal de Peira-Cava. *C.N.R.S. Paris.* 97p .
- LAPPARENT.A.de (1898) - Leçon de Géographie physique. *Masson et Cie., Paris .*
- LAPPARENT.A.de (1906) - Traité de géologie. *Masson.édition. , Paris.*
- LARRASSE J. (1972) - Prévision et prédétermination des étiages et des crues. *Paris.Eyrolles.*
- LATREILLE.G (1960) - Tourbe et palynologie en Laponie. *Rev.Géogr.Lyon.* vol.35., P.345-346.
- LAUBSCHER.H.P (1972) - Some overall aspects of Jura dynamics. *Amer. Journ.of Sci. , Vol.272., P.293-304 .*
- LEBEAU.R (1955) - Lavie rurale dans les montagnes du Jura méridional. *Thèse.Lettres . , 604p., 67fig., 14pl., phot.h.t.*
- LEFARGUE, COLEOU, VAUBOURDOLLE, VERGNIOLLE. (1981) - Levé de carte géol.en terrain sédimentaire plissé.Volognat Nord. *Stage des ét. ing. ENES Nancy.*
- LEFAVRAIS-RAYMOND.A (1958) - Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. *Thèse.Sciences., Paris.*
- LEFEVRE.D (1985) - Les formations plio-pleistocènes du bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). *Thèse.3^{ème} cycle.Bordeaux., 243p.*
- LEGENDRE.R (1907) - Sur un facteur important de nanisme expérimental: les excreta. *A.F.A.S.Congrès.Reims. , P.607-610.*
- LELIAVSKY.S (1961) - Précis d'hydraulique fluviale. Traduction de J.Chabert. *Ed.Dunod., Paris.* 256p.
- LEON.R (1968) - Balance d'eau et d'azote dans les prairies à litières des environs de Zürich. *Zürich, Thèse.Ecole.Polytechnique.Fédérale., 67p.*
- LEOPOLD.L.B and WOLMAN.M.G (1957) - River chanal patterns: braided, meandering and straight. *Prof.Pap.U.S.Geol.Surv. Washington . , n°282-B., 48p., 30. fig., 6tabl.*
- LEOPOLD.L.B and WOLMAN.M.G (1960) - River meanders. *Vol.71., n°6., P.769-793 .*

- LEOPOLD.L.B, WOLMAN.M.G and MILLER.J.P (1964) - Fluvial processes in geomorphology. 1^{ère} édition. Freeman and Co., San Francisco et London. 522p., 48 tabl., 180 fig .
- LEPENNECK.R et LOCATELLI.C (1981) - Rivière souterraine du gouffre de Sièges. *Dossier de coloration.*
- LETAVERNIER.G (1980) - Processus de destruction des roches calcaires par le gel et la fraction grossière. *Maîtrise de Géographie., UER Sci. de la terre et Amén.Régional., Caen., 106p.*
- LETAVERNIER.G (1984a) - La gélivité des roches calcaires. Relations avec la géomorphologie du milieu poreux. *Thèse. 3^{ème} cycle. 182p., Ed. Centre de Géomorphologie de Caen.*
- LETAVERNIER.G (1984b) - Approche de la gélivité des roches calcaires par l'analyse factorielle des correspondances. *Bull. Centre de Géomorphologie., Caen., n° 27., P. 26-40 .*
- LEWIS.V (1939) - Snow-patch erosion in Iceland. *Geogr. Journ. , t. 94., P153-161 .*
- LHENAFF.R (1977) - Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne). *Thèse. Doct. d'état. Paris. 2 tomes., 712p.*
- LIENHARDT.G (1962) - Géologie du bassin houiller stéphanien du Jura et de ses monts-terrains. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 9.*
- LINGOT.F (1947) - La végétation des environs d'Oyonnax. *Bull. Soc. Nat. d'Oyonnax . , n° 1., P37-39.*
- LINGOT.F (1949) - Les plantes des environs de Nantua. *Ibid., n° 3., P. 123-128 .*
- LINIGER.H (1925) - Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. *Matér. Carte. Géol. Suisse. , (n.s.), 55/4 .*
- LINIGER.H (1964) - Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung in der Ajoie. *Eclogae. Geol. Helvetiae, 57/1., P. 75-90.*
- LINIGER.H (1967) - Pliozän und Tektonik des Jura gebirges. *Eclogae. Geol. Helv, 60/2., P. 407-490.*
- LJUNGNER.E (1930) - Spalten tektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrak-Küste, III. *Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala. , 21., P. 255-477 .*
- LLAC.F et MEUNISSE.M (1971) - Tectonique de la feuille de Saint-Claude et de ses abords (Jura) . *Bull. Bur. Rech. Géol. Min. , (2) ., 1/1., P. 53-75 .*
- LLIBOUTRY.L (1965) - Traité de glaciologie. *Masson. éd. Paris, 2vol, 1040p.*
- LLIBOUTRY.L (1982) - Tectonophysique et géodynamique, une synthèse. *Géologie structurale, Géophysique interne. Ed. Masson.*
- LOMBARD.A (1956) - Géologie sédimentaire: les séries marines. *Masson et Cie. Paris.*
- LOMBARD.A (1972) - Séries sédimentaires: genèse-évolution. *Masson et Cie.*
- LORY.CH. (1857) - Mémoires sur les terrains crétacés du Jura. *Mém. Soc. Emul. Doubs . , 3., II., P. 235-290 .*

- LOSSAINT P. (1953) - Influence de la composition chimique de litières forestières sur leur vitesse de décomposition. Note de M^F Paul Lossaint. *C.R.Acad.Sci.*, Paris. t.236, série D, P.522-524.
- LUDI W. (1948) - Phytosociologie et cartographie des forêts du Jura. *Bull.Soc.Bot.Genève.*, t.40.
- LUGEON M. (1901) - Sur la découverte d'une racine des Préalpes suisses. *C.R.Acad.Sci.*, t.132, P.45.
- LUGEON M. (1901) - Réunion extraordinaire de la société géologique de France à Lausanne et dans le Chablais. Programme P.678-680. *C.R. des excursions et des séances, avec notes diverses Bull. Soc.Géol.France.*, (4) I, P.681-722.
- LUGEON M. (1901) - Les grandes nappes de recouvrements des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Ibid* (4), I. P.723-825.
- LUGEON M. (1940) - Sur la formation des Alpes franco-suissees. *C.R. Somm.Soc.Géol.Fr.*, P.7.
- LUGEON M. (1941) - Une hypothèse sur l'origine du Jura. *Bull.Soc.Vaud. Sci. Nat.*, vol.61, n° 256, P.465-478.
- LUGEON M. et SCHEEGANS D. (1940) - Sur le diastrophisme alpin. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, t.210, P.87.
- LUGEON M. et GAGNEBIN E. (1941) - Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Mém.Soc.Vaud.Sc.Nat.*, n° 47, vol.7, n° 1.
- MACAUDIERE J. (1984) - Les figures tectoniques liées aux flancs redressés des plis dans le Jura méridional. *Rev.Géol.Dyn.et Géogr.Phys.*, vol.25, fasc.4, P.277-290.
- MACCLINTOCH P. (1953) - Crescentic crack, crescentic gouge, friction crack, and glacier movement. *J.Géol.*, 61, 186.
- MACCRONE AW. (1964) - Water deph and midcontinents cyclothem. *Kansas Geol. Survey Bull.*, 169, P.275-281.
- MACHACEK F. (1901) - Beitrage zum kenntnis der lokalen gletscher der schweiz und französischen Jura. *Mitt.Naturforsch.Ges.*, Berne, 9-17.
- MACHACEK F. (1905) - Der schweizer Jura. J.Perthes, got ha.
- MAGLIONE G. (1965) - Contribution à l'étude géologique de la bordure externe du Jura entre Guisse et cousance. *Thèse. 3^{ème} cycle. Fac.Sc.Univ.Besançon.*
- MAGNIN A. (1893) - La végétation des monts Jura. Besançon, 1893. *Association française pour l'avancement des sciences. 22^{ème} session.*, P.147-179.

- MAGNIN A. (1904) - La végétation des lacs du Jura, 1 vol, 427 P., Kleincksieck, Paris.
- MAIRE R. (1976) - Recherches géomorphologiques sur les karsts haut-alpins du Désert du Platé, du Haut Giffre, des Diablerets et de l'Oberland occidental. *Thèse. 3^{ème} cycle. Nice.*
- MAIRE R. (1978) - Les karsts sous-glaciaires et leurs relations avec le karst profond. *Rev. Géogr. Alpine.*, LXVI, 2, P. 139-145.
- MANGIN A. (1962) - Le flysch, sédiment climatique? *C.R. Somm. Soc. Géol. France.*, P. 34-38.
- MANGOLD C. (1970) - Stratigraphie des étages bathoniens et calloviens du Jura méridional. *Doc. Lab. Fac. Sci. Lyon.*, n° 41, fasc 1, 119 fig, 376 P.
- MAREZ A. (1931) - La formation de la cluse de Nantua. *Bull. Soc. Nat. Archéologues de l'Ain.*, n° 45, P. 80-90.
- MARGERIE E DE. (1909) - La structure du Jura. *Actes Soc. Helv. Sc. Nat. Lausanne.*, P. 40-68.
- MARGERIE E DE. (1922) - Le Jura. 1^{ère} partie. Bibliographie sommaire du Jura franco-suisse. *Mém. Serv. Carte. Géol. France.*
- MARGERIE E DE. (1936) - Le Jura. 2^{ème} partie. Commentaire de la carte structurale du Jura. Description tectonique du Jura français. *Ibid.*
- MARGERIE E DE. et HEIM ABBE (1888) - Les dislocations de l'écorce terrestre.
- MARTIN J. (1977) - Le moyen Atlas central, étude géomorphologique; *Th. Paris. VII*, 3 vol., multigr., 778 P., 5P., P. 692-695.
- MARTIN J.B ABBE (1911) - " Le Jura méridional: étude de géographie physique appliquée au Bugey". *Thèse. Sc.*, Paris, in *Rev. Géogr. annuelle.*, 224 P.
- MARTIN J.E. (1947) - Etapes vers la morphologie actuelle du Jura septentrional. *Actes du 99^{ème} congrès Nat. Soc. Sav. Besançon.* fas. 1, P. 97-106.
- MARTINI J. (1962) - Les phénomènes karstiques de la chaîne du Sa-lève (Haute-Savoie). *Bull. Genève Soc. Suisse Spéléol.*, 1/2, P. 3-9.
- MARTIN-VIVALDI J.L., FONTBOTE J.M. RAUSSEL-COLON J.A., TRUYOLS J. (1957) - Sobre la composicion mineralogica de la arcillas del Mioceno del Vallès-Penedès. *Estudios. Geológicos.*, XIII, P. 305-321.
- MASCLE G. et J. (1971) - Comparaison de la série à gypse sicilienne et des structures évaporitiques de Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sc.*, Paris 273, D, P. 2426-2428.

- MASSON H. et BAUD A. (1974) - Stries et lunules glaciaires à Saint-Triphon (vallée du Rhône). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, n° 346, vol. 72, P. 141-154.
- MATHEY W. (1964) - Observations écologiques dans la tourbière du Cachot. *Bull. Soc. Neuchâtel. Sci. Nat.*, 87: P. 103-135.
- MATHEY F. (1971) - Contribution à l'étude de l'évolution tardi et postglaciaire de la végétation dans le Jura Central. *Beitr. Géobot. Landesaufn. Schweiz.* 53, 86 P.
- MATHIEU D., ROUGERIE D. et WEIBER J.C. (1971) - Projet de cartographie des structures de la végétation et des témoignages de la dynamique érosive. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n° 387-388, P. 189-193.
- MATHIEU D. et PETIOT R. (1973) - Essai d'une typologie des dépôts périglaciaires de versants dans le Jura Bisontin. *Rev. Géom. Dynamique.*, T. XXII, n° 4, P. 179-187.
- MATHIEU C. et POMEROL C. (1976) - Caractères, origine, mise en place et rôle morphologique des grèzes crayeuses de Champagne sèche au Nord de Reims. *Bull. Ass. Fr. Et. Quatern.*, I, P. 45-51.
- MATHIEU R. (1966) - Contribution à l'étude du domaine benthique de la baie du Mont Saint-Michel: sédiments actuels, microfauces, écologie. *Thèse. 3^{ème} cycle.*, Paris, T. I-II, 293 P., 33 fig., 20 pl.
- MATHIS M. (1973) - La chaîne de l'Heute (Jura). *Thèse. 3^{ème} cycle. Géol. appliquée. Besançon*, 212 P. (dactyl.)
- MATTAUER M. (1953 a) - Observations sur la tectonique des massifs "med-janiens" de l'Ouarsenis sud-Oriental (Algérie). *C.R. Acad. Sc.*, t. 237, P. 623-624.
- MATTAUER M. (1953 b) - Sur les nappes de glissement de l'Ouarsenis oriental. *Ibid.* t. 237, P. 741-742.
- MATTAUER M. (1955) - Quelques précisions sur l'évolution morpho-tectonique du faisceau bisontin. *Ann. Sc. Univ. Besançon.* fasc. 3, P. 31-35.
- MATHEY F. (1971) - Contribution à l'étude de l'évolution tardi et post-glaciaire de la végétation dans le Jura central. *Mat. Levé. Géobot. Suisse.*, fasc. 53, 86 P.
- MAUBEUGE PL. (1947) - *Archives institut grand-Ducal-Luxembourg*, 17, P. 73-87.
- MAYER H. (1964) - Berg-sturz-siedlungen in den Alpen. *Mitt. Staatsforstverwaltung bayerns* 34, P. 192-203.
- MCKEE E.D. (1957) - Flume experiments on the production of stratification and cross. Stratification. *Journ. Sediment. Petrol.*, 27, P. 129-134.

- MEIN P. et MICHAUX J. (1979) - Une faune de petits mammifères d'âge turolien moyen (Tortonien supérieur) à Cucuron (Vaucluse): données nouvelles sur le genre *Stephanomys* (Rodentia) et conséquences stratigraphiques. *Géobios.*, 12(3), P. 81-485.
- MENNESSIER G. (1959) - Etude tectonique des confins alpine-provençaux entre le Verdon et l'Argens. *Mém.Soc.Géol.France*, t. XXXVIII, 4, 87, 174 P., 8 Pl.
- MENNESSIER G. (1964) - Sur l'évolution tectonique et morphologique des chaînons externes de l'Arc de Castellane, entre le Verdon et la Siagne, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, VI, 2, P. 91-113.
- MENUT G. (1974) - Recherches écologiques sur l'évolution de la matière organique des sols tourbeux. *Thèse Université de Nancy I.*, U.E.R., C.T.M.C.M. 124p.
- MEON-VILAIN H. (1970) - Palynologie des formations miocènes supérieures et pliocènes du bassin du Rhône. *Doc.Lab.Géol.Fac.Sc.Lyon*. 38.
- MERCIER H. (1979) - Le Néogène et le Pléistocène inférieurs durançais. *Géologie alpine.*, 55, P. 11-132.
- MERLA G. (1951) - *Bol.soc. geol. Ital.* vol. LXX, P. 95-382.
- MICHARD A. (1976) - Elements de géologie marocaine. *Serv.Géol.Maroc.*, 422 P.
- MICHEL R.C. (1965) - Les calcaires oligocènes de Crilly (Ain, France). *Arch.Sci. Genève.*, 18/3, P. 706-711.
- MICHEL P., APPERT G. ET LAVIGNE J. (1951) - Sondage R.A.P. du Mont Myon et du Revermont. *B.S.G.F.*, (6), t. 1., P. 819-821.
- MICHEL P., APPERT G. et LAVIGNE J., LEFAVRAIS A., BONTE A., LIENHARDT G. et RICOURT J. (1953) - Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. *Bull.Soc.Géol.France*, (6), t. III, P. 593-611.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. *Masson. Ed.*, Paris, 499 P.
- MILLOT G. (1979) - Les argiles - *Pour la Science*, 20, P. 61-73.
- MILLOT G., PERRIAUX J. et LUCAS J. (1961) - Signification climatique de la couleur rouge des grès permotriasique des Vosges et des grandes séries détritiques rouges. *Bull.Serv. Carte.Géol.Als.Lorr.*, 14, P. 91-101.
- MILLOT G., PAQUET H., et RUELLAN A. (1969) - Néof ormation de l'allapulgite dans les sols à carapaces calcaires de la Basse MOULOUYA (Maroc oriental). *C.R.Ac.Sc.Paris.*, sér. D, 268: P. 2771-2774.

- MILLOT G. et FAUCK R. (1971) - Sur l'origine de la silice des sili-
fications climatiques et des diatomites quaternaires du
Sahara. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 272, D.P. 4-7.
- MILLOT G., BOCCQUIER G. et PAQUET H. (1976) - Géochimie et paysages
tropicaux. *La recherche*, 65, P. 236-244.
- MILTON L.E. (1965) - Quantitative expression of drainage net pat-
terns. *Aust. J. Sc. Sydney*, vol. 27, n° 8, P. 238-239, 3 fig.
- MILTON L.E. (1966) - The geomorphic irrelevance of some drainage
net laws. *Aust. Geogr. Studies Melbourne*, vol. IV, n° 2, P. 89-95, 5 fig.
- MILTON L.E. (1967) - An analysis of the laws of drainage net compo-
sition. *Bull. Ass. Int. Hydro. Scient. Gentbrugge*, XII^{ème} année, n° 4,
P. 51-56, 5 fig.
- MISEREZ J.J. (1973) - "Géochimie des eaux du karst jurassien (con-
tribution physico-chimique à l'étude des altérations)".
Thèse Sc. Neuchâtel, 313 P.
- MONBARON M. (1975) - Contribution à l'étude des cluses du Jura sep-
tentrional. *Thèse, Univ. de Neuchâtel*, 208 P.
- MONTENAT C., THALER L. et VAN COUVERING T. (1975) - La faune de ron-
geurs de Librilla. Corrélation avec les formations marines
du Miocène terminal et les datations radiométriques du
volcanisme de Barqueros. (Province de Murcia, Espagne méridi-
onale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, 281: P. 519-522.
- MOOR M. (1952) - Die fagiongesellschaften im schweizer Jura. Beitr-
geobot. Lande-saufnahme d-schweiz. 31, 201 P.
- MOOR M. et SCHWARZ U. (1957) - Die kartographische Darstellung der
vegetation des creux du Van-gebietes. *Mat. Levé. Géobot. Suisse*,
fasc. 37, Berne, H. Huber, 114 P., 2 cartes au 1/10000 h. t. cou-
leurs.
- MORET L. (1926) - Contribution à l'étude des spongiaires silicieux
du Crétacé supérieur français. *Thèse. Doctorat. Strasbourg. Mem. Soc. G.F.*
338 P., 24 pl., 88 fig., n° 5.
- MOSS A.J. (1972) - Bed-load sediments. *Sedimentology*, 18, P. 159-219.
- MOURRAL M. (1945) - Le milieu forestier du département de l'Ain.
Bull. Soc. Nat. Arch. de l'Ain, 59, P. 105-126.
- MOUTY M. (1966) - Le Néocomien dans le Jura méridional. *Thèse. Univ.*
Genève, n° 1369, 229 P., 17 fig., 20 pl.
- MUHLETHALER C. (1932) - Etude géologique de la région des Verrières.
Bull. Soc. Neuchâtel. Sc. Nat., 56.

- MULLER I. (1969) - Contribution à l'étude de la grotte de Glandieu (Ain). *Bull. Soc. Fribourgeoise Sci. Nat.*, vol. 59, P. 35-43.
- MUSILLON C. (1963) - Etude géologique de la région de Syam (Jura). *Ann. Sc. Univ. Besançon*, 2^{ème} série, 17, 21-31.
- NARDY J.P. (1975) - Etude géomorphologique de la partie septentrionale du premier plateau du Jura. *Cahiers de Géographie de Besançon*. n° 24, "les belles lettres", Paris, P. 9-75.
- NARDY J.P. (1985) - Observations sur les aplanissements des plateaux calcaires du Jura: cônes rocheux. *Mémoires et Documents de Géographie. Rééd. du C.N.R.S. 11^{ème} éd. Colloque. 1975*.
- NAUDIN J.J. (1971) - Etudes morphostructurales du plateau continental aquitain. *Thèse. 3^{ème} cycle Univ. Bordeaux I.*, n° 936, 114 P., 19 fig., 25 pl.
- NAUDIN J.J. et PRUD'HOMME R. (1971) - Méthodes d'analyses morphologiques et morphostructurales d'interprétation des topographies et des bathymétries dans les domaines continentaux et marins. *Bull. Inst. G. Ba-Aquitaine*, 10, P. 111-144b, 54 fig., h.t.
- NEVIN C.M. et TRAINER D.W. (1927) - Laboratory study in delta-building. *Bull. Géol. Soc. Am.*, 38, P. 451-458.
- NEYROUD D. (1984) - Un haut plateau jurassien: le plateau des Molunes Jura. Macroformes karstiques et structures anticlinales. *Karstologia*, n° 3, P. 46-51.
- NICOD J. (1967) - Recherches morphologiques en Basse Provence calcaire. *Etudes et travaux de "Méditerranée"*, n° 5, 556 P.
- NICOD J. (1977) - Deux thèses récentes sur les karsts du Jura helvétique. *Ann. Géogr.*, n° 477, P. 615-616.
- NICOD J. (1984) - Les massifs karstiques des Alpes occidentales: trame structurale et bioclimatique. Présentation de la carte d'ensemble au 1/750000. *Karstologia*, n° 3, P. 3-11.
- NICOLAS A. (1984) - Principes de tectonique. *Ed. Masson*, 196 P.
- NONN H. (1972) - Géographie des littoraux. Vendôme, *P.U.F.*
- NUSSBAUM et GYGAX F. (1935) - Zur Ausdehnung des risszeitalter Rhône. Gletschers im französischen Jura. *Eclogae Geol. Helv.* t. 28, n° 1, P. 658-665.
- NUSSBAUM et GYGAX F. (1960) - Geographische Beobachtungen in den Quellgebieten des Doubs und des Ain. *Regio basil.*, 2, P. 101-111.

- OBERT D. et MEON-VILAIN M. (1970) - Le conglomérat des Arsures (Jura). *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 7.
- OCCHIETTI S. (1978) - Le quaternaire de la région de la région de Trois rivières, Shawinigan, Québec et corrélations stratigraphiques. *Thèse Ph. D., Dép. Géogr. Univ. d'Ottawa*, 400 P.
- OGNIBEN L. (1957) - Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative. *Mem. Descr. Carta. Geol. , Italia.*, 33, 275 P., 100 fig., 1 pl.
- OKKO V. (1950) - Friction cracks in Finland. *Bull. Comm. Geol. Finlande.*, 150, P. 45-50.
- OZOÛF J.C. (1983) - Comparaison de gélifracsts naturels de grèzes charentaises et de gélifracsts fabriqués. Etude expérimentale et traitement statistique. Application des méthodes d'analyse des données. *Thèse. 3^{ème} cycle. Caen.*, 185p.
- PANCZA A. (1979) - Contribution à l'étude des formations périglaciaires dans le Jura. *Thèse Sciences, Univ de Neuchâtel.*, 187 P.
- PANNEKOCK A.J. (1969) - Uplift and subsidence in and around the Western Mediterranean since the Oligocene: A review. *Symposium on the problem of oceanization in the Western Mediterranean. Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen.*, 26, P. 53-77.
- PAQUET H. (1970) - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. *Mem. Serv. Carte. Géol. Als-Lorr.*, n° 30, 212 P.
- PAQUET H., RUELLAN A., TARDY Y. et MILLOT G. (1969) - Géochimie d'un bassin versant au Maroc oriental. Evolution des argiles dans le sol des montagnes et des plaines de la Basse Moulouya. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, 269, P. 1389-1342.
- PARDE E. (1925) - Le régime du Rhône. Etude hydrologique. *Thèse. Doctorat. D'état. Inst. Géogr. Grenoble.*, T1: étude générale, 287 P., T2: la genèse des crues, 440 P. *Impr. Allier. Grenoble.*
- PARDE E. (1931) - L'Ain: étude hydrologique. *Bull. Soc. des naturalistes et des archéologues de l'Ain.*, n° 45, P. 45-79.
- PARDE M. (1951) - Sur les mécanismes des transports solides effectués par les rivières. *Rev. Geogr. Alpine.* P. 5-40, 289-315, 381-387.
- PARDE M. (1964) - Fleuves et rivières, 4^{ème} ed. A. Colin. Paris.
- PAREJAS E. (1938) - Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Rev. Fac. Sci. Univ. Istanboul.*, t. 3, fasc. 2.
- PAREJAS E. et LAGOTALA H. (1923) - Relations tectoniques entre le Jura méridional et les plis du Genevois. *C.R. Soc. Phys. et Hist Nat. Genève.*, XL, P. 130-133.

- PARRIAUX A. (1978) - Penecontemporaneous deformation structures in a Pleistocene periglacial delta of Western Swiss Plateau, in *Moraines and varves*, Ed. Schlichter, A.A. Balkema, Rotterdam., P.421-432.
- PEDELABORDE P. (1957) - Le climat du Bassin parisien. Essai d'une méthode rationnelle de climatologie physique. *Thèse*, Paris, Ed. M. Th. Génin.
- PEDELABORDE P. (1982) - Introduction à l'étude scientifique du climat. *Nouvelle éd. S.E.D.E.S.*
- PEGUY CH.P. (1970) - Précis de climatologie. *2^{ème} éd. revue.*, Paris, Masson., in 8^{ème}. IV-468, fig, grap, cartes.
- PELLETIER M. (1951) - Etude de quelques Polypiers bajociens du Jura méridional. *Bull. Soc. Géol. France*., (6^{ème} série), t.1, P.221.
- PELLETIER M. (1952 a) - Le Bathonien du Bas-Bugey. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*., P.325.
- PELLETIER M. (1952 b) - Utilisation possible des Polypiers pour la stratigraphie du Malm jurassien. *C. R. Acad. Sc.*, t.235, P.1664.
- PELLETIER M. (1953) - Observations stratigraphiques sur les formations corraligènes du Bugey (Ain), *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t.237, P.1540-1542.
- PELLETIER M. (1954) - Nouvelles observations sur le Bajocien supérieur du Jura méridional. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*., P.245.
- PENCK A. et BRUCKNER E. (1909) - Die Alpen in Eiszeitalter. Leipzig.
- PERCONIG E. (1966) - Sull'esistenza del Miocene superiore in facies marina nella Spagna meridionale. *3^{ème} session du Comité du Néogène méditerranéen, Berne (1964).*, *Compte rendu*., P.288-304.
- PERNOT (1883) - Notice sur l'étude des mouvements du sol sur le territoire de Doucier. *Mem. Soc. En. Jura*., P.59-68.
- PERNOT (1885) - Etude des mouvements du sol à Doucier. *Ibidem*, 4^{ème} série, I, P.19-22.
- PETITOT M. (1968) - Evolution quaternaire dans la vallée du Doubs, *Rev. Géom. Dyn.*, XVIII/4, P.158-162.
- PETTIJOHN F.J. (1957) - Sedimentary rocks, *2^{ème} édition Harper. New-York. NY.*, 718 P.
- PETTIJOHN F.J. et POTTER P.E. (1964) - Atlas and glossary of primary sedimentary structures. *Springer Verlag, Berlin, New-York.*
- PHILLIPS (1954) - The use of stereographic projection in structural geology. (London, Arnold Ltd).
- PIANE V. (1950) - Sortie. Exposition du 23 Oct. 1949, à Martignat. *Bull. Soc. Naturalistes d'Oyonnax.*, n° 4, P.66-67.

- PIDANCET J. (1848) - Note sur quelques phénomènes que présentent les failles du Jura. *M. Soc. Em. Doubs* . , vol.3 t.II, P.1-24.
- PIROUTET M. (1918) - Sur l'existence de dépôts du Tertiaire moyen dans les environs de Salins (Jura). *Bull. Soc. Géol. France* . , (4), 18, P. 248-256.
- PLUMEY W.J, RISLEY G.A, GRAVES R.W.J.R. et KALEY M.E. (1964) - Energy index for limestone interpretation and classification. *Am. Assoc. Petroleum geologists. Mem.* , 1, 18.
- POCHON M. (1974 a) - Origine et évolution des sols du Haut Jura Suisse. *Thèse Fac. Sci. Neuchâtel.* , 190 P.
- POCHON M. (1974 b) - Apport allochtone dans les sols jurassiens. Exemple d'un remplissage karstique. *Actes du 5^{ème} congrès Suisse de Spéléologie Intelaken* . , P.155-162.
- POCHON M. (1976) - Les processus d'altération des sols, Haut Jura Suisse. *Bull. Soc. Géol. France* . , (7), XVIII, 1, P. 33-39.
- POTTIER-ALAPETITE G. (1943) - Recherches phytosociologiques et historiques sur la végétation du Jura central et sur les origines de la flore jurassienne. *S. I. G. M. A.* , 41, 1943.
- PRICE N.J. (1966) - Fault and joint development in Brittle and semi-Brittle Rocks. *Pergamon ed* , Londres, 176 P.
- PRICE R.J. (1973) - Glacial and fluvioglacial land forms, *Edimbourg* . , *K.M. Clayton, Oliver and Boyd* , 242 P.
- PRUD'HOMME R. (1970) - Les lignes de contours de thalwegs, une méthode d'étude morphologique à partir des cartes topographiques. *Bull. Soc. Borda. Dax* . , n° 337, P. 77-80, 3 pl.
- PRUD'HOMME R. (1972) - Analyse morphostructurale appliquée à l'aquitaine occidentale et au golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie carte-graphique interprétative. *Thèse. Doct. D'état. Sci. Nat. Université de Bordeaux I* .
- PRUD'HOMME R. et VIGNEAUX M. (1970) - Méthodes morphologiques et morphostructurales appliquées à l'étude des réseaux hydrographiques du Bordelais. *Rev. Géogr. Pyr. et du S-W* . , t. 41, 1, P. 5-14.
- PRUD'HOMME R. et VIGNEAUX M. (1971) - Hypothèses sur l'organisation structurale du Golfe de Gascogne en fonction de l'analyse morphologique. *C.R. Acad. Sc.* , Paris, série D, t. 272, P. 527-530.
- PUTOT P. (1972) - Contribution à l'étude de la végétation des prairies du Haut Jura. *D.E.S. Sciences. Besançon* . , 39 P., 12 fig.

- QUANTIN A. (1935) - L'évolution de la végétation à l'étage de la chânaie dans le Jura méridional. *Thèse. Fac. Sci.*, Paris, 1 vol., 384 P., 42 fig., 8 pl., 1 carte,
- QUANTIN A. (1958) - Le climat du Jura. *C.R. de la 84^e session de la soc. bot. de France, Jura 1957, Bull. soc. bot. de France* .P.8.
- QUINIF Y. (1976) - Contribution à l'étude morphologique des karsts algériens de type haut-Alpin. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* , (2/XVII. 1) P.5-18.
- QUINIF Y. (1977) - Quelques aspects du karst du Djurdjura (Algérie): les zones de Tizi Boussouil et du Djebel Haizer. Leurs dépressions fermées. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* , (2), vol. XIX, fasc. 2, P.137-148, Paris.
- QUINIF Y. (1978) - Contribution à l'étude des cavités karstiques du Djurdjura. *Int. J. Spéléologie*, 10, P.113-115.
- QUIQUEREZ A. (1852) - Recueil d'observations sur le terrain sidérolithique du Jura Bernois. *Mem. Soc. Helv. Sci. Nat.*, 12, P.1-73.
- QUESNEL B. (1964) - Traité d'hydraulique fluviale. *Ed. Eyrolles* ., Paris, 321 P.
- RAAF DE J.F.M. (1964) - The occurrence of Flute casts and pseudomorphs after salt suptals in the Oligocene "grés à Ripple-marks" of the southern Pyrenees. *Developments in sedimentology* , 3, Turbidites, Elsevier, Amsterdam, P.192-198.
- RAGAN D.M. (1973) - Structural geology. An introduction to geometrical techniques. *Wiley. ed. New-York* .
- RAMEAU J.C. (1974) - Essai de synthèse sur les groupements forestiers calcicoles de la Bourgogne et du Sud de la Lorraine. *Thèse. 3^{ème} cycle. Besançon.* , 228 P. ronéo .
- RAMSAY J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. *Mac Graw hill. Ed.*, London ., 568 P.
- RAT P. (1978) - Les phases tectoniques au tertiaire dans le Nord du fossé bressan et ses marges bourgignonnes en regard des systèmes d'érosion et de sédimentation. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.* , fasc. (, P; 231-234).
- RATHJENS C. (1951) - Der Hochkarst im system des klimatischen morphologie. *Erdkunde*, U, P.301-315.
- RAYNAL R. (1960) - Les éboulis ordonnés au Maroc. *Biuletyn Periglacialny* ., 8, P.21-30.
- RAYNAL R. (1961) - Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouya (Maroc oriental), étude géomorphologique, *Thèse. Rabat.*, 617 P.

- RAYNAL R. (1970) - Les formations litées de versants en milieu périglaciaire, contribution à une mise au point d'ensemble. *Acta geographica Lodziensia*, n° 24, P.371-387.
- REFFAY A., CAMPY H., RICHARD H. et ROUSSEAU D.D. (1985) - Les formations carbonatées de Dortan (Ain): premières observations. *Acte du congrès "Travertins holocènes" Aix-en-Provence., 5-6 Novembre. 1985.*
- REINECK HE. (1961) - Sedimentbemegungen an Kleinrippeln im Watt. *Senckenbergiana Lethaen*, 42, P.51-67.
- RENEVIER E. (1869) - Coupes géologiques des deux flancs du bassin d'Yverdon. *Bull.Soc.Vaud. Sci. Nat.*, 10/62, P.265-275.
- RENEVIER E. et SCHARDT M. (1899) - Notice explicative de la feuille XVI au 1/100000 (2^{ème} édition). *Eclogae. Geol.Helv.*, 6, P.81-111.
- REPAL S.N. (1952) - Région sud tellienne et Atlas Saharien. 19^{ème} Congrès.Géol.Intern.Alger. Monogr. Région., 1^{ère} série, Algérie, n° 20.
- REVIL J. (1911) - Géologie des chaînes jurassienne et subalpine de la Savoie. *Thèse.Mém.Ac.Savoie.*, t.I, P.142-774 (Extrait P.1-622).
- RICHARD H. (1983) - Nouvelles contributions à l'histoire de la végétation franc-comtoise tardiglaciaire et holocène à partir des données de la palynologie. *Thèse 3^{ème} cycle.* Besançon. 155 P.
- RICHARD J.L. (1956) - L'épicéa à la limite de sa répartition naturelle dans le Jura suisse. *Journal forestier Suisse*, n° 3, P.153-163.
- RICHARD J.L. (1961) - Les forêts acidophiles du Jura. Etude phytosociologique et écologique. *Thèse. Neuchâtel.*, 164 P. (Hubert, Berne. *Lev.Géobot. Suisse.*, 38, 164 P.)
- RICHARD J.L. (1965) - Extraits de la carte phytosociologique des forêts du Canton de Neuchâtel. *Ibid.* 47, P.22-23, 26-28.
- RICHARD J.L. (1966) - Les forêts naturelles d'épicéas et de pins de montagne du Jura. *Bull.Soc.Neuchateloise.Sci.Nat.*, t.89., 3^{ème} série P.101-112.
- RICHARD J.L. (1971) - *Iberis contejeani* *Silene glareosa*. Deux plantes d'éboulis peu connues dans le Jura. *Bull.Soc.Neuch.Sci. Nat.*, T.94., P.41-54.
- RICHARD J.L. (1973) - Carte écologique des Alpes au 1/100000^e: Annecy. *Doc. Carte.écol. XII.*, 49-72.
- RICHARD J.L. et BEGUIN.C (1971) - Une nouvelle association à la limite supérieure de la forêt dans le Jura: *Le Valeriano-Rhamnetum*. *Vegetatio.*, XXII/6., P.345-354.
- RICHE A (1893) - Etude stratigraphique sur le Jurassique inférieur du Jura méridional. *Ann.Univers de Lyon.*, VI., 3.
- RICHE A (1894) - Esquisse de la partie inférieure des terrains jurassiques du département de l'Ain. *Ann.Soc. Linn de Lyon.*, XLI.

- RICHENBACH.E (1925) - Description géologique du val-de-Travers.
Bull.soc.Neucha. Sci. nat. 50.,P.1-76 .
- RIERMONT.J (1947) - La forêt de chez nous.*Bull.Soc.Nat.d'Oyonnax.*,n°1.,
P.88-93 .
- RIGASSI.A.D (1957) - Le Tertiaire de la région genevoise et savoisi-
sienne.*Bull.Assoc.Suisse.Géol.Ing. Petrole .* ,24/66.,P.19-34 .
- RIGASSI.A.D (1977a) - Surface d'aplanissement soulevée et déformée
à Champfromier (Ain).*A.S.A.C.* ,n°3.,P.19-25 .
- RIGASSI.A.D (1977b) - Genèse tectonique du Jura:Une nouvelle hypo-
thèse.*Paleolab. Neiss.*, 2.,1977 .
- RIVIERE.A (1977) - Méthodes granulométriques. Techniques et inter-
prétations. *Ed.Masson.*, 170p .
- RIVIERE.A, MUNIER.Pet RIVIERE.M (1948) - Contribution à l'étude des
argiles utilisées en céramique. *Inst.Céram.France*,17.,fasc.11.
- ROBERT.M (1970) - Etude expérimentale de la désagrégation du granit
et de l'évolution des micas.*Ann. Agron.*, Vol.21.,n°6 et vol.
22.,n°1 et 2., 116p .
- ROCHEFORT M. (1963) - Les fleuves.*Paris.P.U.F.,Que sais-je.*
- ROD.E (1937) - Stratigraphie des Malm des graustock.Hut.stock group-
pe (Melchtal,Kanton obwalden). *Ed.Stämpfli.,Berne .*
- ROLLIER.L (1893) - Structure et histoire géologiques de la partie
du Jura central. *Mat. Carte. Géol. Suisse . 8 .*
- ROUGIER.C (1985) - Altération,pédogenèse et paléopédogenèse sur le
massif granitique des Zaers (Maroc central). *Thèse. 3^{ème} cycle*
Univ. Bordeaux I. , 208p.
- ROUIRE.J (1963) - Quelques idées générales sur la géospéléologie
des grands Causses. *Spelunca.Men*,n°3.,P.130-143 .
- ROUSSEL.L (1953) - Recherches théoriques et pratiques sur la répar-
tition en quantité et en qualité de la lumière dans le
milieu forestier;influence sur la végétation. *Ann.Ec.Nat .*
Eaux et Forêts., Nancy. ,13.,2 .
- ROYER.J.M (1973) - Essai de synthèse sur les groupements végétaux
de pelouse,éboulis et rochers de Bourgogne et Champagne
méridionale. *Thèse. 3^{ème} cycle. Besançon.* , 228p.
- ROYER.J.M, VADAM.J.C, GILLET.F ,AUMONIER.J.P et F (1978) - Etude
phytosociologique des tourbières acides et alcalines
du Haut-Doubs, Reflexions sur leur régénération et leur
genèse. *C.U.E.R.,Univ.Franche-Comté.Besançon.* , n° 2.,P.109-186 .
- RUELLAN.A (1971) - Les sols à profil calcaire différencié des
plaines de la basse Moulouya (Maroc oriental). *Thèse. Mém.*
O.R.S.T.O.M., 54., 302p .

- RUHLAND.M (1969) - La fracturation naturelle observée sur le terrain. *Rap.Ch.Syndicale de La Rech.et Prod.pétrole et gaz.nat*, Paris.34p.
- RUHLAND.M (1973) - Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. *Sci.Géol. Bull.*,26.,2-3.,P.91-113 . Strasbourg .
- SAINT-SEINE P. DE (1950a)- Les Poissons des calcaires . lithographiques de Cerin (Ain). *Nouv.Arch.Mus.Hist.Nat.Lyon.*,fasc.II,357 P. 120 fig.,XXVI pl.
- SAINT-SEINE P. DE (1950b)- La vie dans le chenal de Cerin (Ain) au Jurassique supérieur. *C.R.Somm.Soc. Biogéogr.* , n° 234,P.66-69.
- SAUSSURE H.B. DE (1796) - Voyages dans les Alpes précédés d'un essai sur l'histoire naturelle de Genève.P.455.
- SCHARDT H. (1891) - Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la 1^{ère} chaîne du Jura. *Bull.Soc.Vaud.Sc.Nat*, 27/103,69-159 et *Eclogae.Geol. Helv.* , 2/3,P.253-344.
- SCHARDT H. (1894) - Excursion géologique dans le Jura méridional. *Livret guide géologique dans le Jura et les Alpes suisses dédié au congrès international. In 8°* .
- SCHARDT H. (1906) - Nouvelles observations sur le Crétacé moyen et le Tertiaire du Balis et près de Rochefort. *Bull.Soc.Neuchât. Sci. Nat.*, 33 (1904-1905),P.200-208.
- SCHARDT H. (1908a) - Deux profils à travers la chaîne du Jura. *Arch. Sci.Phys et Nat. Genève.* , XXXI,pl.VI,profils 2 et 3.
- SCHARDT H. (1923) - Terrain sidérolithique de gounoens.Le Jux. *Mat. Géol. Suisse* . , série géotech. 13/1,P.127/137.
- SCHEIDEGGER A.E. (1947) - The tectonic stress in the avicinity of the Alps.25. *Géophys.* ,33,P.167-181.
- SCHERER J.C. (1975) - Les variations de l'écoulement de crue, étude comparée de deux petits bassins versants vosgiens *R.Géogr.Est.n°1-2*,P.23-33.
- SCHLAICH E. (1934) - Geologische Beschreibung der gegerd von courtim Berner Jura,mit besonderer beruchtsichtigung der molassebil.Dungen.beitr.geol.Karte schweiz N.F. 26/1.
- SCHLUCHTER CH. (1972) - Géologie des quartärs im gebiet von Thungschneit bei Heimberg.Un publ.Lizentiartzarb.Univ.Bern.
- SCHLUCHTER CH. (1976) - Geologische untersuchungen im Quartär des Aaretals sudlish von Bern. *Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse.* , 117 P.

- SCHLUCHTER CH. (1977) - Grund moräne versus schlam moräne- two types of loggement till in the Alpine Foreland of Switzerland. *Boreas.*, vol.6, P.181-188. Oslo.
- SCHLUCHTER CH. (1978) - Guidebook, symposium moraines and varves, *I N. Q. U. A. ., Zürich., Commission on genesis and lithology of Quaternary deposits.* P.92-112.
- SCHNEEGAN D. (1932) - Sur l'âge des failles du Jura alsacien. *C.R. Somm. Soc. Géol. France.*, P.24-25.
- SCHNEEGAN D. (1933) - Notes sur la tectonique du Jura alsacien. *Bull. Serv. Carte. Géol. Als. Lor.*, II, P.51-74.
- SCHNEEGAN D. et THEOBALD N. (1948) - Observations nouvelles sur le chevauchement frontal du Jura alsacien. *B.S.G.F. (5).* t.XVIII, P.85-95.
- SCHULZ W. (1967) - Über glazigene schrammen auf dem Untergrund und sichelförmige marken auf geschoben in Norddeutschland. *Geogr. Berichte*, 43/2, P.125-142.
- SCHWABE E. (1939) - Morphologie der Friberge. *Mitt. geogr. ges. Basel.* 5.
- SCHWARZ U. (1955) - Die naturlischen fichterwalder des Juras. *Mat. Levé. Géobot. Suisse.*, fasc.35.
- SCOLARI G. (1956) - Nouvelles observations et hypothèses sur la tectonique du Mont-Vuache. *Arch. Sc. Genève.*, 9/1, P.53-62.
- SELLI R. (1960) - Il Messiniano MAYER-EYMAR 1867: proposta di un neostratotipo. *giornale di geologia*, Bologna, 2, XXVIII, P.1-33.
- SELLI R. (1964) - El "mesinense" 2^{ème} réunion du comité du Néogène méditerranéen sabadell-Madrid. (1961) - Cursillos y referencia del instituto "Lucas Mallada" fasc. IX, P.63-70.
- SELLI R. (1970) - Report on the absolute age. *C. R. 4^{ème} session du Néogène méditerranéen Sabadell-Madrid.* 2, XXXV fasc.1, P.51-59, fig.1 et 2.
- SIMERAY J. (1970) - Documents pour l'étude écologique et phytosociologique de la végétation des environs de Saint-Claude. *Besançon, Fac. Sci. D.E.A.*, 14 P. nfig., tabl.
- SIMERAY J. (1976) - Essai d'interprétation des groupements végétaux de la région de Saint Claude en vue d'une synthèse cartographique. *Ann. sci. Univ. Besançon.* 3^{ème} série, Botanique, fas.17, P.555-578.
- SITTLER CL. (1954) - Présence des formes polliniques dans quelques sédiments du Kimméridgien en France. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* P.338-341.
- SITTLER CL. (1958) - Stratigraphie palynologique du Miocène en France. Analyse pollinique de différents gisements. *C.R. 8^{ème} congr. Soc. Sav. Aix-Marseille.*, Colloque sur le Miocène., P.275-289.
- SITTLER CL. (1965) - La paléogenese des fossés rhénan et rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques. *Mém. Serv. Carte. Géol. Alsace, Lor.*, 24, 39? P.

- SOPENA J.P. et SOULAS J.P. (1973) - Etudes microtectoniques dans le Jura. *Thèse. 3^{ème} cycle. Géologie appliquée. Besançon.*, 2 vol., 154 P., 85 pl. r.t. (dactyl.).
- SOUCHEZ R. (1964) - Sur la gélivation des calcaires et la genèse des grèzes litées. *C. R. Acad. Sc, Paris*, t. 258, P. 3741-3743.
- STASTNY V. (1930) - Etude pétrographique de l'affleurement le plus méridional du Jurassique supérieur à faciès purbeckien: la Buisse près Grenoble. *T.L.G. Grenoble.*, t. 15, P. 547-591, 1 PL.
- STAUB R. (1924) - Der bau der Alpen. *Mat. Carte. Géol. Suisse.*, nouv. série. 52^{ème} livre.
- STEINHAUSER N. et CHAROLLAIS J. (1971) - La stratigraphie du "Valanginien" de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. *Géobios.*
- STRAHLER A. (1954) - Statistical analysis in geomorphological research. *J. Géol.* n°1, P. 1-25.
- SUC J.P. (1980) - Contribution à la connaissance du Pliocène et Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon et de Catalogne. *Thèse. Sc. Montpellier.* 2 vol., 198 P.
- SUC J.P. (1982) - Histoire climatique et découpage palynostratigraphique du Plio-pleistocène inférieur de méditerranée Nord-occidentale. *Colloque "Le Villafranchien méditerranéen". Lille.*, 9-10 DEC., P. 29-38.
- SUC J.P. (1983) - Flores, végétation et climats dans le domaine méditerranéen de -3 A-1 M.A. *Ibid.* P. 475-478.
- SUC J.P. et ZAGWIJN W.H. (1983) - Plio-pléistocène correlations between the northwestern mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data. *Boreas.*, 12, P. 153-166.
- SUTTER H. (1936) - Geologische beschreibung der Karten-gebiete Les Bois und S^t Imierim Berner Jura. *Mat. Carte. Géol. Suisse.*, (n. s), 72.
- SUTTER H. (1956) - Tektonische Juraprobleme, ein historischer Rückblick. *Ecl. Géol. Helv.*, 49, P. 372-383.
- SYMPOSIUM international de Ljubljana sur la dénudation karstique. Commission on karst denudation of intern. Speological union in Yougoslavie à Ljubljana. 1-5 sept. 1975. (Voir compte rendu de Fabre G. et Nicod J. 1977. ann. de Geogr. n°474. P. 210-212.).

SYMPOSIUM international sur l'érosion karstique. Aix-en-Provence-Marseille-Nîmes. 10-14. Sept. 1979. Mémoire n°1 de l'A.F.K.

- TAICOUR B. (1976) - Hydrogéologie karstique du massif du Grand Som. (Chartreuse, Isère). *Thèse. 3^{ème} cycle. Grenoble.*
- TAICOUR B. (1978) - Un karst d'altitude dans le massif de la Vanoise. *Colloque de Grenoble : Karst de montagnes (6-7 mai. 1977). Rev. Géogr. Alpine., n° 2-3, P. 201-207, Grenoble.*
- TARDY Y. (1969) - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte. Géol. Als. Lorr., 31, 199 P.*
- TARDY Y., PAQUET H. et MILLOT G. (1970) - Trois modes de genèse des montmorillonites dans les altérations et les sols. *Bull. Gr. Fr. Argiles., 22(1), P. 69-77.*
- THEOBALD N. (1952) - Tectonique du champ de fractures du linge. *C.R. Somm. Soc. Géol. France., P. 350-351.*
- THIEULOY J.P. (1973) - Le genre saynoceras (Ammonoidea) et la zoonéographie valanginienne dans l'arc subalpin de Castellane (Alpes de Hautes Provence). *C.R. Acad. Sc., t. 276, P. 925-927.*
- THORAL (1948) - Rapport géologique sur les possibilités d'améliorer l'adduction d'eau de la ville d'Oyonnax (Ain). 9 P.
- THORAL (1955) - Rapport géologique concernant le projet de captage en vue d'une adduction d'eau pour la commune de Géovreisset (Ain). 6 P.
- THURMANN J. (1836) - Essai sur les soulèvements jurassiques, second cahier, comprenant la carte orographique et géologique des soulèvements du Jura Bernois; accompagnée d'une description systématique. Porrentruy.
- THURMANN J. (1849) - Essai de phytostatique appliquée à la chaîne du Jura aux contrées voisines. Berne, 1849, 2 Vol.
- THURMANN J. (1856) - Essai d'orographie jurassique (oeuvre posthume). *Mémoires de l'institut national genevois., t. 4.*
- TINTANT H. (1946) - L'âge de la dalle nacrée de l'Oolithe ferrugineuse du Jura méridional. *C. R. Acad. Sc., t. 223, P. 98.*
- TONGIORGI E. et M. (1964) - Age of Miocene-Pliocene limit in Italy. *Nature., 201, P. 365-367.*

- TRAUTH N. (1977) - Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. *Mem. Sci. Géol.* , 49, 309 P., Strasbourg.
- TRAUTSOLT I. (1969) - Recherches sur les climats du Jura français. *Ann. Géogr.*, n° 428, P. 405-434.
- TREVISAN L. (1968) - I. diversi tipi di alvei fluviali e la loro evoluzione. *Ac. Naz. Lincei.* P. 531-561.
- TRICART J. (1951) - Les formations détritiques quaternaires du Val de Pontarlier. *Bull. Serv. Carte. Géol. France.* , 50/237, P. 134-149.
- TRICART J. (1952) - Les formations détritiques quaternaires du val de Pontarlier, *Bull. Serv. Carte. Géol. France.* , P. 133-149.
- TRICART J. (1954) - Les dépôts quaternaires de la région des chaillons (feuille de Pontarlier au 1/50000^e). *Bull. Serv. Carte. Géol. France.* , 52/241, P. 123-136.
- TRICART J. (1956) - Commission de morphologie périglaciaire. *Bulletin. Peryglacialnt.* , n° 4., P. 117-138.
- TRICART J. (1956) - Les formations quaternaires de la feuille de Mouthe au 1/50000. *Bull. Serv. Carte. Géol. France.* , P. 3-16.
- TRICART J. (1960) - Quelques données au sujet du rôle de la neige dans la crue du Guil en juin 1957. *Rev. Géogr. Alpine*, n° 2, P. 333-344.
- TRICART J. (1963) - Feuilles de Nantua au 1/80000 (révision des formations quaternaires) et feuille de Nantua au 1/50000 (formations glaciaires), *Bull. Serv. Carte. Géol. France.* , n° 273, P. 59-88.
- TRICART J. (1965) - Quelques aspects particuliers des glaciations quaternaires du Jura. *Rev. Géogr. de l'Est.* , fasc. 4, P. 499-527.
- TRICART J., AVENARD J.M., POGGI C., STEIB J. et BOURDIER F. (1961) - Aperçu sur les formations quaternaires des feuilles S^t Claude et Moirans-en-Montagne au 50000^e. *Bull. Serv. Carte. Géol. France.* , n° 264, TLVIII, P. 73-97.
- TRUMPY R. (1960) - Paléotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.* , vol. 71 (6), P. 843-908.
- TRUMPY R. (1960-1963) - Sur les racines des nappes helvétiques. *In : Livre à la mémoire du prof P. Fallot.*, t. 2, P. 419-428.
- TURC L. (1953) - Le bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Thèse.* , Paris.

- TURNER J.F. et WEISS LE. (1963) - Structural analysis of metamorphic tectonites. *New-York, Mc Graw-Hill édit.*
- UMBROVE J.H.F. (1948) - Origin of the Jura mountains. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch.*, vol. 51, n° 9, P. 1049-1062.
- UMBROVE J.H.F. (1950) - Symphony of the Earth. XII, 220 P., 123 fig.
- VATAN E. (1949) - La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional au Crétacé et au Tertiaire. *CR. Somm. Soc. Géol. France.*, P. 102-104.
- VAUDOUR J. (1979) - La région de Madrid. Altérations, sols et paléosols. *Ed. Ophrys.*, Paris, 390 P.
- VAUDOUR J. (1982) - Vieux sols et paléosols des niveaux villafranchiens méditerranéens *Colloque Lille. 1982, Bull. A F E Q.*, 2/3, P. 95/102.
- VENETZ. I (1830) - Sur l'ancienne extension des glaciers, et sur leur retraite dans leurs limites actuelles. *Actes Soc. Helv. Sci. Nat. 15^{ème} réunion à l'ospice du grand Saint-Bernard 1829. Lausanne. 1830.*
- VENETZ. I (1843) - Sur le glacier du Rhône et les anciens glaciers jurassiens. *Actes Soc. Helv. Sci. Nat.*, 28^{ème} session., 78.
- VERNET J.P (1964) - Latérite alumineuse jurassique dans la nappe des Pré-Alpes médianes du Chablais (Savoie). *Bull. Gr. Fr. des argilles.*, Vol. 15., P. 39-46.
- VEYRET. Y (1978) - Modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français. Problèmes de distinction et de limites dans un milieu de moyenne montagne. *Thèse Doct. D'état. Univ. Paris-Sorbonne.*, 2 t., 783p.
- VEYRET. Y (1979) - Essai sur la terminologie glaciaire. *Géogr. Phys. Quat.* Vol. XXXIII., n° 2., P. 205-222.
- VEZIAN. A (1872) - Le Jura franc-comtois. Etudes géologiques sur le Jura considéré principalement dans sa partie nord-occidentale. 1^{ère} étude: le bassin jurassien et le Jura considéré comme faisant partie d'une formation géogénique *Mem. Soc. Em. Doubs.*, 4^{ème} série., VII., 1872., P. 193-416.
- VIALON. P., RUHLAND. M et GROLLIER. J (1976) - Eléments de tectonique analytique. *Masson. édit.*, 118p.
- VIALON P., BOURDON J., GAMOND J.F., PLOTTO P. et ROBERT J.P. (1976) - L'arc des Alpes occidentales: une zone de transformation continentale par glissement senestre? Présentation d'un modèle de déformations. 4^e réunion, *ann. sci. Terre-Paris.* P. 391.

- VILLAIN.J (1965) - Contribution à l'étude de la géolivité des calcaires jurassiques en Franche-Comté. *Thèse Besançon.*, 86p.
- VINCIENNE.H (1932a) - Un type de décollement dans le Jura méridional au Nord de Chézery(Ain). Sa signification au point de vue de la genèse tectonique de la chaîne. *Rev.Géogr.Phys. et Géol.Dyn.*, vol.V., fasc.1-2, P.233-241 .
- VINCIENNE.H (1932b) - La structure en écailles de la région d'Amberieu(bordure ouest du Jura méridional) et l'âge des derniers mouvements jurassiens. *C.R. Acad.Sci.*, t.195, P258-260.
- VINCIENNE.H (1932c) - Les décrochements horizontaux dans le Sud du Jura:rôle tectonique et morphologique. *Ibidem.* t.194., P.2149-2151 .
- VINCIENNE.H (1935) - Structure de la région de Thoirette(Jura). *C.R.Somm.Soc. Géol. France.*, P.263-265.
- VINCIENNE.H (1936) - Observations nouvelles sur la structure de la chaîne du Corent(Jura méridional). *Ibid.*, P.157-159 .
- VINCIENNE.H (1938) - Aperçu structural sur la bordure occidentale du Jura aux environs de Coligny (Ain). *Ibid.*, P.141-143.
- VINCIENNE.H (1939) - Sur la structure des anticlinaux des hautes chaînes du Jura méridional. *C.R.Acad. Sc.*, t.208., P.1092.
- VINCIENNE.H (1944) - Sur la structure de la partie ouest du Jura méridional. *Ibidem.* , t.219., P.421-423 .
- VINCIENNE.H (1950) - Sur les plis jurassiens à l'ouest de Saint-Claude. *Ibidem.*, t.230., P.558-560 .
- VINCIENNE.H (1951) - Jura méridional. In: *Réunion de la Société géologique de France dans le Jura.Bull.Soc.Géol.Fr(6)*, t.I., P.821-832., 833-847. .
- VINIGRI T. (1968) - Méthodes d'étude de la fissuration dans les régions montagneuses et les réservoirs de pétrole et de gaz. *Ed.Nadra Leningrad (en russe)*.
- VIRET.J (1958) - Les limites du Miocène et les faunes de Mammifères. *C.R.83^{ème} congr.Soc.Sav.Aix-Marseille. Colloque sur le Miocène.* , P.305-313.
- VIVIAN.R (1975) - Les glaciers des Alpes occidentales, étude géographique. *Thèse.Doct.D'état.Univ.Grenoble.*, 513p .
- VOSSLER.P (1947) - Einführung indie geologie von Basel mit 12 Exkursionen. Helbling et Lichtenhan, Basel.

- WASCHBURN.A.L (1979) - Géomorphologie périglaciaire ,géocryology.
A survey of periglacial processus and environments. *London. E. Arnold . , 406p., fig., phot .*
- WEGMANN.E (1948) - Le spectre des mouvements de l'écorce terrestre et son enregistrement dans les sédiments. *Rep. 18th sess. Int. Géol. Congr. London. Part. III. P. 94-99.*
- WEGMANN.E (1956) - Note sur quelques mécanismes des plis jurassiens *Gedenkboek H A. Brover. , P. 414-419 .*
- WEGMANN.E (1960-63) - Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. *Livre à la mémoire du prof. P. Fallot . , t. II., P. 99-104 .*
- WEGMANN.E (1961) - Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (Jura plissé). *Bull. Géol. Inst. Univ. Uppsala. Vol. XL., P. 169-182 .*
- WEGMULLER.S (1966) - Uber die spät und post glaziale vegetation geschichte des Südwestlichen Jura. *Mat. Levé. Géol. Suisse . , fasc. 48, Berne, H. Huber, 1966., 142p.*
- WEIDMANN.M (1969) - Le mammoth de Praz Rodet (le Brassus, Vaud). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat. , 70., P. 229-240 .*
- WEISROCK.A (1980) - Géomorphologie et Paléoenvironnements de l'Atlas Atlantique (Maroc). *Thèse. Paris II., 931p.,*
- WEISROCK.A (1981) - Morphogenèse des édifices tuffeux d'Imouzzer Ida ou Tanan (Maroc). *Actes du Colloque de l'A.G.F. "Formations carbonatées externes, tufs et travertins. Paris, 9 mai 1981.*
- WEISROCK.A , DELIBRIAS.G , MISKOVSKY.J.C, DUTOUR.A et ADOLPHE.J.P (1985) - Un exemple de sédimentation carbonatée holocène de type travertineux sur le Piemont Nord du Haut Atlas (Maroc): La coupe de Makhfamane I. *Congrès "Travertins holocènes", Aix - en - Provence., 5 - 6 nov. 1985 .*
- WERNER.J (1958) - Zur kenntnis der braunen karbonatböden (terra fusca) auf der schwäbischen Alb. *Arb. geol. paläont. Inst. tech. Hochsch. Stuttgart. 16 .*
- WEYDERT.P (1968) - Le karst des monts de Vaucluse, *Actes réun. Intern. Karstologie. Languedoc-Provence. Etudes et trav. Méditerrané n° 7, P. 85-91.*
- WEYDERT.P (1968) - Les phénomènes karstiques dans le massif de la grande Séolane. *Rev. Géogr. Alpine, 2-3., P. 469-485.*

YERLY.M (1970) - Ecologie comparée des prairies marécageuses dans les Préalpes de la Suisse occidentale. *Zürich, Thèse, Ecole Polytechnique Fédérale*, 119p. tabl, graph. .

ZOLLER.H (1954) - Die typen der bromus erectus wiesen des schweizer Jura. *Mat.Lév.Géobot. Suisse.*, 1954.fasc.33 .



LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 : Cadre géographique.	5
Fig. 2 : Les différentes unités tectoniques et morphologiques du Jura méridional; d'après M. Dubois (1959) modifiées.	6
Fig. 3 : Carte orographique et de situation.	7
Fig. 4 : Les grands traits de la topographie de la région d'Oyonnax.	8
Fig. 5 : Localisation de la zone étudiée dans le contexte structural et morphologique du Jura méridional.	9
Fig. 6 : Schéma structural du territoire ^{couvert} par les feuilles de Moirans-en-Montagne et de Nantua au 50000 ^e .	10
Fig. 7 : Coupes topographiques des différentes unités du relief.	13
Fig. 8 : Coupes topographiques des différentes unités du relief.	14
Fig. 9 : Lignes de crêtes dans la chaîne des Berthiants.	15
Fig. 10 : "Linéaments" morphologiques et répartition azimuthale (rosette) dans la chaîne des Berthiants.	16
Fig. 11 : Lignes de crêtes dans la chaîne des Joux blanches.	18
Fig. 12 : "Linéaments" morphologiques et répartition azimuthale (rosette) dans la chaîne des Joux blanches.	19
Fig. 13 : Paléogéographie de l'Est de la France à l'Oxfordien (R. Enay. 1979).	31
Fig. 14 : Paléogéographie de l'Oxfordien du Jura central (zone à bimammatum), d'après R. Enay (1966).	32
Fig. 15 : Schéma palinspatique des formations du Kimméridgien supérieur suivant une transversale passant par Saint-Germain de Joux. (d'après Bernier P. et Enay R. 1972).	35
Fig. 16 : Répartition des faciès coralliens dans le Jurassique supérieur du Jura français. (in. J. Debelmas. 1974).	39
Fig. 17 : Paléogéographie de l'Est de la France au Crétacé supérieur (R. Enay. 1979).	43
Fig. 18 : La transgression miocène (R. Enay, 1979; en partie d'après D. Aubert, G. Demarcq, R. Lefavrais-Raymond).	46
Fig. 19 : Carte géologique de la chaîne des Berthiants.	57
Fig. 20 : Carte tectonique de la chaîne des Berthiants au 1/50000.	58

Fig. 21	: Carte morphostructurale de la chaîne des Berthiants.	59
Fig. 22	: Principales unités morphostructurales de la chaîne des Berthiants.	60
Fig. 23	: Coupes géologiques dans la chaîne des Berthiants. (d'après Belkasmi et <u>al</u> (1975) et G.Boichot et <u>al</u> (1978)).	63
Fig. 24	: Coupes géologiques dans la chaîne des Berthiants. (d'après Lefargue et <u>al</u> 1981,modifiées).	66
Fig. 25	: Carte géologique de l'unité des Joux blanches.	68
Fig. 26	: Carte tectonique de la chaîne des Joux blanches.	69
Fig. 27	: Coupes géologiques dans la chaîne des Joux blanches (d'après Barreau et <u>al</u> .1975).	70
Fig. 28	: Principales unités morphostructurales de la chaîne des Joux blanches.	71
Fig. 29	: Schéma explicatif au niveau de la Côte (d'après Beal et <u>al</u> .1981).	72
Fig. 30	: Lignes de crêtes de Bois du Ban-M ^t de Bussy.	72
Fig. 31	: Coupes géologiques dans la chaîne des Joux blanches (d'après Barreau et <u>al</u> (1975)).	74
Fig. 32	: Coupe schématique W-E de l'accident chevauchant de Samognat et du Val d'Oignin , à la latitude de l'usine hydroélectrique du "Saut de l'Oignin".	78
Fig. 33	: Décollement de l'unité de Samognat vers l'W. (d'après Barreau et <u>al</u> .1975).	78
Fig. 34	: Carte morphostructurale de la chaîne des Joux blanches.	80
Fig. 35	: Carte géologique du chaînon d'Arfontaine-Emondeau-Martigna et ses abords (d'après la carte géol.de Moirans en Montagne au 1/50000).	82
Fig. 36	: Carte tectonique du chaînon d'Arfontaine-Emondeaux-Martigna et ses abords.(carte géol.de Moirans-en-Montagne au 1/50000).	83
Fig. 37	: Coupes géologiques dans la chaîne d'Arfontaine-Martigna (d'après la carte géol. au 1/50000 de Moirans-en-Montagne).	84
Fig. 38	: Carte géologique de la haute chaîne.(d'après M.Clin et <u>al</u> .1962-1963).	87
Fig. 39	: Carte tectonique de la haute chaîne (chaïnon d'Apremont,Val de Charix-Viry,plateau d'Echallon-Belleydoux).	88

Fig. 40 :	Carte morphostructurale de l'unité de la Hautechaîne	89
Fig. 41 :	Profils géologiques (d'après M. Clin et al. 1962-1963).	93
Fig. 42 :	Coupes schématiques au N et au S de la cluse de Nantua-Neyrolles.	98
Fig. 43 :	Coupes schématiques au N et au S du vallon de la Sarsouille.	98
Fig. 44 :	"Constriction" de la forêt d'Oyonnax, entre le synclinal de Charix et le synclinal de Viry. (d'après Clin M. et Perriaux J. 1964).	99
Fig. 45 :	Interprétation du "chevauchement" des Neyrolles. (in J. Lang. 1963).	101
Fig. 46 :	Les grands régimes pluviométriques (1970-1983).	111
Fig. 47 :	Régime mensuel et régime saisonnier des précipitations. (1970-1983).	113
Fig. 48 :	Variabilités saisonnière de la pluviosité (1970-1983).	115
Fig. 49 :	Répartition saisonnière et annuelle de la pluviosité (1970-1983).	116
Fig. 50 :	Régimes de précipitations présentés à l'aide de coefficients pluviométriques. Moyenne 1970-1983.	117
Fig. 51 :	Régimes thermiques des 2 stations.	127
Fig. 52 :	Amplitudes thermiques saisonnières moyennes (1970-1983).	126
Fig. 53 :	Nombre de jours de gelée ($T_n < 0$) des 14 dernières années 1970-1983.	130
Fig. 54 :	Diagrammes ombrothermiques.	132
Fig. 55 :	Climogramme	132
Fig. 56 :	Régime des vents.	134
Fig. 57 :	Carte des groupements végétaux dans la région d'Oyonnax.	139
Fig. 58 :	Valeurs moyennes annuelles de débits en m^3/S .	147
Fig. 59 :	Variabilité interannuelle des débits à Pont d'Ain.	147
Fig. 60 :	Coefficient de débit en m^3/S de la dernière décennie, comparé à ceux de la période 1959-1981 à Pont d'Ain et Jeurre.	149
Fig. 61 :	Pont d'Ain courbe de débits classés.	153
Fig. 62 :	Schéma illustrant les théories traditionnelles.	162
Fig. 63 :	Schéma illustrant la théorie de l'anlanissement : karstique.	162
Fig. 64 :	Répartition des surfaces d'érosion (en partie d'après M. Dubois. 1959).	167

Fig. 65 : Profils géologiques (échelle 1/50000)	168
Fig. 66 : Coupes géologiques au 1/25000 dans chaque chaînon anticlinal.	171
Fig. 67 : Profil synthétique au 1/100000.	171
Fig. 68 : Répartition des sédiments et des faciès éocènes.	181
Fig. 69 : Répartition des sédiments et des faciès oligocènes.	181
Fig. 70 : Répartition de la molasse marine miocène. (in D.Aubert.1975).	183
Fig. 71 : Ecorché du réseau hydrographique.	195
Fig. 72 : Profil en long du ravin du peu.	198
Fig. 73 : Profil en long du Bief à la Dame.	198
Fig. 74 : Profil en long du Bief du Landéron.	199
Fig. 75 : Profil en long de la combe suspendue au dessus de la cluse de Nantua.	199
Fig. 76 : Profil en long du R ^{au} de Charix.	201
Fig. 77 : Répartition des replats d'érosion et sens de l'écoulement au Pliocène.	202
Fig. 78 : Quelques replats du Pliocène inférieur sur la rive gauche de l'Ange.	204
Fig. 79 : Profil en long du Bief des Evonnas.	204
Fig. 80 : Quelques replats d'érosion du Pliocène supérieur le long de la vallée de l'Ange.	206
Fig. 81 : Replat d'érosion du Pliocène supérieur repris selon un mécanisme appalachien(=Hogback).	208
Fig. 82 : Profil en long du Bief de Pisse-Vacré.	208
Fig. 83 : Anomalies de drainage(d'après Howard A.D.1967).	211
Fig. 84 : Direction du réseau hydrographique.	217
Fig. 85 : Histogramme et rosette des directions des failles et du réseau hydrographique.	218
Fig. 86 : Profils en long des principaux cours d'eau.	220
Fig. 87 : Etablissement des courbes de thalwegs.	223
Fig. 88 : Exemple d'interprétation. (in J.J.Naudin et R. Prud'homme.1971).	223
Fig. 89 : Répartition des bancs durs (hachures). Courbe de thalweg.	225
Fig. 90 : Analyse structurale du réseau hydrographique.	226
Fig. 91 : Bloc-diagramme schématique, représentant les principaux types de cluses (in M.Monbaron.1975).	230
Fig. 92 : La surimposition, selon Vosseler (1947).	230
Fig. 93 : Schéma tiré de Schlee(1913), montrant la position des principales cluses jurassiennes par rapport aux ensellements axiaux.	233

Fig. 94 :	Cluse de Nantua: Isohypses et cours d'eau.	236
Fig. 95 :	Carte géologique de la cluse de Nantua (d'après carte géol. de Nantua au 1/80000).	237
Fig. 96 :	Les principaux systèmes de fissuration (schéma tiré de Kiraly 1968).	240
Fig. 97 :	Orientation des différents tronçons de la cluse de Nantua s.l.	242
Fig. 98 :	Orientation et longueur des tronçons.	244
Fig. 99 :	Cluse de Nantua: direction des fractures.	247
Fig. 100:	Présentation stéréographique des fractures: pôles non rabattus (de 1 à 15) .	249
Fig. 101:	Représentation stéréographique: pôles rabattus.	252
Fig. 102:	Cluse de Nantua: Répartition des systèmes de fractures.	254
Fig. 103:	Fréquence de pendage des fractures de la cluse de Nantua.	257
Fig. 104:	Profils en long du Merloz, du Combet et de la Semi-261 ne dans la cluse de Nantua; en haut (1-15) situation des tronçons des cours d'eau.	261
Fig. 105:	Profils transversaux dans la cluse de Nantua.	262
Fig. 106:	Profils géologiques dans la cluse de Nantua (in M. Clin et <u>al</u> 1962-1963).	263
Fig. 107:	Profondeur et largeur des cluses. Schéma général.	264
Fig. 108:	Relation profondeur/largeur de la cluse de Nantua.s.l.	264
Fig. 109:	Répartition des dolines.	270
Fig. 110:	Croquis morphologique du secteur au sud de Viry.	274
Fig. 111:	Carte schématique du réseau hydrographique.	282
Fig. 112:	Coupe schématique montrant les ressources en eaux de la région d'Oyonnax. (d'après Thorat 1948).	285
Fig. 113:	Limites et topographie (d'après A. Reffay et <u>al</u> 1985	295
Fig. 114:	Quelques coupes dans les dépôts de Dortan (5 coupes).	298 299
Fig. 115:	Pénétration du glacier alpin dans la chaîne jurassienne d'après Benoit (1877) (in M. Campy. 1982)	311
Fig. 116:	Les rapports entre le glaciaire jurassien et le glaciaire alpin (d'après Nussbaum et Gygax, 1935)	313
Fig. 117:	Coupe transversale de la calotte glaciaire au niveau du Laveron et val de Joux (d'après D. Aubert)	313
Fig. 118:	Les dépôts quaternaires de la vallée de l'Oignin.	320
Fig. 119:	Coupe longitudinale schématique de la vallée de l'Oignin.	321

Fig. 120:	Coupes des différents ensembles morphologiques dans la vallée de l'Oignin.	323
Fig. 121:	Emboitement des deux complexes glacio-lacustres de la vallée de l'Oignin. (in M. Campy. 1982).	326
Fig. 122:	Difffluence glaciaire au débouché de la cluse de Nantua.	329
Fig. 123:	Cartographie des formations superficielles du val d'Oyonnax.	332
Fig. 124:	Profils transversaux dans la vallée de l'Ange.	333
Fig. 125:	Carte de l'épaisseur des alluvions dans le val dans le val d'Oyonnax. (in P. Landry. 1981).	334
Fig. 126:	Coupe schématique au SW d'Arbent.	338
Fig. 127:	Coupe longitudinale de la vallée de l'Ange.	340
Fig. 128:	Carte géologique des formations superficielles de la Basse Vallée de la Bienne, du Bassin de Mons et de leurs abords.	342
Fig. 129:	Coupes transversales dans la Basse Vallée de la Bienne.	345
Fig. 130:	Les dépôts quaternaires du Bassin de Viry et de ses abords.	346
Fig. 131:	Les formations quaternaires de la Haute Chaîne.	348
Fig. 132:	Carte de situation des planchers glaciaires.	353
Fig. 133:	Histogrammes des directions des stries et des fissures.	355
Fig. 134:	Coupes dans un plancher glaciaire (NE Groissiat)	358
Fig. 135:	Coupe schématique de l'ancienne carrière au SE de Béard.	361
Fig. 136:	Moraines de fond: courbes granulométriques.	364
Fig. 137:	Moraines de fond: principaux types définis.	365
Fig. 138:	Moraines de fond: représentation de la granulométrie sur diagramme triangulaire.	366
Fig. 139:	Relations entre les différents paramètres granulométriques des moraines de fond.	368
Fig. 140:	Les moraines de fond: valeurs de l'indice d'éroussé (I·E).	370
Fig. 141:	Les moraines de fond: valeurs de l'indice d'aplatissement.	372
Fig. 142:	Moraines d'ablation: courbes granulométriques.	374
Fig. 143:	Les moraines d'ablation: valeurs des indices d'éroussé et d'aplatissement.	375
Fig. 144:	Coupe schématique de la moraine terminale de Montréal.	378

Fig. 145: Coupe de Montréal: courbes granulométriques.	379
Fig. 146: Coupe de Montréal: courbes granulométriques.	380
Fig. 147: Moraine d'ablation de Montréal: représentation de la granulométrie sur diagramme triangulaire.	381
Fig. 148: Relations entre les différents paramètres granulométriques de la moraine terminale de Montréal.	382
Fig. 149: Dépôts fluvioglaciaires: valeurs de l'indice "I.E."	386
Fig. 150: Dépôts fluvioglaciaires: valeurs de l'indice d'aplatissement.	387
Fig. 151: Dépôts fluvioglaciaires: courbes granulométriques.	388
Fig. 152: L'indice du mauvais classement (So) à l'encontre de l'asymétrie (SKi).	391
Fig. 153: La kurtosis (Kg) à l'encontre de l'asymétrie (SKi)	393
Fig. 154: L'écart-type (σ^2) à l'encontre de l'asymétrie "	394
Fig. 155: Coupe schématique de la carrière au S d'Izernore	396
Fig. 156: Coupe au S d'Izernore: courbes granulométriques	397
Fig. 157: Coupe au S d'Izernore: représentation de la granulométrie sur diagramme triangulaire.	399
Fig. 158: Diagrammes des dispersions des médianes et de l'indice du mauvais classement (So).	400
Fig. 159: Variations des médianes dans la succession stratigraphique.	401
Fig. 160: Coupe schématique de la carrière au N d'Izernore.	402
Fig. 161: Coupe au N d'Izernore: courbes granulométriques.	403
Fig. 162: Coupe schématique de la carrière Di Lena (Dortan)	405
Fig. 163: Coupe de Di Lena (Dortan): courbes granulométriques.	406
Fig. 164: Relations entre indice d'émoussé et indice d'aplatissement.	408
Fig. 165: Coupe schématique dans la carrière de Martignat	409
Fig. 166: Coupe de Martignat: courbes granulométriques.	412
Fig. 166 bis: Dépôts lacustres: Courbes granulométriques.	414
Fig. 167: Première phase de retrait.	420
Fig. 168: Deuxième phase de retrait.	422
Fig. 169: Troisième phase de retrait.	423
Fig. 170: Quatrième phase de retrait.	425
Fig. 171: Histogramme des granulométries. (valeurs moy.)	434
Fig. 172: Histogramme des granulométries (coupe du Molard aux Biches; route vers Izernore).	435
Fig. 173: Répartition des formes générales des fragments.	437
Fig. 174: Les éboulis: valeurs de l'indice d'aplatissement.	446

- Fig. 175: Répartition des dépôts glaciaires et périglaciaire. 449
- Fig. 176: Contact entre les dépôts de pente et les moraines. 450
- Fig. 177: Placage de moraines et de dépôts de pente. 452
- Fig. 178: Quelques exemples d'évolution des parois rocheuses 454
- Fig. 179: Mécanismes d'évolution des sols des buttes morai- 469
niques.

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tabl. 1 : Répartition mensuelle et annuelle des pluies.	110
Tabl. 2 : Variabilité mensuelle de la pluviosité.	112
Tabl. 3 : Moyenne pluviométrique saisonnière et pourcentage.	113
Tabl. 4 : Régime pluviométrique.	114
Tabl. 5 : Types de pluies.	118
Tabl. 6 : Etagement de la pluviosité selon la formule de Jonac.R. (1974).	120
Tabl. 7 : Nombre mensuel de jours d'orage(O) et de grêle (G) à Izernore.	122
Tabl. 8 : Nombre de jours avec chutes de neige (Izernore)	122
Tabl. 9 : Les températures et les phénomènes secondaires.	125
Tabl. 10: Les amplitudes thermiques saisonnières(1970-1983)	126
Tabl. 11: Nombre mensuel de jours ou $T_n \leq 0^\circ\text{C}$. Moyennes 1970-1983.	128
Tabl. 12: Tabl. 12: Répartition des différents mouvements d'air.	133
Tabl. 13: Fréquence de brouillard (1964,1977)	135
Tabl. 14: Moyenne mensuelle de l'humidité relative à Izernore de 1964-1977.	135
Tabl. 15: Etagement des groupements forestiers.	137
Tabl. 16: Valeurs des débits.	145
Tabl. 17: Débits spécifiques de quelques rivières à b.v proches de celui de l'Ain à Pont d'Ain.	146
Tabl. 18: Nombre de débits journaliers inférieurs à $10 \text{ m}^3/\text{S}$, 20 m^3 (1965-1981).	152
Tabl. 19: Principaux extrêmes à Pont d'Ain (1965-1981).	152
Tabl. 20: Puissance des crues ^{de l'Ain} et de la Bienne.	154
Tabl. 21: Longueur et orientation des tronçons des cours d'eau dans la cluse de Nantua s.l.	243
Tabl. 22: Orientation et longueur des tronçons.	244
Tabl. 23: Direction des fractures.	248
Tabl. 24: Fréquence des pendages.	256
Tabl. 25: Répartition des différentes sources.	287
Tabl. 26: Caractères physico-chimiques des eaux.	292
Tabl. 27: Analyses géochimiques.	297
Tabl. 28: Caractères minéralogiques des tufs.	300

Tabl. 29: Direction des stries et des fractures dans des polis glaciaires.	356
Tabl. 30: Moraine de fond et d'ablation: paramètres granulométriques.	367
Tabl. 31: Valeurs de l'indice d'Emoussé des différentes unités lithologiques.	369
Tabl. 32: Valeurs de l'indice d'aplatissement des différentes unités lithologiques.	377
Tabl. 33: Coupe de Montréal: paramètres granulométriques.	383
Tabl. 34: Porosité à l'eau des échantillons destinés au gel .	440
Tabl. 35: Mesures de la vitesse de propagation des ondes longitudinales.	441
Tabl. 36: Ascension capillaire pondérale.	442
Tabl. 37: Valeurs de l'indice d'aplatissement des éboulis	447
Tabl. 38: Caractères géochimiques des sols.	464
Tabl. 39: Minéralogie des argiles des roches et des sols de la région d'Oyonnax.	466

Photo n° 1. Flanc Est de la cluse de Nantua; les couches du Jurassique supérieur calcaire légèrement inclinées vers le NW (8-9°) sont coupées par une surface topographique.

Photo n° 2. Combe anticlinal d'Aprémont (Fig. 66a). La ligne de crêtes correspond à la surface supérieure. Le Rauracien arme la morphologie régionale en donnant les escarpements de part et d'autre de la combe. (commandement de 100m, parfois même plus). Le site du village du Grand Vallon est constitué du Dogger qui forme le cœur de l'anticlinal. A ce dégagement structural correspond un aplanissement partiel. Les flèches présentent une partie de la coupe (Fig. 66a). Les tiretés correspondent à une grande faille ondulante qui met en contact le Callovien et le Rauracien.



Photo n° 3. Le Mont Chateau (1014m) formé du Rauracien constitue un monadnock de la surface d'érosion supérieure. Vers l'avant la dépression de la Gotette (Oxfordien-Argovien) est occupée par endroit par des dépôts morainiques.

Photo n° 4. Panorama des chaînons étudiés; en premier plan la chaîne des Joux blanches, en second plan la chaîne des Joux noires et en arrière plan la Haute chaîne.



Photo n°5: "Combe" de Chougeat. Elle correspond à une faille longitudinale; de part et d'autre apparaissent des lanières (vers la gauche, le plateau de Chougeat et vers la droite l'unité de En Bozon-Bois de Jonc. La photo illustre bien le style tectonique et le compartimentage du relief en lanières et en combes.

Photo n°6. Surface structurale des Joux noires (Jurassique supérieur) Le village (Evron) est situé sur un replat (structural ou d'érosion); Vers le bas le champ de blé correspond à une terrasse fluvioglaciale.



Photo n°7. Flanc Est de la chaîne des Joux blanches et la "terrasse"
de Martignat.

Photo n°8. Replat glacio-lacustre de Samognat, niveau de 455m: 2^{ème}
stade glacio-lacustre.



Photo n°9. Contexte morphologique du tuf de la Touvière.

Photo n°10. Escarpement du Jurassique supérieur (cluse de Dortan-Chancia); les couches sont légèrement inclinées: synclinal de Montcusel. Noter les phénomènes karstiques (grottes actives) et le type d'évolution des parois (Fig. 178).



Photo n°11. Superposition de deux types de moraine : en haut une moraine d'ablation, en bas une moraine de fond (Carrière au SE de Béard, lieu-dit en Sénant).

Photo n°12. Dépôts deltaïques: carrière au N d'Izernore.



Photo n°13. Dépôts deltaïques au S d'Izernore. Noter la grossièreté du matériel (topset-bed) par rapport à la carrière au N d'Izernore.

Photo n°14. Dépôts deltaïques: carrière DI LENA.



Photo n°15. Structures sédimentaires dans les dépôts deltaïques: carrière DI LENA.

Photo n°16. Coupe de Martignat: structure de charge.

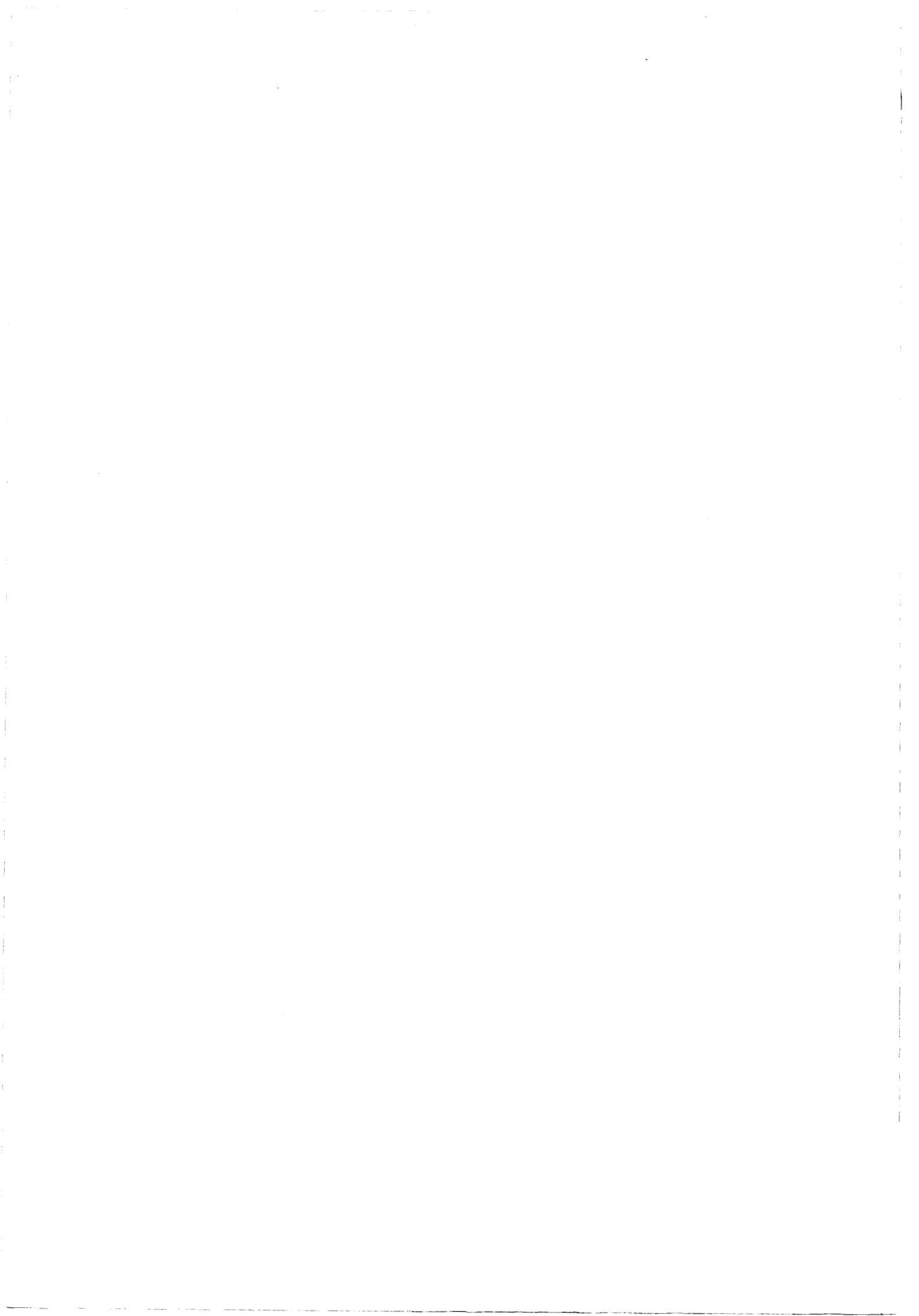


Photo n°17. Contact entre les dépôts glaciaires et périglaciaires, coupe à l'W de Dortan (Fig. 176). Vers le bas, une moraine d'ablation avec des dépôts lacustres (sables fins); cette moraine est surmontée d'éboulis et groises.

Photo n°18. Lapiès de fissures (Forêt d'Echallon).

4

Photo n°19. Poli glaciaire au NE de Groissiat.

Photo n°20. Flancher glaciaire (NE de Groissiat) avec des stries et des broutures convexes aval .



Photo n° 21. Nerciat: Stries avec broutures convexes amont; noter la superposition des stries.

Photo n° 22. Nerciat: Une grande strie à bords bien émoussés; broutures convexes amont. Ces empreintes sont légèrement marquées par la corrosion; noter l'asymétrie des broutures.



Photo n° 23. Confluence de l'Ain et de l'Oignin: stries glaciaires avec broutures concaves aval; la flèche indique le sens du flux glaciaire.



RÉSUMÉ

La région d'Oyonnax présente une complexité morphologique et reflète essentiellement les structures: la superposition en lits d'inégale dureté favorise une ablation régressive facilitée par les niveaux marneux; la perméabilité et l'imperméabilité de ces lits peuvent entraîner des niveaux de base locaux pour l'écoulement des eaux. Le dispositif des couches (pendages) et les accidents tectoniques jouent un rôle important dans la morphologie et la karstification.

Les éléments de la structure permettent de distinguer plusieurs unités morpho-structurales. Ce découpage est très net dans la zone des lanières (chânes des Berthians et des Joux blanches). Ces unités sont dues à des déformations tectoniques et aux actions de l'érosion.

Dans les types de formes, les surfaces d'érosion occupent une grande place. Deux surfaces d'érosion sont reconnues: une surface supérieure et un aplatissement partiel. Ces surfaces ont été fortement déformées et soulevées et/ou reprises par l'érosion ultérieure, elles sont donc prépondérantes. Les conditions de l'établissement de ces surfaces sont difficiles à déterminer faute de disposer sur le terrain de critères de datation.

C'est de ces surfaces que serait parti le creusement de certaines vallées. L'installation du réseau hydrographique est liée à la mise en place des ensembles morphologiques. Il s'agit d'un réseau polygénique qui s'est mis en place à la suite de la tectonique oligocène; ce réseau est antécédent aux plis pontiens qu'il recoupe localement en cluses. Deux générations de replats peuvent être distinguées; elles sont attribuées au Pliocène inférieur et supérieur. Ces replats permettent de reconstituer les paléoécoulements au cours du Pliocène.

L'analyse structurale du réseau hydrographique a permis de définir les caractères graphiques des réseaux d'entaille, les anomalies de drainage, les directions du réseau (corrélation drainage-structure, signification et orientation des mé-

andres) et enfin les profils en long et les courbes de vallées.

La cluse de Nantua a fait l'objet d'une étude approfondie; les différentes directions des tronçons des cours d'eau semblent alignées sur des systèmes de fractures et sur des accidents tectoniques.

L'étude des éléments majeurs du karst et des dépôts corrélatifs a permis de mettre en évidence le rôle de la structure et la part des héritages et de caractériser la vitesse d'ablation et la karstogenèse actuelles.

Les dépôts glaciaires et proglaciaires présentent des unités lithologiques et morphologiques bien marquées dans le paysage. Leur répartition et leur étude sédimentologique d'une part, les empreintes glaciaires et les cailloux d'origine alpine d'autre part ont permis de reconstituer l'environnement paléogéographique et les phases du retrait au cours de la dernière glaciation. Parallèlement, ces conditions froides (dernière glaciation) ont favorisé une évolution des versants en ambiance périglaciaire; les parois des escarpements raides en ont les marques les plus spectaculaires. La géodynamique actuelle n'est qu'un prolongement atténué de celle contemporaine de la dernière glaciation certainement plus intense.

L'étude de quelques profils pédologiques permet de caractériser les traits essentiels des sols et de définir les processus et les facteurs de formation et de répartition des sols. Ce sont des sols jeunes qui se sont développés après le retrait glaciaire d'où un faible développement de leur profil. L'étude minéralogique des argiles des sols et des roches sous-jacentes montre:

- une altération plus marquée dans les sols.
- une altération fréquente de tendance vernaculitique.
- une certaine indépendance parfois entre roches et couvertures due au colluvionnement.

MOTS CLES

Géomorphologie
Surface d'érosion
Réseau hydrographique
Cluse

Karst
Quaternaire
Sols
Jura



ABSTRACT

Oyonnax, as a region, presents a morphological intricacy, essentially reflecting the structures: the superposition in beds (layers) of an unequal hardness favours a regressive ablation, made easier by the many levels; the permeability and impermeability of these beds may entail local basic levels in order to enable waters flow.

The elements of the structure make possible the distinction of several morpho-structural units. This cutting is obvious in the "lanières" zone (the range of the Berthians and the range of the Joux Blanches).

These units are due to tectonic deformations and to the actions of erosion.

Surfaces of erosion are highly important in the different types of forms. Two surfaces of erosion can be distinguished: an upper surface and a partial flattening. These surfaces areas were strongly deformed and were subject to an upheaval and eventually/or were followed by a later erosion. Therefore, they are called pre-ontian surfaces. To know how these surfaces set up there, is quite difficult to determine since we can't get any piece of information about when it happened, when going to the very ground. These surfaces might have brought about the digging of certain valleys. The setting-up of the hydrographical network is linked to that of the morphological wholes.

It is in fact a "polygénique" network which took place after the "Oligocène" tectonics. This network is previous to the "pontians" folds, which it locally cuts again into transverse valleys. Two generations of projecting ledges can be distinguished; They are attributed to the lower and to the upper Pliocene. These shelves enable us to reconstitute the "paleo-flows" during the Pliocene.

The structural analysis of the hydrographical network permitted to define the graphic features of notch-network, the anomalies of the drainage, the directions of the network, (connection drainage-structure, meaning of orientation of the meanders) and at last the lengthways profiles and the curb of the valleys.

The transverse valley of Nantua was the object of a deep study; the different directions of the water-flow sections seem to go the same way as the systems of fractures and as tectonic accidents.

The study of the major elements of the karst as well as that of the correlative deposits permitted to show the part the structure

and the heritage played and to characterize the present speed of ablation and the present karstogenesis.

The glacial and proglacial deposits present lithological and morphological units which can be clearly observed in the landscape. The way they are distributed and their sedimentological study on the one hand, the glacial marks and the little stones of alpine origin on the other, made it possible to reconstitute the paleogeographical environment and the phases (stages) of the recession during the last glaciation. Parallel to this, these "cold" conditions (last glaciation) favoured an evolution of the slopes in a periglacial atmosphere; those which remain the most spectacularly marked are the rock-faces of the steep escarpements.

Present geodynamics is but a softened continuation of the contemporary one: that of the last glaciation, probably more intense.

The study of a few pedological profiles enables to characterize the mean features of the grounds and to define their process, as well as the factors of the formation and the distribution of the grounds. These young grounds developed after the glacial recession, hence a weak development of their profiles. The mineralogical study of the clays of the grounds and of the underlying rocks, shows:

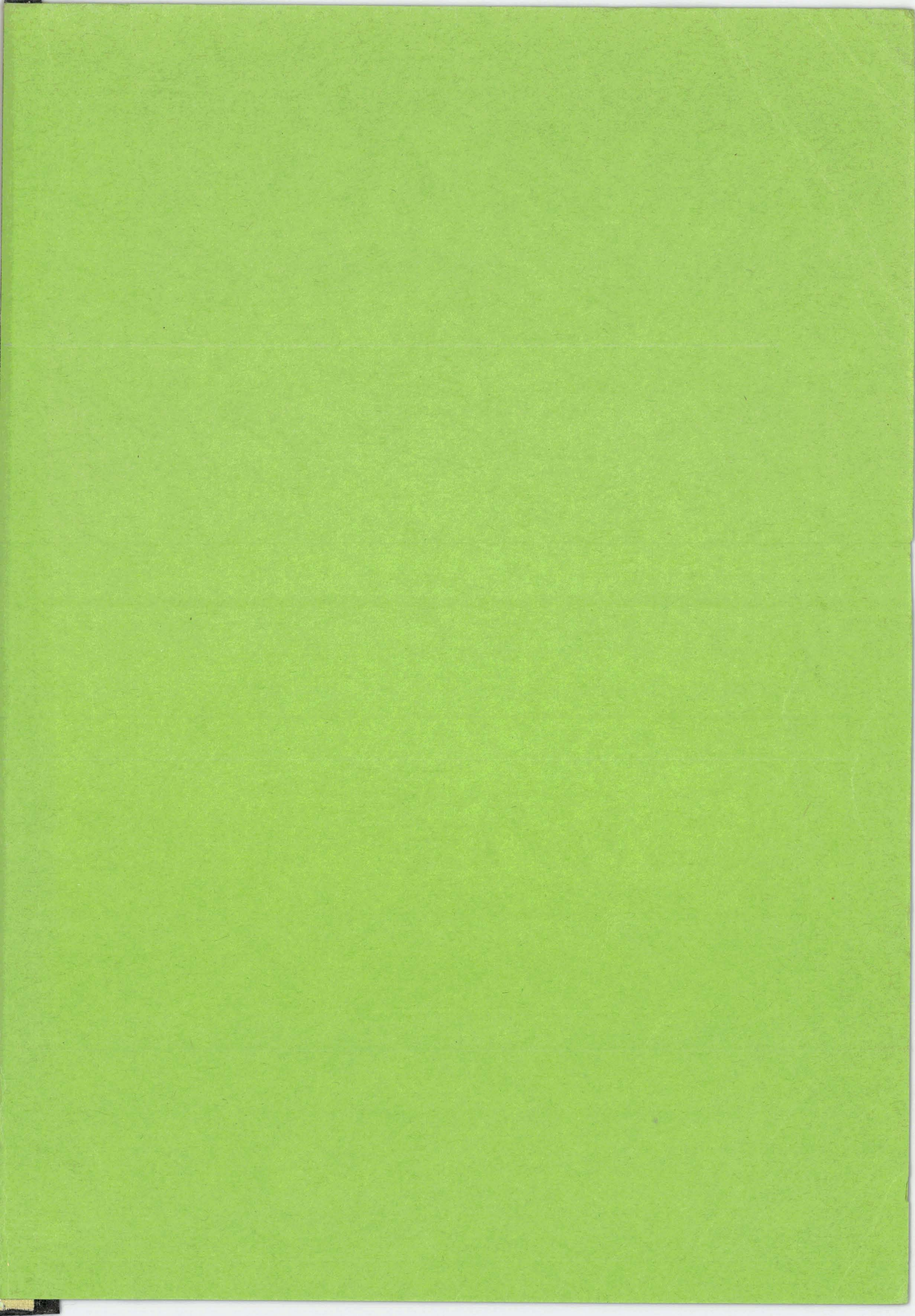
- an alteration more clearly marked in the grounds.
- a frequent alteration of a vermiculitical tendency.
- sometimes a certain independence between rocks and covers due to colluvionment.

KEY-WORDS

Geomorphology
Surface of erosion
Hydrographic network
Transverse valley

Karst
Quaternary
Grounds
Jura





RÉSUMÉ

La région d'Oyonnax présente une complexité morphologique et reflète essentiellement les structures: la superposition en lits d'inégale dureté favorise une ablation régressive facilitée par les niveaux marneux; la perméabilité et l'imperméabilité de ces lits peuvent entraîner des niveaux de base locaux pour l'écoulement des eaux. Le dispositif des couches (pendages) et les accidents tectoniques jouent un rôle important dans la morphologie et la karstification.

Les éléments de la structure permettent de distinguer plusieurs unités morpho-structurales. Ce découpage est très net dans la zone des lanières (chaînes des Berthians et des Joux blanches). Ces unités sont dues à des déformations tectoniques et aux actions de l'érosion.

Dans les types de formes, les surfaces d'érosion occupent une grande place. Deux surfaces d'érosion sont reconnues: une surface supérieure et un aplatissement partiel. Ces surfaces ont été fortement déformées et soulevées et/ou reprises par l'érosion ultérieure, elles sont donc prépliocènes. Les conditions de l'établissement de ces surfaces sont difficiles à déterminer faute de disposer sur le terrain de critères de datation.

C'est de ces surfaces que serait parti le creusement de certaines vallées. L'installation du réseau hydrographique est liée à la mise en place des ensembles morphologiques. Il s'agit d'un réseau polygénique qui s'est mis en place à la suite de la tectonique oligocène; ce réseau est antérieur aux pliocènes qu'il recoupe localement en cluses. Deux générations de replats peuvent être distinguées; elles sont attribuées au Pliocène inférieur et supérieur. Ces replats permettent de reconstituer les paléocélements au cours du Pliocène.

L'analyse structurale du réseau hydrographique a permis de définir les caractères graphiques des réseaux d'entaille, les anomalies de drainage, les directions du réseau (corrélation drainage-structure, signification et orientation des mé-

andres) et enfin les profils en long et les courbes de vallées.

La cluse de Nantua a fait l'objet d'une étude approfondie; les différentes directions des tronçons des cours d'eau semblent alignées sur des systèmes de fractures et sur des accidents tectoniques.

L'étude des éléments majeurs du karst et des dépôts corrélatifs a permis de mettre en évidence le rôle de la structure et la part des héritages et de caractériser la vitesse d'ablation et la karstogenèse actuelles.

Les dépôts glaciaires et proglaciaires présentent des unités lithologiques et morphologiques bien marquées dans le paysage. Leur répartition et leur étude sédimentologique d'une part, les empreintes glaciaires et les cailloux d'origine alpine d'autre part ont permis de reconstituer l'environnement paléogéographique et les phases du retrait au cours de la dernière glaciation. Parallèlement, ces conditions froides (dernière glaciation) ont favorisé une évolution des versants en ambiance périglaciaire; les parois des escarpements raides en ont les marques les plus spectaculaires. La géodynamique actuelle n'est qu'un prolongement atténué de celle contemporaine de la dernière glaciation certainement plus intense.

L'étude de quelques profils pédologiques permet de caractériser les traits essentiels des sols et de définir les processus et les facteurs de formation et de répartition des sols. Ce sont des sols jeunes qui se sont développés après le retrait glaciaire d'où un faible développement de leur profil. L'étude minéralogique des argiles des sols et des roches sous-jacentes montre:

- une altération plus marquée dans les sols.
- une altération fréquente de tendance vermiculitique.
- une certaine indépendance parfois entre roches et couvertures due au colluvionnement.



MOTS CLES

Géomorphologie
Surface d'érosion
Réseau hydrographique
Cluse

Karst
Quaternaire
Sols
Jura