



HAL
open science

Le Carbonifère des chaînes subalpines de Haute-Provence (France) dans son cadre structural

Myette Guiomar

► **To cite this version:**

Myette Guiomar. Le Carbonifère des chaînes subalpines de Haute-Provence (France) dans son cadre structural. Stratigraphie. Université de Provence - Aix-Marseille I, 1989. Français. NNT: . tel-00804630

HAL Id: tel-00804630

<https://theses.hal.science/tel-00804630>

Submitted on 26 Mar 2013

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

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

6 M

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DE PROVENCE (AIX-MARSEILLE I)

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

spécialité : Sciences de la Terre

par

Myette GUIOMAR

sujet

**LE CARBONIFERE DES CHAINES SUBALPINES
DE HAUTE PROVENCE (FRANCE)
DANS SON CADRE STRUCTURAL**

Volume I

Soutenu le 11 Frimaire de l'an 196 de la République, devant la Commission d'Examen :

M. C. ROUSSET	Directeur de thèse
M. L. COUREL M. G. MASCLE	Rapporteurs
M. G. GUIEU M. P.F. BUROLLET M. P. VETTER	Examineurs
M. G. MARTINI	Invité

RESUME

Le Carbonifère des chaînes subalpines méridionales (Alpes de Haute Provence) affleure en deux secteurs, distants d'une vingtaine de kilomètres :

- **les affleurements ouest** (Clamensane, Nibles, Saint Geniez) jalonnent le tracé d'accidents rhégnatiques : la faille d'Aix en Provence et la faille des Rochers de Hongrie. Ils sont interprétés comme d'anciens panneaux glissés à partir de talus sous-marins; ils témoignent de l'activité tectonique de la faille d'Aix pendant la période du *rifting* téthysien. Deux épisodes tectoniques principaux ont conduit à la formation de niveaux olistolitiques, l'un au Domérien, l'autre au Bajocien. La tectonique alpine tertiaire n'a joué qu'un rôle accessoire dans la mise en place du Houiller au sein des séries mésozoïques;

- **les affleurements est** (Barles) paraissent sous la voûte anticlinale des quartzites scythiens, l'ensemble supportant des écaïlles parautochtones de Trias moyen et la nappe épiglyptique de Digne. La position structurale du Carbonifère de Barles est le résultat des différentes phases tectoniques alpines du Tertiaire.

Les pointements carbonifères du secteur ouest n'ont pas permis une **étude sédimentologique** approfondie. Seul le Houiller des Moulières est daté du Stéphanien moyen. Cet âge est à rapprocher de celui de Barles : Stéphanien B, limite du Stéphanien C. A l'affleurement, l'observation des faciès, des coupes, des figures sédimentaires et de l'organisation séquentielle de dépôts, permet de reconnaître des paléoenvironnements continentaux variés : fluviaux (canaux méandrisants, distributaires mineurs), palustres à palu-lacustres.

En sondage se retrouvent les mêmes dépôts qu'en surface; l'étude séquentielle de la série conduit à envisager le comblement d'un bassin lacustre.

Le Carbonifère de Barles et celui des différents lambeaux situés à l'Ouest présentent de grandes similitudes et se caractérisent par l'absence de dépôts grossiers conglomératiques. A l'Ouest, le milieu serait inondé de façon plus durable qu'à Barles où l'on remarque de nombreux dépôts de plaine d'inondation colonisés par des végétaux arborescents.

Tant à l'Est qu'à l'Ouest la reconstitution des paléoenvironnements caractérise une aire de dépôt vaste, loin des reliefs. Les divers affleurements sont probablement les témoins d'un **bassin unique** : à l'échelle du Sud-Est de la France, la comparaison s'impose avec le vaste bassin des Cévennes. Il est donc possible d'envisager, pour le Houiller subalpin, un prolongement du bassin sous la couverture secondaire, en particulier à l'Ouest de la faille d'Aix en Provence, dans le domaine du bassin dauphinois, zone moins tectonisée qu'à l'Est de l'accident mais où la couverture mésozoïque présente une épaisseur importante.

Mots clefs :

Chaînes subalpines méridionales, olistolites, *rifting* téthysien, faille d'Aix en Provence, tectonique alpine, Stéphanien, bassin houiller, paléoenvironnements continentaux, Alpes de Haute Provence (Sud-Est de la France).

ERRATA

VOLUME N°1

Figure n°2 : légende :

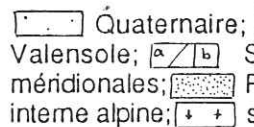








 Quaternaire;  Tertiaire, a : indifférentié; b : poudingues mio-pliocènes de Valensole;  Secondaire, a : indifférentié; b : domaine des chaînes subalpines méridionales;  Permien;  Carbonifère (ou noté h);  Carbonifère de la zone interne alpine;  socle hercynien;  chevauchement;  faille.

Figure n°34 : orientation de la coupe, de gauche à droite : WSW - ENE.

Figure n°37 : orientation de la coupe, de gauche à droite : Sud-Nord.

Figure n°39 : in Guiomar, 1982, modifié.

Figure n°47 : Lias des Monges : dessin du haut : a : Taillefer;
dessin du bas : b : Briges;
Lire Est plutôt que Ouest.

Figure n°57 : tableau : d'après Greber, 1959; Haudour et Sarrot-Reynauld, 1960; Vetter, 1980; Beaudoin et Mercier, 1984; Courel et Frère, 1984; Basso, 1985.

Page 189 : ligne 26 : lire "psamitiques".

Page 200 : ligne 36 : lire "de plaine d'inondation avec de nombreux stigmaria".

Page 202 : ligne 22 : lire "passant de haut en bas".
ligne 23 : lire "les schistes passent vers le bas à".

VOLUME N°2

Figure n°1 : lire "Carbonifère".

Figure n°35 : Dans la légende il manque, dans le Blacus, une couleur orangée correspondant à la zone complexe détaillée sur la figure n°37.

Figure n°37 : Dans le Blacus le Carbonifère est indiqué par un "H".

Figure n°54 : Contrairement à ce qui est représenté ici, il n'existe pas de Lias à l'Ouest du Trias de Saint Michel.

Figure n°72 : in Chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel (1966).

Figure n°74 : in Frère, 1984.

Figure n°75 : in Fielding, 1986.

Figure n°76 : in Fielding, 1984.

Figure n°77 : in Facies Models, 1984.

Figure n°78 : in Allen, 1982.

Figure n°91 : Distance 1 : distance entre les couches, dans le rapport BRGM;
Distance 2 : distance entre tous les niveaux charbonneux;
Distance 3 : distance entre les couches d'épaisseur supérieure à 20 cm.
+ et - indiquent les séquences positives et les séquences négatives auxquelles sont associées les charbons, avec l'épaisseur de la séquence correspondante.

Planche III: lire "Carbonifère du domaine ouest".

THESE

présentée à

l'UNIVERSITE DE PROVENCE (AIX-MARSEILLE I)

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

spécialité : Sciences de la Terre

par

Myette GUIOMAR

sujet

**LE CARBONIFERE DES CHAINES SUBALPINES
DE HAUTE PROVENCE (FRANCE)
DANS SON CADRE STRUCTURAL**

Soutenue le 1er Décembre 1989 devant la Commission d'Examen :

M. C. ROUSSET	Directeur de thèse
M. L. COUREL M. G. MASCLE	Rapporteurs
M. G. GUIEU M. P.F. BUROLLET M. P. VETTER	Examineurs
M. G. MARTINI	Invité

RESUME

Le Carbonifère des chaînes subalpines méridionales (Alpes de Haute Provence) affleure en deux secteurs, distants d'une vingtaine de kilomètres :

- **les affleurements ouest** (Clamensane, Nibles, Saint Geniez) jalonnent le tracé d'accidents rhégnatiques : la faille d'Aix en Provence et la faille des Rochers de Hongrie. Ils sont interprétés comme d'anciens panneaux glissés à partir de talus sous-marins; ils témoignent de l'activité tectonique de la faille d'Aix pendant la période du *rifting* téthysien. Deux épisodes tectoniques principaux ont conduit à la formation de niveaux olistolitiques, l'un au Domérien, l'autre au Bajocien. La tectonique alpine tertiaire n'a joué qu'un rôle accessoire dans la mise en place du Houiller au sein des séries mésozoïques;

- **les affleurements est** (Barles) paraissent sous la voûte anticlinale des quartzites scythiens, l'ensemble supportant des écaïlles parautochtones de Trias moyen et la nappe épiglyptique de Digne. La position structurale du Carbonifère de Barles est le résultat des différentes phases tectoniques alpines du Tertiaire.

Les pointements carbonifères du secteur ouest n'ont pas permis une **étude sédimentologique** approfondie. Seul le Houiller des Moulières est daté du Stéphanien moyen. Cet âge est à rapprocher de celui de Barles : Stéphanien B, limite du Stéphanien C. A l'affleurement, l'observation des faciès, des coupes, des figures sédimentaires et de l'organisation séquentielle de dépôts, permet de reconnaître des paléoenvironnements continentaux variés : fluviatiles (chenaux méandrisants, distributaires mineurs), palustres à palo-lacustres.

En sondage se retrouvent les mêmes dépôts qu'en surface; l'étude séquentielle de la série conduit à envisager le comblement d'un bassin lacustre.

Le Carbonifère de Barles et celui des différents lambeaux situés à l'Ouest présentent de grandes similitudes et se caractérisent par l'absence de dépôts grossiers conglomératiques. A l'Ouest, le milieu serait inondé de façon plus durable qu'à Barles où l'on remarque de nombreux dépôts de plaine d'inondation colonisés par des végétaux arborescents.

Tant à l'Est qu'à l'Ouest la reconstitution des paléoenvironnements caractérise une aire de dépôt vaste, loin des reliefs. Les divers affleurements sont probablement les témoins d'un **bassin unique** : à l'échelle du Sud-Est de la France, la comparaison s'impose avec le vaste bassin des Cévennes. Il est donc possible d'envisager, pour le Houiller subalpin, un prolongement du bassin sous la couverture secondaire, en particulier à l'Ouest de la faille d'Aix en Provence, dans le domaine du bassin dauphinois, zone moins tectonisée qu'à l'Est de l'accident mais où la couverture mésozoïque présente une épaisseur importante.

Mots clefs :

Chaînes subalpines méridionales, olistolites, *rifting* téthysien, faille d'Aix en Provence, tectonique alpine, Stéphanien, bassin houiller, paléoenvironnements continentaux, Alpes de Haute Provence (Sud-Est de la France).

ABSTRACT

In the southern Subalpine Chains (Alpes de Haute Provence), the Carboniferous outcrops in two areas, 20 km away from each other :

- **the western outcrops** (Clamensane, Nibles, Saint Geniez) mark out reghmatic faults : the Aix en Provence fault and the Rochers de Hongrie fault. They are regarded as talus resulting from ancient slides along marine slopes; they are evidences of the movements occurring along the Aix fault during the Tethysian rifting. The olistolites formation results mainly from a Domerian and a Bajocian event. The tertiary alpine tectonics has taken no major part in their insertion amid the mesozoic series.

- **the easter outcrops** (Barles) occur in the core of an anticlinal structure below the scythian quartzites, under parautochthonous triassic thrust slices and the Digne nappe. This structured situation is a consequence of the tertiary alpine phases.

No **extensive sedimentological research** could be carried out with the sediments from the western outcrops. The Carboniferous of Moulières could be attributed a middle Stephanian age. In Barles the age is : upper limits of the Stephanian B. The facies and sedimentary structures, and the sequence of the deposits observed in the field lead to recognize various continental environments : fluvatile, palustral. The same series is found in bore holes; the seqential analysis allows to consider a lacustrine filling of a basin.

There are many similarities between the sediments of the two areas. A common feature is the absence of conglomerates. The western area would have undergone more durable floods. In Barles overgrowing of arborescent plants occurs in the flood plain deposits.

In any case the paleoenvironment was a large area far away from montains. The various outcrops are probably parts of an **unique basin** worthy to be compared to the Cévennes basin. It therfore may be considered that the basin extends, west of the Aix fault, in a less severly deformed area but under a thicker mesozoic cover.

Key words

Southern Subalpine Chains, olistolites, Tethysian rifting, Aix en Provence fault, alpine tectonics, Stephanian, carboniferous basin, continental paleoenvironments, Alpes de Haute Provence (South-East France)

SOMMAIRE

1°PARTIE - PRESENTATION	1
I- LE SUJET	3
II- SITUATION GEOGRAPHIQUE - OROGRAPHIE	3
III- CADRE GEOLOGIQUE	5
1. SITUATION	5
2. SOCLE CRISTALLOPHYLLIEN, SOCLE "ANTE-TRIASIQUE" ET CADRE RHEGMATIQUE REGIONAL	5
2.a. Le socle stricto sensu	5
2.b. Le socle "anté-triasique"	5
2.c. Répartition des affleurements de Carbonifère	5
2.d. Cadre rhegmatique régional	7
3. GRANDS TRAITS DE L'EVOLUTION DU SUD-EST DE LA FRANCE AU MESOZOIQUE LE BASSIN DU SUD-EST	7
3.a. Le Trias	7
3.b. Le Jurassique	9
3.c. Le Crétacé	11
4. LE CENOZOIQUE : LES DEFORMATIONS ALPINES	12
4.a. Le Paléogène	12
4.b. Le Néogène	13
2° PARTIE - LE CADRE STRUCTURAL	19
CHAPITRE I - CLAMENSANE	21
A. INTRODUCTION	21
1. PRESENTATION ET BREF HISTORIQUE	21
2. GRANDS TRAITS DE LA GEOLOGIE DE CLAMENSANE, SCHEMA STRUCTURAL SIMPLIFIE	21
3. LES ACCIDENTS	23
B. LE RAVIN DE GYPIERE - CHAMP LONG OUEST	23
1. ZONE DES FAILLES "OCCIDENTALES"	23
1.a. Rouast-Gypièrre aval	23
1.b. Gypièrre amont	25

2. ZONE DES MELANGES	26
2.a. Rouast-la Gypièrre	26
2.b. De la Gypièrre à Pierre Barnaraye : versant SW de Champ-Long	26
2.c. Ravin de Gypièrre partie amont : coupes 7 à 11	39
C. CHAMP LONG VERSANTS SSE ET EST	46
1. VERSANT SSE	46
1.a. Coupe 12, C12 Ouest et C12 Est	46
1.b. Crête Est - coupe 13	48
1.c. Extrémité Ouest du flanc SSE de Champ-Long	49
1.d. Quelques conclusions sur le versant SSE de Champ-Long	50
2. VERSANT EST DE CHAMP LONG COUPES 14 ET 15	50
2.a. Coupe 14	50
2.b. Quelques observations entre C14 et C15	54
2.c. Coupe 15	54
2.d. Quelques observations au Nord de la C15	55
3. RIVES GAUCHES, DU VERMEIL ET DU SASSE	55
3.a. Rive gauche du Vermeil	55
3.b. Rive gauche du Sasse	56
4. CONCLUSION	57
D. TORRENT DU VERMEIL - SECTEUR DE MIRAU ET BLACHERE	57
1. RIVE DROITE DU RAVIN DE VERMEIL - VERSANT EST DE LA BLACHERE	57
1.a. Au Sud du ravin de la Baume	57
1.b. Secteur de Rouchon du ravin de la Baume au ravin des Champas	60
1.c. Ravin des Champas	61
2. RIVE GAUCHE DU VERMEIL, MIRAU-SIGURET	63
2.a. Versant ouest de Mirau	63
2.b. Au Sud de Mirau	65
2.c. Au Nord de Mirau	66
3. CONCLUSION	67
E. TORRENT DU VERMEIL - COSTE LONGUE (BRAMEFAN) - PIERRE POINTUE - JALINIER	67
1. RIVE DROITE DU VERMEIL, PIERRE POINTUE, BARRICAN : DOMAINE OUEST	67
2. LA BANDE DES MELANGES, DU RAVIN DE VIERARON AU RAVIN DE LA GORGE DE L'OURS	68
3. LA DALLE LIASIQUE DE COSTE LONGUE	71
4. LIMITE NORD DE LA BANDE DES MÉLANGES	73
5. CONCLUSION	73

F. QUELQUES HYPOTHESES ET CONCLUSIONS SUR LES STRUCTURES ET PALEOSTRUCTURES DE CLAMENSANE	74
CHAPITRE II - SECTEUR DES MOULIERES	77
A. PRESENTATION	77
1. PRESENTATION ET BREF HISTORIQUE	77
2. DE CLAMENSANE AUX MOULIERES	78
3. GRANDS TRAITs DE LA GEOLOGIE DES MOULIERES	78
3.a. A l'Ouest	79
3.b. Au Nord et à l'Est : le "Lobe de Valavoire-Clamensane"	79
3.c. Au Sud : l'unité de Saint Geniez, autochtone relatif du Trainon	79
B. ETUDE DETAILLEE	81
1. AU NORD ET A L'EST DES MOULIERES	81
1.a. De Clamensane au Blacus	81
1.b. De Valavoire au Riou Boyer	81
1.c. Le Riou Boyer-Chane	83
1.d. Blacus	84
Blacus SE	84
Blacus centre	87
Blacus nord	95
En conclusion sur le Blacus	99
2. A L'WNW DES MOULIERES : L'ANTICLINAL DE SIGOYER EN RIVE GAUCHE DU SASSE	99
2.a. Rive droite du Riou d'Entraix : flanc nord	99
2.b. Flanc sud - Serre de la Vache	99
3. LES MOULIERES	102
3.a. Crête et versant ouest	102
Trias et Carbonifère du Nord vers le Sud	102
Les Terres Noires et leur contact avec le Carbonifère et le Trias	103
Conclusion sur le versant ouest des Moulrières	113
3.b. Les Terres Noires du Serre de la Vache au Saint Laurent	113
3.c. La bande de Terres Noires au Sud des Moulrières, ses rapports avec le Trias	114
3.d. Le versant est	120
4. DE CHATEAUFORT AU COL DES AUBRETTES	120
4.a. Terminaison est des Rochers de Hongrie	120
4.b. De la brèche d'Entraix au col des Aubrettes	121
4.c. Conclusion	122
C. CONCLUSION SUR LA COLLINE DES MOULIERES ET SON SECTEUR	122

CHAPITRE III - SAINT GENIEZ	127	B. CARBONIFERE ET TRIAS INFERIEUR DE BARLES	149
A. PRESENTATION ET BREF HISTORIQUE	127	1. LE CARBONIFERE SOUS LES QUARTZITES ET LA DISCORDANCE	149
B. GRANDS TRAITES DE LA GEOLOGIE DE SAINT GENIEZ	127	2. LE TRIAS DETRITIQUE DE BASE	151
C. UNITE DE SAINT GENIEZ : DU COL DES AUBRETTES AU VANÇON	128	3. STRUCTURE DU "SOCLE"	152
1. COL DES AUBRETTES	128	C. LE MUSCHELKALK, LES MELANGES ET LA NAPPE	153
1.a. Au Nord du col et au col	128	1. LE MUSCHELKALK	153
1.b. Au Sud du col	129	2. LES MELANGES A ELEMENTS DE SOCLE : RAPPORTS AVEC LA NAPPE DE DIGNE	153
2. AU SUD DE TERRE BASSE - RIVE GAUCHE DU RAVIN DE LA PENE	131	3. ASPECT GENERAL DE LA NAPPE DE DIGNE, SUR ET A L'OUEST DU DOME DE BARLES	156
3. RAVIN DE TERRE BASSE	131	3.a. La nappe en rive droite du Bès	156
4. DE SAINT GENIEZ AU VANÇON	133	3.b. La nappe en rive gauche du Bès	157
D. LE TRAINON	133	4. LE TRIAS ET LES "MELANGES" A L'OUEST DU DOME	157
1. GENERALITES - STRUCTURE D'ENSEMBLE	133	D. STRUCTURATION GÉNÉRALE DU SECTEUR DE BARLES-VERDACHES	158
2. SECTEUR DES TRAVERSES - LE CARBONIFERE	135	3° PARTIE - LE CARBONIFERE	161
3. LE LIAS ET LE TRIAS DE L'ADRECHON	136	CHAPITRE I - SECTEUR OUEST	163
3.a. Structures du Lias au-dessus de la coupe des Traverses	136	A. LE CARBONIFERE DES MOULIERES	163
3.b. De l'Adrèchon au Vançon et à Saint Michel	137	1. HISTORIQUE	163
4. AUTRES STRUCTURES IMPLIQUANT TRIAS ET LIAS AU VOISINAGE DE SAINT GENIEZ	139	2. FLORE DES MOULIERES	164
5. CONCLUSION SUR LE CARBONIFERE, LE TRIAS ET LE LIAS DU TRAINON	140	3. PRESENTATION DE L'AFFLEUREMENT "ETAT DES LIEUX"	164
E. L'OLIGOCENE DES RAYES A ROUCAS BLANC ET L'ACCIDENT CHEVAUCHANT DU TRAINON A MELAN	141	4. LITHOLOGIE ET SEDIMENTOLOGIE	165
F. A PROPOS DE SAINT GENIEZ, CONSIDERATIONS SUR L'ENSEMBLE DU SECTEUR OUEST	143	4.a. Description macroscopique, coupes	165
CHAPITRE IV - BARLES	145	Coupe I	165
A. PRESENTATION	145	Coupe II	165
1. DE SAINT GENIEZ A BARLES	145	Coupe III	166
2. SECTEUR DE BARLES-CLUES DE VERDACHES - BREF HISTORIQUE - PRESENTATION DU DOME	146	Corrélation d'une coupe à l'autre	166
2.a. Le Houiller de Barles	146	4.b. Structures sédimentaires et séquences	167
2.b. Le Trias	146	4.c. Quelques informations supplémentaires de détail	167
2.c. Gîtes minéraux (associés au Trias)	146	4.d. Essai d'interprétation (milieu de dépôt), conclusion	169
2.d. Le Lias	146	B. LE CARBONIFERE DE CLAMENSANE	170
2.e. Tectonique	147	1. HISTORIQUE	170
		2. AGE DU CARBONIFERE	170

3. QUELQUES INDICATIONS LITHOLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES	171	5. QUELQUES DONNEES COMPLEMENTAIRES SUR LE CARBONIFERE DE BARLES	203
3.a. Ravin de la Gypièrè	171	6. CONCLUSION : ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE	204
3.b. Torrent du Vermeil	171	6.a A l'affleurement et dans la moitié supérieure du sondage il est possible de reconnaître deux systèmes différents	204
4. QUELQUES DONNEES SUPPLEMENTAIRES : MINERAUX LOURDS, MEB	173	6.b. Dans la moitié inférieure du sondage	204
5. MILIEU DE DEPOT	174	4° PARTIE - ESSAI DE SYNTHESE ET CONCLUSION	207
C. LE CARBONIFERE DE SAINT GENIEZ	174	I- LE CARBONIFERE SUBALPIN : LIMITES D'UNE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE A L'ECHELLE D'UN BASSIN	209
1. HISTORIQUE	174	II- COMPARAISON AVEC LES AUTRES AFFLEUREMENTS DE HOULLER	211
2. LE CARBONIFERE...	175	1. LES BASSINS VOISINS : SITUATION PAR RAPPORT A BARLES-MOULIERES	211
CHAPITRE II - SECTEUR EST, LE CARBONIFERE DE BARLES	177	2. AGE DES SERIES CARBONIFERES VOISINES	211
A. HISTORIQUE	177	3. SUR LA PALEOGEOGRAPHIE DES BASSINS VOISINS	211
B. FLORE DE BARLES	179	4. COMPARAISON	213
1. MACROFLORE	179	III- DE LA TECTONIQUE POST-STEPHANIEENNE ET DE SES SUITES	216
1.a. Récoltes en surface	179	IV- LE RIFT ET LA TETHYS, DU TRIAS MOYEN A L'OXFORDIEN	217
1.b. Flore du sondage de Barles - détermination de Gréber (1954) -	180	V- LA STRUCTURATION ALPINE STRICTO SENSU	218
2. MICROFLORE	180	5° PARTIE - CONCLUSION GENERALE	221
C. DESCRIPTION DU CARBONIFERE A L'AFFLEUREMENT	181	CONCLUSION GENERALE	223
1. BES AVAL	181	STRUCTURE	223
1.a. Log(A)	182	TRIAS	224
1.b. Séquences et environnements de dépôts	186	CARBONIFERE	225
α Les séquences positives	186	BIBLIOGRAPHIE	227
β Les séquences négatives	187		
γ Quelques particularités rencontrées dans des faciès fins	187		
δ Directions de courants	188		
2. BES AMONT	188		
3. LA GRAVE	195		
3.a. Logs - descriptions lithologiques	195		
3.b. Séquences et environnement de dépôt	198		
4. LE SONDAGE DE BARLES, BRGG 1952-1953	199		
4.a. Correspondances entre les niveaux supérieurs du sondage et ceux des affleurements	199		
4.b. Les niveaux de charbon	200		
4.c. Evolution séquentielle de la série du sondage et essai de reconstitution des paléoenvironnements	201		
Définition des ensembles et des séquences	201		
Répartition dans le sondage des différents types d'ensembles	203		

LISTE DES FIGURES DU VOLUME I

n°	page	
1	3	Cadre géographique
2	4	Schéma structural du Sud-Est de la France (d'après la carte géologique à 1/1 500 000, modifiée)
3	6	Cadre tectonique régional (d'après la carte géologique à 1/1 500 000, modifiée; d'après Gréber, 1959; Kerckhove, 1970; Debelmas, 1983; Frère, 1984 et Rousset, 1978 et 1986).
4	8	Le Trias, individualisation du bassin du Sud-Est (d'après : Synthèse du Sud-Est, carte géologique à 1/1 500 000, Dubois et Umbach, 1974)
5	10	Schema des principales directions structurales de la tectonique de rifting liasique dans les Alpes Occidentales (marge européenne) et Méridionales (marge apulo-adriatique) (in Lemoine, 1985).
6	10	Paléogéographie du Crétacé inférieur dans le domaine vocontien (d'après Synthèse Géologique du Sud-Est de la France, 1984, modifiée).
7a	14	Molasses continentales et marines de l'Oligocène et du Miocène;
7b	14	Déformation synsédimentaire du Néogène du bassin de Digne; (in Kerckhove, 1980).
8	16	Schéma structural de la bordure nord du bassin tertiaire de Digne (in Gigot et al., 1974).
9	17	Faïlle d'Aix en Provence - Nappe de Digne (in Arlhac & Rousset, 1979).
10	22	Terrasse quaternaire de Nibles, vue sur les secteurs de la Gypièrre et de Champ Long.
11	24	Terres Noires et gypse en rive droite du ravin de la Gypièrre.
12	28	Trias dolomitique bréchifié, brèches et lamines.
13	28	Glissements synsédimentaires dans le Domérien et petit olistolite de Lias.
14	31	Olistolite de Trias dans les Terres Noires (flanc sud).
15	32	Olistolites de Trias et mélanges : Trias et Lias resédimentés dans les Terres Noires (flanc nord).
16	35	Détail de la coupe 4. Relations Carbonifère (11) - Trias (12) - Domérien (13).
17	40	Aspect des affleurements de gypse au-dessus du Houiller de la coupe 9
18	41	Figures de glissement dans les gypses.
19	42	Arrachements dans le Domérien; sommet des coupes 8 et 9.
20	44	Affleurements autour de la coupe 11; haut du ravin de Bouisset.
21	47	Le Domérien calcaire du sommet de Champ Long.
22	51	Base de la coupe 14 : détails.

- 23 52 Schéma de mise en place des paléostrucures liasiques. Les numéros reportés sur la figure correspondent à ceux des coupes 13 et 14.
a : coupe 14 : jeux de failles normales, glissements sur le talus et dépôts discordants des niveaux 3 - 7 - 8;
b : coupe 13 : jeux de failles normales et glissements de blocs carixiens au-dessus du Domérien affaissé.
- 24 58 Ravinements de la coupe 16, Houiller - Rhétien - Sinémurien.
- 25 61 Houiller et gypses du Ravin des Champas.
- 26 62 Mélanges à la base de Mirau.
- 27 69 Coupe 19.
- 28 72 Construction stromatolitique, hard ground toarcien, et paléofailles encroûtées.
- 29 80 Discordance liasique au-dessus du Carixien de Valavoire.
- 30 82 Butte du Riou Boyer.
- 31 82 Rive droite du Riou Boyer.
- 32 88 Ravinements nord de "Blacus centre".
- 33 93 Olistolite du Trias - fentes et croûtes.
a : vue d'ensemble de l'olistolite et des brèches;
b : détail des fentes et des croûtes.
- 34 96 Coupe nord du Blacus.
- 35 103 Limite nord des formations bréchiqes au-dessus des Terres Noires.
- 36 104 Formation rouge : laminites et brèches, détail de la figure n°46 II.
- 37 111 Coupe dans les brèches, entre les ravins 3 et 4.
- 38 112 Brèches, dolomies et Terres Noires (?) de la coupe 3.
- 39 119 Gypses et Terres Noires dans le ravin entre Moulières et Saint Laurent.
- 40 126 Coupe entre Saint Geniez et la montagne de Trainom (in Kilian, 1888).
- 41 126 Coupe des Traverses, à l'est de Saint Geniez (in Haug, 1891).
- 42 130 Vue du secteur de Terre Basse - Grand Adroit.
- 43 132 La vallée du Vançon (Guiomar, 1982, modifié).
- 44 134 Coupe des Traverses - schéma de l'affleurement du Houiller.
- 45 137 Plis (EW) et failles (N20) dans le Lias au contact des gypses - sous le Malpas.
- 46 138 Trias de Sorine et sa source thermominérale (in Guiomar et Toro).
- 47 138 Lias de l'anticlinal des Monges
- 48 141 Différentes hypothèses pour l'origine et la mise en place du Carbonifère de Saint Geniez.
- 49 148 Coupe du Trias du dôme de Verdache (in Ricour, 1962).
- 50 150 Ravin des Pinées : faciès de transition entre le Trias "de base", quartzitique, et le Trias moyen calcaréo-dolomitique.
- 51 154 Ravin de Pinées : éléments de socle dans les mélanges de la nappe.
- 52 172 Carbonifère de Clamensane : coupe de Rouchon.
- 53 193 Le Houiller de la Grave : discordance du Trias.
- 54 194 Affleurement de la Grave aval.
- 55 196 Affleurement de la Grave amont : localisation des coupes 11 et 12.
- 56 210 Carte du Sud-Est de la France faisant apparaître les bassins houillers les plus proches de Barles-Nibles.
- 57 213 Tableau comparatif des séries houillères du Sud-Est.
- 58 214 Place du charbon dans les séquences virtuelles, bassin des Cévennes (Gard, France) (in Frère, 1984; Frère et Courel, 1984)
- 59 217 Carte de localisation et paléogéographie au début du Trias moyen (in Durand et al., 1989).

LISTE DES FIGURES DU VOLUME II

- 1.II. Schéma structural général - Limite des zones étudiées.
- 2.II. Schéma structural simplifié de Clamensane.
- 3.II. Carte secteur Gypière.
- 4.II. Clamensane coupe 1.
- 5.II. Panorama Gypière 1.
- 6.II. Clamensane coupes 2-3-4.
- 7.II. Panorama Gypière 2.
- 8.II. Clamensane coupes 5-6.
- 9.II. Clamensane coupes 7-8-9-10.
- 10.II. Affleurements des gypses de la coupe 8.
- 11.II. Panorama Gypière 3.
- 12.II. Panorama Gypière 4.
- 13.II. Clamensane coupes 11-11'.
- 14.II. Carte Champ Long.
- 15.II. Panorama Champ Long 1.
- 16.II. Panorama Champ Long 2.
- 17.II. Panorama Champ Long 3.
- 18.II. Clamensane coupe 14.
- 19.II. Clamensane coupe 15.
- 20.II. Carte Vermeil - Mirau.
- 21.II. Panorama Vermeil 1.
- 22.II. Panorama Vermeil 2.
- 23.II. Clamensane coupes 16-17.
- 24.II. Ravinements dans le Sinémurien - Rhétien - Houiller de la C 16.
- 25.II. Panorama Vermeil 3 (Mirau).
- 26.II. Panorama au Sud de Mirau, vers Siguret.
- 27.II. Carte de Vermeil - Coste Longue.
- 28.II. Clamensane coupe 20.
- 29.II. Panorama de Mirau - Coste Longue.

- 30.II. Coupes de la Gypière et de Mirau.
- 31.II. Coupe interprétative de Champ Long.
- 32.II. Coupe 18, Mirau.
- 33.II. Reconstitution de la topographie sous-marine au Domérien.
- 34.II. Secteur de Champ Long au Jurassique :
 - a) Reconstitution schématique du Domérien et des terrains sous-jacents...
 - b) Mise en place, pendant le Dogger, d'un second ensemble olistolitique.
- 35.II. Carte simplifiée du secteur de Moulières à 1/10000.
- 36.II. Panorama de Clamensane aux Moulières.
- 37.II. Carte détaillée de Moulières - Blacus.
- 38.II. Panorama de Riou Boyer.
- 39.II. Panorama du Blacus.
- 40.II. Blacus centre: Sud des ravinements.
- 41.II. Coupes de Blacus "centre".
- 42.II. Panorama Ni.1 du Serre de la Vache au St Laurent.
- 43.II. Panorama Ni.2, Moulières.
- 44.II. Panorama Ni.3, les Moulières du Sud vers le Nord.
- 45.II. Formations bréchiqes au-dessus des Terres Noires du flanc ouest.
- 46.II. Formations rouges - Situation de la Figure 36.
- 47.II. Ravin 1, rive droite : Terres Noires, formation jaune et olistolites.
- 48.II. Ravin 3, rive droite : Terres Noires et olistolites de Trias à la base de l'affleurement de Carbonifère.
- 49.II. Terres Noires "sud" - Panorama Ni.4.
- 50.II. Panorama de Châteaufort.
- 51.II. Panorama de la Brèche d'Entraix - Col des Aubrettes.
- 52.II. Deux coupes des Moulières
 - a) selon Gidon (1982);
 - b) selon Gidon et Pairis (1985).
- 53.II. Diagramme montrant les failles du linéament et les relations Serre de la Vache - Moulières.
- 54.II. Carte du secteur de Saint Geniez.
- 55.II. Panorama du Trainon Tr.1, vu de Dromont.
- 56.II. Panorama du Trainon Tr.2, depuis le Col de Mounis.
- 57.II. A l'Est de Saint Geniez: panorama des Monges.
- 58.II. Coupe du Trainon.

- 59.II. Carte du dôme de Verdaches.
- 60.II. Coupe du dôme de Verdaches par Goguel, 1951.
- 61.II. Panorama depuis Chine vers le Blayeul.
- 62.II. Panorama depuis le Blayeul vers Chine.
- 63.II. Carbonifère des Moulières. Vue générale. Situation des trois coupes.
- 64.II. Trois coupes du Carbonifère des Moulières.
- 65.II. Moulières : affleurements à la base de la coupe I.
- 66.II. Moulières : détails des grés (2) de la coupe I.
- 67.II. Moulières : affleurement du Carbonifère en haut de la coupe I.
- 68.II. Moulières : affleurements des coupes II et III.
- 69.II. Moulières : affleurements à la base de la coupe III.
- 70.II. Moulières : barres gréseuses entre les coupes I et II.
- 71.II. Carte des affleurements du Carbonifère de Clamensane.
- 72.II à 78.II Quelques types de structures sédimentaires.
 - 72.II. Coupe schématique d'une gouttière dans le Cambro-Ordovicien des Tassilis, Sahara oriental.
 - 73.II. Schematic representation of various types of climbing-ripple lamination.
 - 74.II. Milieu palo-lacustre. Evolution des faciès en fonction de la hauteur d'eau et de la distance a aux émissaires.
 - 75.II. Environmental reconstruction for the Durham Coal Measures.
 - 76.II. Carboniferous upper delta plain facies, UK : Field example of Facies.
 - 77.II. Block diagram showing morphological elements of meandering river system.
 - 78.II. Models for the sequence of lithologies and sedimentary structures in point bars.
- 79.II. Carte du Carbonifère de Barles; localisation de quelques coupes
- 80.II. Affleurement de Bès aval.
- 81.II. Coupe synthétique Bès aval.
- 82.II. Log Bès aval.
- 83.II. Bès amont : coupe 7.
- 84.II. Logs Bès amont.
- 85.II. Panorama de Bès amont. Les grés jaunes.
- 86.II. Les grés jaunes : différents aspects de la barre :
 - a) rive droite;
 - b) rive gauche.
- 87.II. Place du charbon dans la série du Bès (1).

88.II. Place du charbon dans la série du Bès (2).

89.II. Les trois logs de la Grave.

90.II. Log du Sondage BRGG modifié.

91.II. Tableau de répartition des couches de charbon dans le sondage.

92.II. Coupe de Barles-Verdaches.

PLANCHES PHOTOS

PL. I. : STROMATOLITES TOARCIENS - CLAMENSANE

A : Encroûtements cryptostromatolitiques, section polaire;
B et C : stromatolites digités ou colonnaires, section polaire;
D : stromatolites colonnaires, section équatoriale;
E : stromatolites colonnaires, section oblique.

PL. II. : QUELQUES FACIES DANS LES SERIES MESOZOIQUES DU DOMAINE OUEST :

A : encroûtements siliceux et calcitiques sur un bloc de Trias - Gypièrre;
B : brèche domérienne à éléments de grès carbonifères;
C, D, E : formation rouge des Moulières;
C : laminites gréseuses;
D : laminites et microfailles normales synsédimentaires;
E : faciès bréchiques.

PL. III : CARBONIFERE DU DOMAINE OUEST :

A, B, C : Clamensane
A : grès fins très pyriteux;
B : brèche de grès;
C : grès silteux charbonneux et pyriteux lenticulaire;

D : Carbonifère de Saint Geniez, microconglomérat - stylolites;
E : Carbonifère des Moulières : grès microconglomératique - stylolites.

PL. IV : CARBONIFERE DE BARLES :

A : siltite gréseuse à pyrite diagénétique;
B : pélites et filonnets de dolomites - calcite et silice;
C : lentille gréseuse dans une couche de charbon;
D : sondage : grès quartzitique et lentille charbonneuse.

AVANT-PROPOS

Ce mémoire a été réalisé au laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée de l'Université d'Aix-Marseille I, grâce à l'aide apportée par une allocation de recherche de la Délégation Générale de la Recherche Scientifique et Technique (D.G.R.S.T.) et par la Compagnie Française des Pétroles (C.F.P.- TOTAL France).

Je tiens à remercier les personnes qui m'ont permis de mener à bien ce travail :

Monsieur C. ROUSSET, professeur à l'Université de Provence, m'a confié le sujet de la thèse, et en a eu la responsabilité scientifique. Je lui dois toute ma reconnaissance pour les nombreuses discussions sur le terrain qui m'ont permis de venir à bout de certaines idées charbonneuses et de quelques contradictions. Merci donc au professeur, grand connaisseur de chaînes subalpines, et merci à Claude - avec ou sans faille...d'Aix - qui a fait beaucoup pour me faciliter le travail en fin de thèse.

Monsieur G. GUIEU, professeur à l'Université de Provence, auquel j'exprime ma gratitude pour m'avoir accueillie dans son laboratoire, supportée stoïquement (?) pendant quelques années, et qui a bien voulu participer à la critique du mémoire.

Monsieur L. COUREL, professeur à l'Université de Dijon, a accepté la tâche d'être rapporteur; je le remercie chaleureusement pour son accueil à Dijon, ses bons conseils et son enthousiasme communicatif.

Monsieur G. MASCLE, professeur à l'Université de Grenoble, a également assumé le rôle de rapporteur; qu'il me soit permis de lui exprimer toute ma reconnaissance pour être venu sur le terrain, pour avoir lu et annoté le manuscrit (encore à l'état sauvage), et pour ses remarques et suggestions judicieuses. Enfin, je n'oublie pas avec quelle gentillesse il m'a reçue à Grenoble et à Bourg d'Oisans.

Monsieur P. F. BUROLLET, conseiller scientifique de la Direction exploration de la C.F.P.-TOTAL France, a toujours montré son intérêt pour ce travail; il me fait l'honneur de participer au jury; je l'en remercie vivement.

Monsieur P. VETTER, géologue honoraire des Charbonnages de France, a de même accepté de juger ce mémoire; je me permets de rendre ici hommage à sa passion des charbons et à sa vaste connaissance des bassins houillers.

Monsieur G. MARTINI, directeur de la Réserve Géologique des Alpes de Haute Provence, m'a reçue de nombreuses fois à Saint Benoît, à l'époque où la Maison de la Géologie avait la cascade pour unique douche; si les locaux ont subi de grands changements, mon amitié pour Guy n'a, quant à elle, pas à subir de rénovation.

Au terme de ce travail, je remercie également messieurs G. LIENHARDT et J. RICOUR (B.R.G.M.), qui m'ont procuré les documents sur le sondage de Barles, et m'ont aidée à retrouver une partie des carottes.

Ma gratitude va également à monsieur A. MAURIN (C.F.P.-TOTAL France) qui s'est intéressé ces derniers mois à mon travail et qui m'a permis d'obtenir de nouveaux résultats; je lui dois de plus la belle planche photo des stromatolites.

Que soient également remerciés tous ceux qui ont déterminé les micro et macrofossiles, et qui sont cités abondamment au fil du mémoire (...faudra lire toute la thèse pour savoir qui c'est...une façon de savoir qui l'aura vraiment lue!...).

Je remercie enfin tous les amis des laboratoires de Géologie Structurale et Appliquée, de Chimie et Environnement, de Stratigraphie et Paléoécologie, et les membres de ma famille, tant pour leur aide matérielle que pour leur soutien moral.

A Francine et à sa famille, j'exprime toute ma reconnaissance pour les soins attentifs apportés à Boris pendant que je reprenais et terminais ma thèse.

...et merci à Guglielmina pour son amitié, son dévouement, son aide efficace pour la "dernière ligne droite"; je tiens à rendre ici hommage à la grande frappeuse de Macintosh. Venue du fin fond des Abruzzes, elle tape sur un pauvre écossais avec une thèse basalpine...! mais qu'en pense donc Carlos?...

AU-DELA DU PROPOS

à mes compagnons des rochers et des bois
aux araignées et lézards du Carbonifère
à la vipère grise, à la couleuvre verte, aux coucoux des Moulières,
aux corbeaux, aux renards, aux écureuils du Blacus,
aux sangliers et autres groins terreux de la Brèche,
à l'aigle collectionneur de chats et de lapins,
aux tiques, aux grouillants insectes,
aux truites,
à la gent vipérine de Châteaufort et de Verdaches,
aux vaches et taureaux d'Entraix et de Vermeil,
aux chèvres "sauvages" du Trainon et de Barles,
aux troupeaux...de Chine...de Saint Geniez,
au couple d'aigles royaux et leur petit
aux marmottes,
aux chamois,
aux mouflons,
aux coqs et poussins de la barre...
aux trotte-menus - aux lapins - aux lièvres,
aux pics échevettes,
aux mésanges,
aux faucons crécerelles,
aux grenouilles, aux crapauds - ouvrant en extase leurs yeux de topaze...,
aux salamandres,
aux libellules, aux merles, aux blaireaux,
aux zoizeaugazouillants,
aux arbres, aux petits, aux grands, aux tortueux,
aux chênaies...du grand-père,
aux herbes, aux buissons avec ou sans épines,
à la colline zinzine,
aux torrents d'eau claire ou de boue, aux calmes ruisseaux aux gouttes suspendues aux brins
d'herbe, à la rosée matinale sur les toiles d'araignées...
à la mousse,
aux odeurs de la montagne, de la terre et de l'eau,
au soleil...à mon chapeau,
à la pluie - aux orages...pauvre carnet...
à la neige, où sont les cailloux?
à la glace, au givre et au vent,
au brouillard,
aux lutins, aux elfes,
aux ours, aux loups, aux bisons, aux oursins, aux pectens, aux ichtyosaures, aux ammonites qui
s'enroulent et se déroulent comme autant de yoyos fous,
aux cailloux : aux durs, aux tendres qui s'effritent, aux rocs, aux falaises,
aux pierres qui s'éboulent, qui tombent avec le vent, la pluie, le dégel...à celles qui tiennent par
"habitude"
- une pensée émue pour mes pauvres godasses -
aux galets, à la gadoue, aux marnes collantes,
aux caillasses blanches, aux grises, aux noires, aux bleues, aux jaunes, aux vertes, aux
rouges...
aux cristaux limpides qui renvoient ses rayons à la lune,
à tout ce qui ne sera jamais dit dans la thèse,

...de l'impermanence de toute chose...

Au cours d'un bref instant de Quaternaire, des humains bâtirent leurs demeures en Haute Provence, et donnèrent aux villages les noms - toujours changeants - de Clamensane, Nibles, Saint Geniez, Barles... et bien après que Dardanus soit pris d'inquiétude pour l'empire romain agonisant, des géologues rôdent dans les montagnes et foulent la poussière de Théopolis.

les gypses du Trainon s'en vont au Vançon,
la brèche d'Entraix lache ses pans de Tithonique sur les chênes,
les chaos se nourrissent de falaises,
les terres noires n'en finissent pas de glisser...et les Ponts et Chaussées de refaire les ponts et les chaussées...

l'érosion fait son travail de sape - les affleurements sont bien fragiles...
dépêchez-vous de lire ce tas de papier, car les cailloux dont il est question seront bientôt partis vers les fonds verts de la mer.

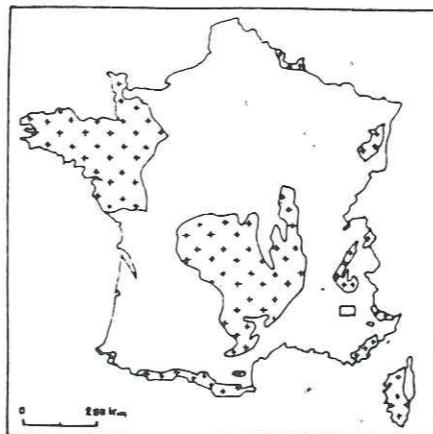
...or donc entre 1982 et 1988 du calendrier grégorien, les montagnes entre Clamensane et Barles étaient à peu près comme suit...

A Romuald

Bélier noir timide

1° PARTIE

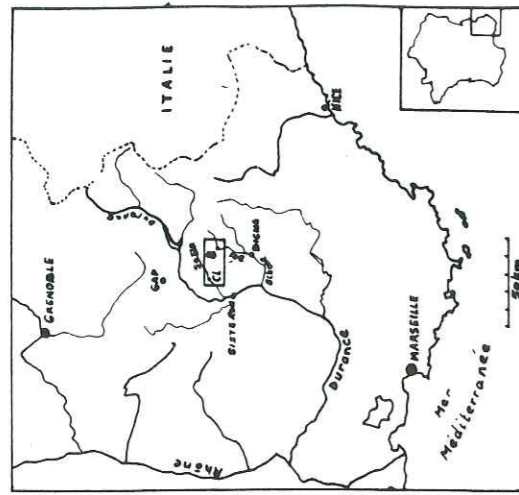
PRESENTATION



PRESENTATION

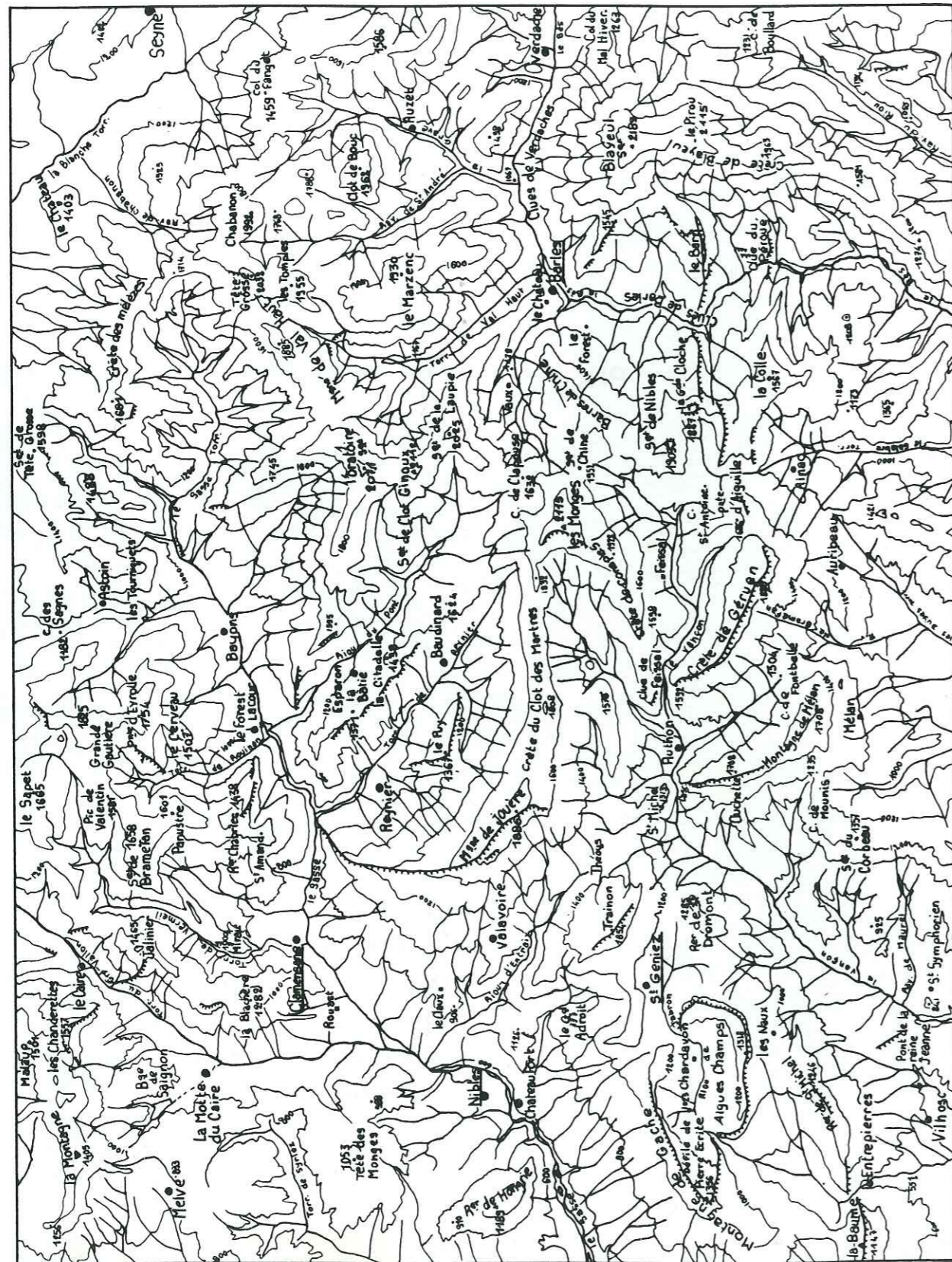
Nous nous sommes vu plus d'une fois surpris par la nuit dans ces solitudes, et forcé, pour y gagner un lieu habité, de nous risquer à une heure très avancée sur les sentiers de la montagne.

- Kilian, 1888 -



a. carte de situation

b. carte orographique



(figure n°1) CADRE GEOGRAPHIQUE

I- LE SUJET

Le Carbonifère de Nibles, Clamensane, Saint Geniez et Barles, appartient au domaine de l'autochtone relatif des Alpes; dans le cadre régional du Sud-Est de la France, on peut donc le situer par rapport aux affleurements de Houiller les plus proches comme ceux de La Mure, d'Alès, du Reyran... Nous voyons que ces derniers ont tous comme support des massifs du socle hercynien : Massifs Cristallins externes, Massif Central, Maures-Tanneron; seul le Carbonifère des Alpes de Haute Provence se trouve isolé à la limite est du Bassin du Sud-Est dans un environnement de formations sédimentaires, mésozoïques et cénozoïques.

Les affleurements sont rares, de dimension réduite (métrique à hectométrique) mais, bien qu'assez dispersés, ils se répartissent sur quelques kilomètres carrés. Celui de Barles, le plus important (600 m de long pour 40 m de coupe au maximum) se situe une vingtaine de kilomètres à l'Est de l'ensemble ouest de Nibles-Clamensane-Saint Geniez. Cette répartition suggère la "proximité" de terrains houillers sous la couverture secondaire et tertiaire, et peut-être la présence d'un bassin unique. C. Rousset me confia le sujet afin de préciser cette hypothèse.

Pendant qu'Anne-Marie Basso ratissait les Maures et le Tanneron, je fis, dans le cadre du DEA, une première approche de ce Carbonifère bas-alpin... à Nibles et Saint Geniez. La situation m'a paru rapidement sombremenent compliquée, bref charbonneuse. Les complications tectoniques et sédimentologiques que je retrouvais plus tard à Clamensane, me conduisirent à développer les descriptions géologiques de certains secteurs "clés" de l'ensemble ouest, alors que le Carbonifère de ce même secteur se révélait de plus en plus inexploitable pour l'étude sédimentologique et les reconstitutions paléogéographiques.

A l'Est (Barles), au contraire, les affleurements et les quelques échantillons récupérés du sondage BRGM (1953-1954) m'apportaient des éléments intéressants pour la connaissance de la sédimentation houillère; les rapports du Houiller avec la couverture étaient beaucoup plus clairs : je ne me suis donc pas attardée sur ce sujet.

Il peut résulter de ces différents pôles d'intérêt un certain déséquilibre dans le volume des chapitres; la description très précise de certains secteurs s'imposait.

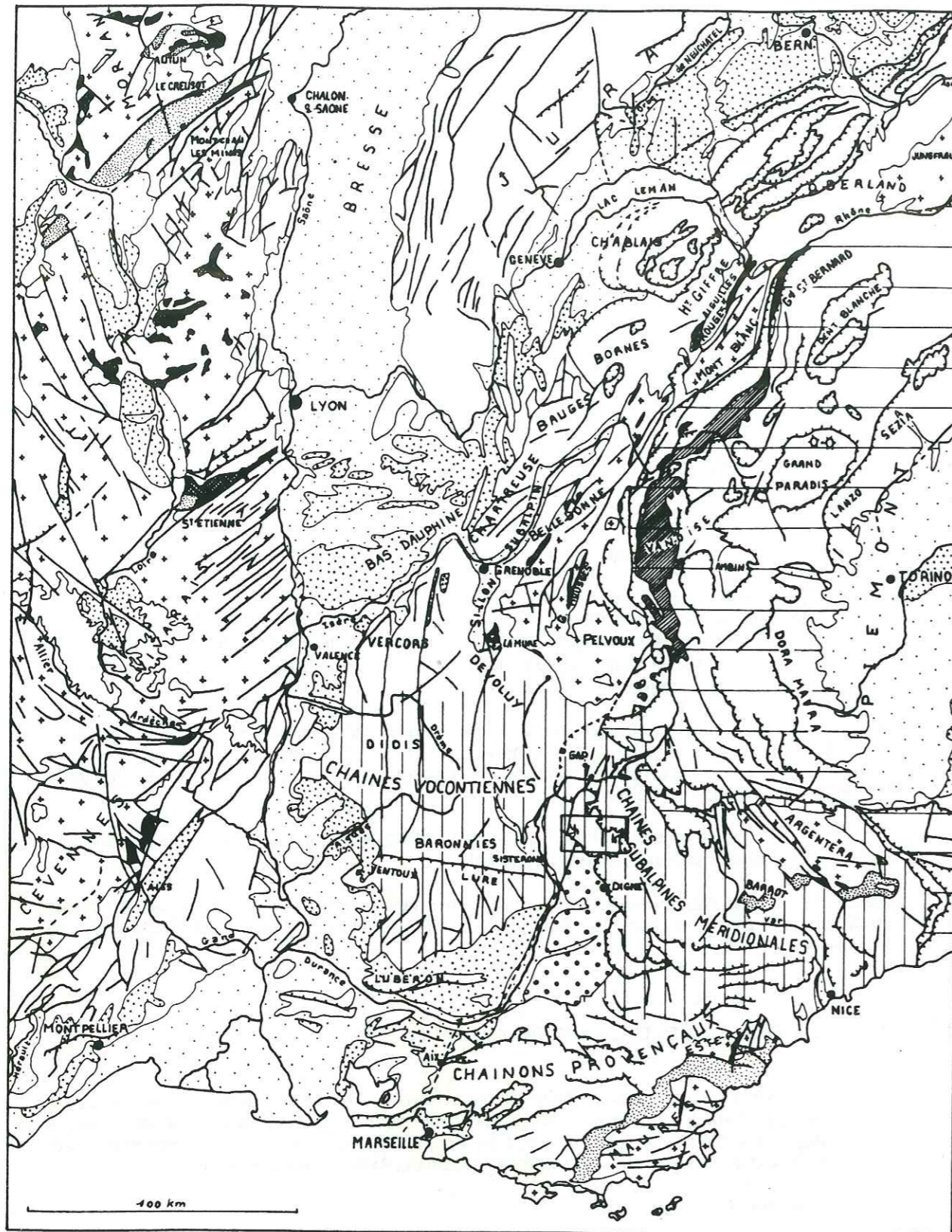
J'ai regroupé l'étude du Carbonifère dans un unique chapitre afin que les quelques éléments d'information sur le Carbonifère ouest ne soient pas perdus au milieu des descriptions géologiques de la première partie.

II- SITUATION GEOGRAPHIQUE - OROGRAPHIE (figure n° 1 a et b)

Le Carbonifère de Nibles, Clamensane, Saint Geniez, Barles, dans le département des Alpes de Haute Provence, appartient à un massif montagneux, circonscrit entre les courbes dessinées par la Durance (à l'Ouest) et la Bléone (à l'Est), au Nord de Sisteron et Digne. Seule la partie centrale a été étudiée, entre le Grand Vallon et le Bès, affluents respectifs du Sasse et de la Bléone.

Les altitudes varient de 600 m à 2189 m.

Les principaux reliefs, d'Est en Ouest : la montagne de Jouère (1886 m), les Monges (2115m), le Plateau de Chine (sommet de Chine ou Rabanu : 1952 m), et le Blayeuil (2189m), sont le domaine des pelouses et pâturages, mais présentent d'autre part des versants abrupts en falaises fortement diaclasées, "cariées", au-dessus de grands glaciers d'éboulis.



(figure n°2) SCHEMA STRUCTURAL DU SUD-EST DE LA FRANCE (d'après la carte géologique à 1/1 500 000, modifiée)

Quaternaire; Tertiaire, a : indifférentié; b : poudingues mio-pliocènes de Valensole; Secondaire, a : indifférentié; b : domaine des chaînes subalpines méridionales; Permien; Carbonifère (ou noté h); Carbonifère de la zone interne alpine; socle hercynien; chevauchement; faille.

Les lignes courbes des hauts pâturages contrastent avec l'aspect chaotique des reliefs de moindre altitude :

"les hautes régions de Chardavon et de Saint Geniez, hérissées de crêtes rocheuses, offrent de maigres pâturages aux moutons, ainsi que les "montagnes" pastorales de Reynier où paissent les troupeaux, unique ressource de cette contrée déshéritée"...(Kilian, 1880).

Situation qui n'a pas beaucoup changé d'ailleurs ... et bien des chèvres ont pris le maquis, ou le rocher pour retrouver leurs cousins sauvages...

III- CADRE GEOLOGIQUE (figure n°2)

1. SITUATION

Le Carbonifère bas-alpin de Nibles, Clamensane, Saint Geniez et Barles, a comme cadre structural les chaînes subalpines méridionales, domaine plissé, aux limites mal définies, mais lié à la courbure de l'arc des Alpes Occidentales (Debelmas, 1974).

Il appartient au domaine dauphinois (zone externe) : autochtone relatif des Alpes franco-italiennes. Il se situe à la limite est du Bassin du Sud-Est.

2. SOCLE CRISTALLOPHYLLIEN, SOCLE "ANTE-TRIASIQUE" ET CADRE RHEGMATIQUE REGIONAL

2.a. Le socle stricto sensu

Le socle cristallophyllien de l'autochtone n'affleure pas dans les Alpes de Haute Provence. Quelques lambeaux tectoniques ont été entraînés à la base de chevauchements.

Le soubassement du Carbonifère n'est donc pas connu à la base des coupes. Il a cependant parfois été reconnu au fond de sondages (Mirabeau, les Mées, Gréoux) qui, eux, n'ont pas recoupé les terrains houillers.

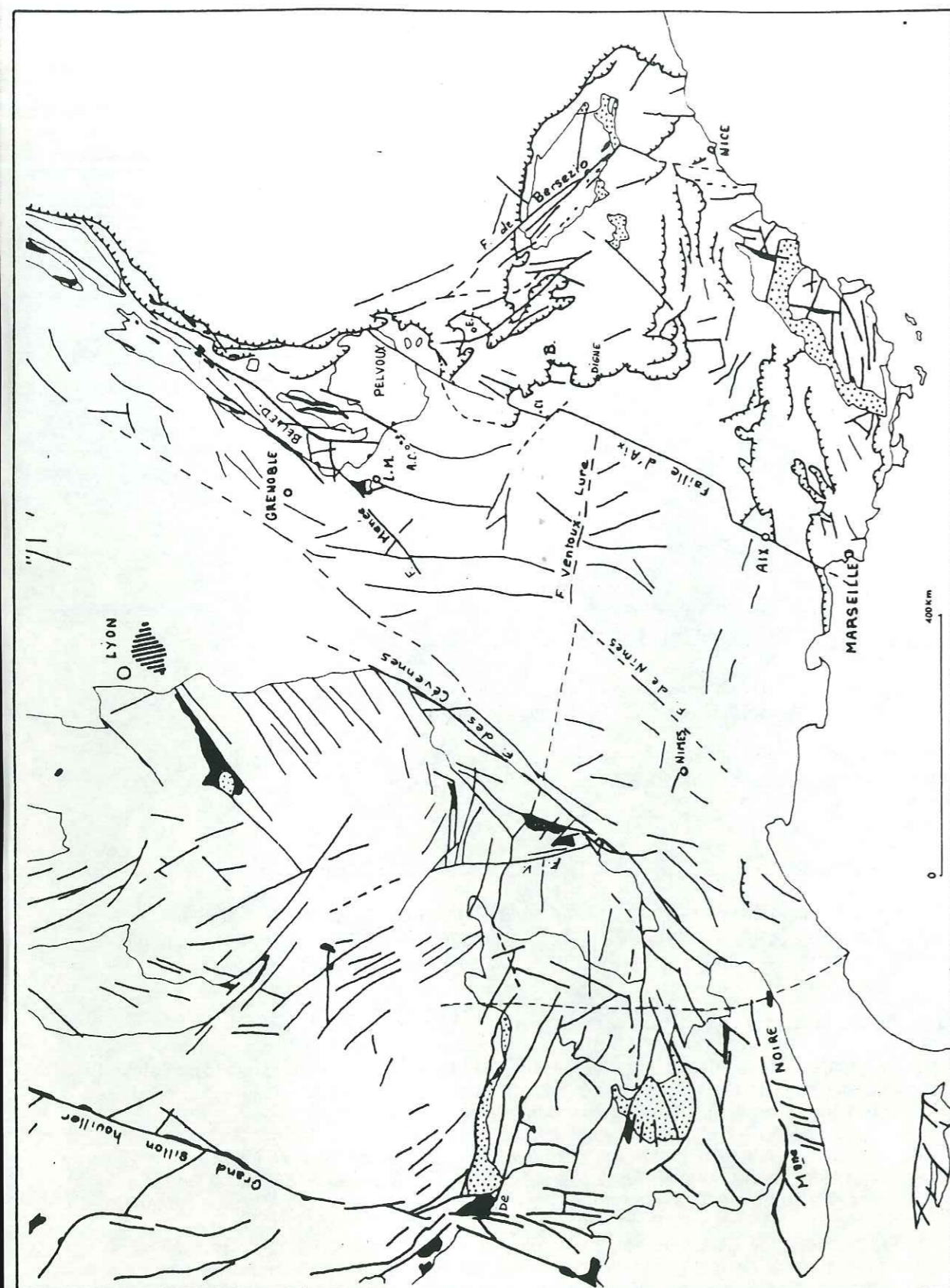
2.b. Le socle "anté-triasique"

- Le Carbonifère et le Trias inférieur gréseux qui sont généralement solidaires (le Permien n'est pas connu) constituent le socle "anté-triasique" (Ménard, 1979) au-dessus duquel s'est décollée - grâce aux gypses des Trias moyen et supérieur - la couverture mésozoïque et cénozoïque.

2.c. Répartition des affleurements de Carbonifère

- A l'Ouest, à proximité des villages de Nibles, Clamensane, Saint Geniez, on trouve quantité de petits affleurements, généralement associés à des gypses triasiques et à des Terres Noires jurassiques. Ils jalonnent le tracé d'un grand accident : la faille d'Aix en Provence (Rousset, 1978).

A l'Est de Saint Geniez, la faille d'Aix (N20), interfère avec un second accident relativement moins important : la faille des Rochers de Hongrie (Arnaud et al., 1978) ou de Châteaufort (Arlhac et Rousset, 1978a) le long de laquelle se trouve le pointement de Saint Geniez. La faille des Rochers de Hongrie (à N120-N140) décale vers l'Ouest la faille d'Aix de quelques kilomètres; la faille d'Aix reprend son tracé NNE - SSW à proximité de Nibles où se situe le plus gros affleurement de tout le secteur (les Moulères); le segment de la faille où sont disséminés les pointements de Carbonifère près de Clamensane est encore appelé linéament de Clamensane (figure n°3).



(figure n°3)

CADRE RHEGMATIQUE REGIONAL (d'après la carte géologique à 1/1 500 000, modifiée; d'après Gréber, 1959; Kerckhove, 1970; Debelmas, 1983; Frère (1984) et Rousset, 1978 et 1986.

A.C. : Aspres les Corps; B. : Barles; E. : Embrun; F.D. : faille de la Durance; F.V. : faille de Villefort; F.R.H. : faille des Rochers de Hongrie; L.M. : La Mure; (sous couverture); Permien; socle. Carbonifère

- A l'Est : le Carbonifère affleure dans les cluses de Verdaches, près de Barles, dans trois boutonnières, ouvertes dans la voûte des quartzites du Trias. Ce socle "anté-triasique", en forme de dôme, paraît en demi-fenêtre sous la nappe de Digne; il est limité au Sud-Ouest par un accident NW-SE (Goguel, 1939, 1951).

2.d. Cadre rhegmaticque régional (figure n°3)

Les affleurements de Carbonifère et de Trias détritique de base, "perdus" dans un environnement mésozoïque et cénozoïque, prouvent le caractère "profond" des accidents aux quels ils sont liés; ces accidents s'inscrivent dans un cadre rhegmaticque régional dont il convient de rappeler les principales structures.

- Les failles N0-N30 :

la faille d'Aix en Provence est certainement l'accident rhegmaticque le plus important; elle appartient à la famille des accidents de direction "cévenole" (N30) (faille des Cévennes, accident médian de Belledonne...) qui influencent par leur fonctionnement polyphasé l'évolution géologique (tectonique et sédimentaire) de tout le Sud-Est de la France au cours du cycle alpin.

- N120-140 :

la faille des Rochers de Hongrie et la faille limite du Carbonifère de Barles, se rattachent aux nombreux accidents de même direction qui affectent tout le domaine alpin du Pelvoux au Mercantour : faille de Bersezio, faille de l'Embrunais....

- N90-100 :

les failles de cette direction ne sont pas ici directement associées au Carbonifère, mais interviennent plus indirectement dans les structures alpines. L'accident nord de Ventoux-Lure se termine vers l'Est dans le secteur de Saint Geniez induisant certaines déformations.

- N160-180 :

plus discrètes que les failles à N0-N30, elles ont dû comme ces dernières, correspondre, dans la région, à des limites paléogéographiques, et ont lors de la tectonique alpine, facilité les écaillages et chevauchements. On peut notamment leur rattacher une partie du front de la nappe de Digne.

Plus abondamment représentées dans le Massif Central, il faut cependant noter pour les Alpes un accident important : la faille de la Durance.

- N50 :

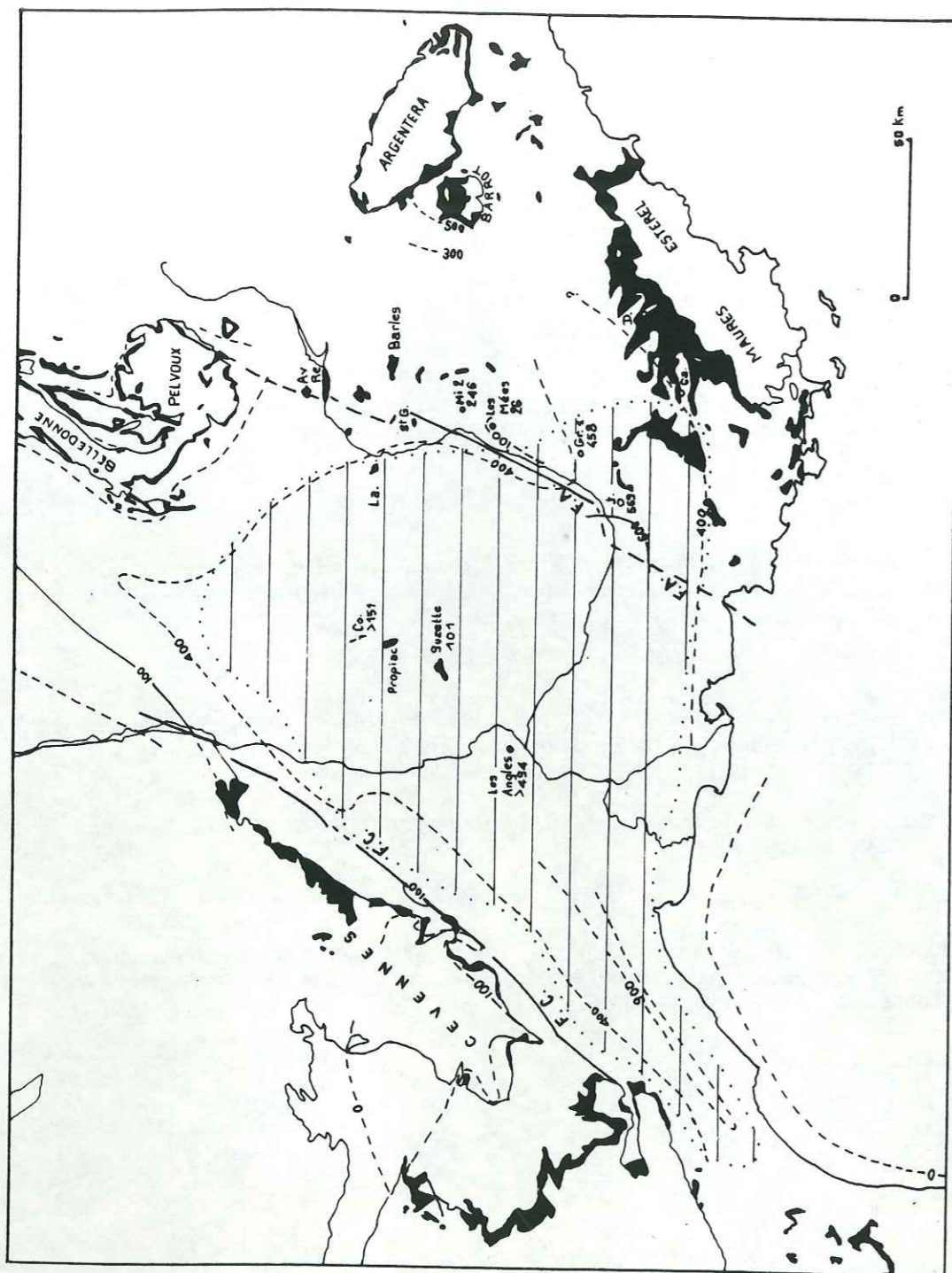
cette direction d'accidents ne se retrouve pas ici . Bien que certains auteurs en aient fait un éléments important de la structure du Sud-Est, on ne la rencontre guère que dans la région de Saint Etienne, le Creusot, ou Nîmes pour ceux qui peuvent voir la faille...

3. GRANDS TRAITs DE L'EVOLUTION DU SUD-EST DE LA FRANCE AU MESOZOIQUE : LE BASSIN DU SUD-EST

3.a. Le Trias (figure n° 4)

- Le Trias inférieur est mal connu dans le Sud-Est de la France, il est généralement absent ou incomplet; les niveaux détritiques de bases sont mal datés.

Dans les Alpes externes méridionales (Barrot, Mercantour) les dépôts commencent au Scythien supérieur et se poursuivraient jusque dans l'Anisien (Durand et al., 1988).



(figure n°4) LE TRIAS, INDIVIDUALISATION DU BASSIN DU SUD-EST (d'après : Synthèse du Sud-Est, géologique à 1/1 500 000, Dubois et Umbach, 1974)

affleurement; sondages, épaisseur du Trias indiquée (en mètres), et courbes des épaisseurs.
 Av. : Saint Etienne d'Avançon; Ca. : Carcès; Co. : Condorcet; D. : Draguignan; F.A. : faille d'Aix en Provence
 faille des Cévennes; Gr.1 : Gréoux; J. : Jouques; La. : Laragne; Mi.2 : Mirabeau;
 Re. : Remollon; St.G. : Saint Geniez.

En domaine subalpin, le Trias détritique de base est connu à :

- * Barles : la formation représente 80 à 90 m de quartzites;
- * Nibles-Clamensane;
- * Saint Etienne d'Avançon (près de Rémollon);
- * Mirabeau (?) le sondage de M.2; mais l'attribution au Trias est incertaine (Ricour, 1962);
- * à l'Est du synclinal de Barrême (?) (notice de la feuille de Castellane à 1/50 000).

- le cycle alpin débute au Trias moyen par une distension généralisée qui disloque le socle du Sud-Est de la France en horsts et grabens : dès cette époque, entre la faille des Cévennes et la faille d'Aix en Provence (figure n° 4) s'individualise le Bassin du Sud-Est, que la mer envahit. La sédimentation est de type carbonaté et évaporitique.

La distension se poursuit au Trias supérieur, la subsidence du Bassin du Sud-Est s'accuse, permettant l'accumulation d'épaisses séries évaporitiques ((400 m de sel au centre du Bassin), (Lemoine, 1985; Dubois et Umbach, 1974; Dubois et Curnelle, 1978)).

Le Trias moyen et supérieur est relativement bien représenté en domaine subalpin notamment par des niveaux évaporitiques visibles actuellement au front des nappes et des écaïles.

Près de Rémollon la distension se manifeste sous forme de coulées spilitiques. Des épanchements volcaniques comparables s'observent également au Sud de Belledonne et du Pelvoux (Alsac, 1968; Sarrot-Reynaud, 1961; Buffet et Aumaître, 1979...).

Les faciès calcaires marins à *Avicula contorta*, parfois gréseux et quartzitiques puis calcaires et marneux, marquent une nouvelle transgression (la transgression liasique débute en fait au Trias; Pomerol, 1975).

3.b. Le Jurassique (figure n° 5)

La nouvelle transgression progresse, le milieu marin est franc.

Le Jurassique se caractérise par une période de rifting (Lias - début Dogger) puis d'océanisation (Dogger- début Malm); il correspond à l'ouverture de la Téthys ligurienne (Debelmas, 1974; Pomerol, 1975, 1983b; Lemoine et al., 1981).

Les failles cévenoles NNE-SSW à NE-SW - parallèles à la cassure - jouent en failles normales, les accidents est-ouest, jouent en failles transformantes (Lemoine, 1983, 1985).

Lias et début du Dogger

Le domaine dauphinois, élément de la marge passive continentale européenne a été profondément marqué par l'épisode du rifting continental.

Le bassin subalpin est le siège d'une activité tectonique synsédimentaire importante; il est morcelé en plusieurs sous-unités subsidentes (le Jurassique pouvant atteindre 4000 à 5000 m) : - Bassin de Gap - Bassin de Digne..., séparés par des seuils caractérisés par une sédimentation réduite, des lacunes : hauts-fonds de Saint Geniez, Valavoire, Barles...

Ces variations d'épaisseur et de faciès ont fait très tôt l'objet de publications : Dieulaufait, 1869, 1870; Garnier, 1873; Kilian, 1888; Haug, 1891...

Haug (1891) a défini les faciès dauphinois épais, provençaux réduits, et les faciès mixtes. Il faut citer les travaux moins anciens de Petiteville et Rivoirard (1959), Goguel (1959), Mouterde (1961), Bodelle (1964) qui contribuèrent à approfondir la connaissance du Lias : âge, faciès, paléogéographie...

La faille d'Aix en Provence au cours de cette période fonctionne en faille normale; elle délimite : à l'Ouest le bassin dauphinois à Lias épais, à l'Est une zone haute, où les séries sont condensées (Beaudrimont et Dubois, 1977; Dubois et Curnelle, 1978; Guieu et Rousset, 1980...).

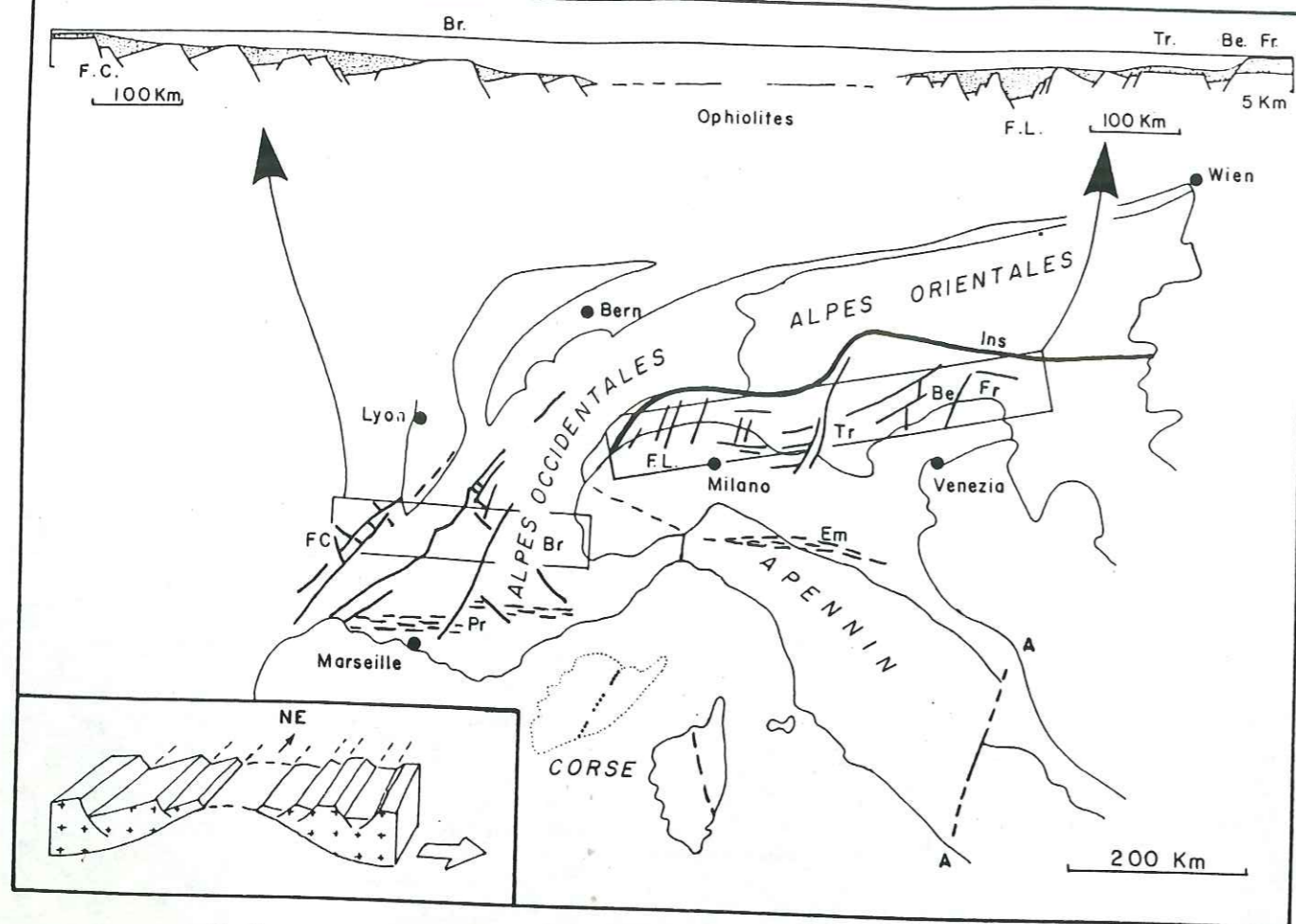


Fig. 5. — Schéma des principales directions structurales de la tectonique de rifting liasique dans les Alpes Occidentales (marge européenne) et Méridionales (marge apulo-adriatique).

Le schéma en bas à gauche montre comment la direction NNE à NE des structures (direction « cévenole » s. lat.), qui sont principalement des failles normales, peut être liée à une cassure téthysienne ligur de même direction.

F.C., failles des Cévennes. F.L., faille de Lugano. Pr, flexure nord-provençale. Em, « faille » d'Emilie. Br, Briançonnais. Tr., Trentin. Be, bassin de Belluno. Fr., Friuli. A-A, « ligne » Ancona-Anzio. Ins., accident insubrien (séparant Alpes orientales et méridionales).
Données principalement de Arnaud et al. [1978], Elmi [1983], Lemoine [1983], Castellarin [1982].

(in Lemoine, 1985)

Des faciès de brèches et des olistolites signalent fréquemment les paléopentes jurassiques. Artru (1966) a été le premier à reconnaître des formations olistolitiques d'âge bajocien supérieur, dans la région de Nibles-Clamensane (olistolites du Riou d'Entraix); l'origine de ces éléments de socle "anté-triasique" étant bien sûr recherchée dans la limite est de la zone haute de Calmensane-Saint Geniez.

La structure du secteur fut ensuite interprétée dans le cadre du rifting; Arnaud, Gidon, Paris ont ainsi défini le "linéament de Clamensane" (branche nord de la faille d'Aix en Provence), ainsi que celui des Rochers de Hongrie (Arnaud et al., 1978; Barfety et al., 1978; Gidon, 1982...).

La tectonique est très active au cours de cette période : Coadou et Beaudoin ont pu mettre en évidence, entre le Sinémurien stricto sensu moyen et le Bathonien inférieur, six phases tectoniques au moins (Coadou et Beaudoin, 1972; Coadou in Pomerol 1975); elles peuvent être marquées par des discordances angulaires (à Valavoire, Verdier, 1957 in Artru, 1972; à Valavoire, Authon, Saint Geniez : Bodelle, 1964), des érosions (conglomérats, olistolites...), des hard grounds, des émergences (mud-cracks) des fentes, des filons, des poches de dissolution karstiques (?); la plupart de ces figures étaient déjà observées par Planchon (1959) dans le secteur de Saint Geniez-Authon.

La période de rifting (Lias-Dogger) aurait favorisé un diapirisme précoce dans la zone externe alpine; ce diapirisme s'exprimerait notamment dans les structures des Rochers de Hongrie et de Clamensane (Arnaud et Gidon, 1977; Mascle et al., 1987).

Les Terres Noires

A partir du Bajocien supérieur-Bathonien, jusqu'à l'Oxfordien, un nouveau type de sédimentation, beaucoup plus homogène, prend place dans le domaine dauphinois : celui des Terres Noires, assises argileuses et marneuses.

Artru (1967 et 1972) a pu différencier deux termes : inférieur et supérieur, durant lesquels l'évolution du bassin a été différente malgré l'apparente monotonie des faciès.

- le membre inférieur (Bajocien supérieur-Callovien inférieur) se caractérise par le contrôle toujours actif des accidents linéamentaires sur la sédimentation. La paléogéographie des fonds correspond toujours à l'opposition seuils-bassins.

En considérant le Dogger dans son ensemble, celui-ci ne représente que 3 m sur la dorsale dauphinoise qui sépare deux bassins où il atteint 3000 m.

Jusqu'au Bathonien les mouvements verticaux sont encore importants. Avec le Callovien inférieur, les hauts fonds tendent à s'ennoyer.

- le membre supérieur : après un court ralentissement de la subsidence (épisode plus carbonaté du Callovien inférieur) l'approfondissement se généralise jusqu'à l'Oxfordien inférieur compris.

On a trouvé des traces d'un hydrothermalisme dans le terme inférieur des Terres Noires (Perthuisot & Guilhaumou, 1983); et un hydrothermalisme local, oxfordien, au droit des failles normales a été proposé pour expliquer certaines anomalies carbonatées dans les Terres Noires (dans la Drôme, Gaillard et al., 1985).

Oxfordien supérieur-Portlandien

A la fin du Dogger - début du Malm (150-160 Ma, Lemoine, 1983, 1985) le régime de rifting continental fait place à celui de l'expansion océanique de la Téthys.

Ce changement s'accompagne d'une modification des faciès sur les marges passives de la Téthys, notamment dans le bassin subalpin où la sédimentation argileuse fait place, à l'Oxfordien supérieur, aux alternances calcaires-marnes, puis aux calcaires kimméridgiens et portlandiens (ici de faciès tithonique).

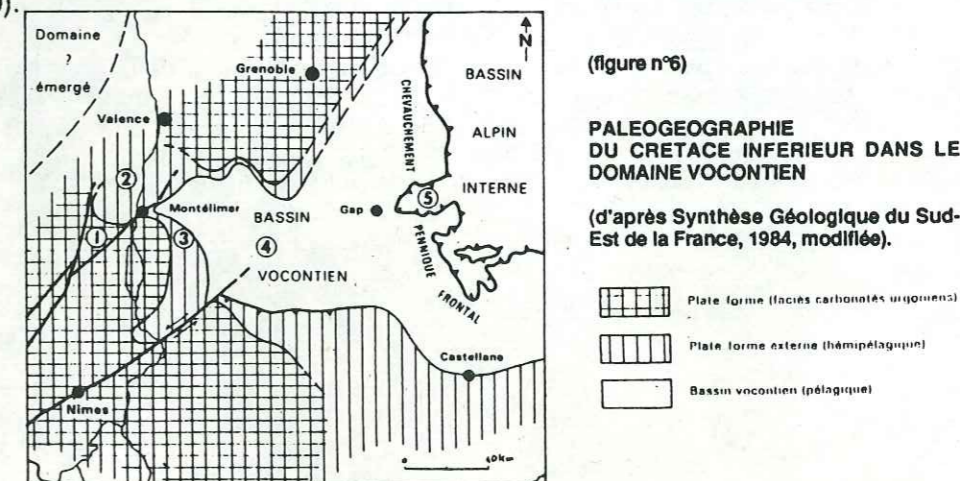
3.c. Le Crétacé

Dans le cadre de notre étude, le Carbonifère n'est en relation ni avec la sédimentation ni avec les structures alpines des terrains de cette époque; je dirai donc peu de chose de la période crétacée.

Le Crétacé inférieur (figure n°6) :

Le bassin du Sud-Est change de géométrie au Crétacé inférieur avec l'individualisation du bassin vocontien.

A l'Albien se produit la première phase tectonique de socle affectant le domaine alpin (Grandjacquet et al., 1972). C'est à la fin de cette période que se mettent en place, en Provence, les bombements émergés qui portent les bauxites (Rousset, 1968; Philip, 1970; Gouvernet et al, 1979; Guieu et Rousset, 1980).



(figure n°6)
PALEOGEOGRAPHIE DU CRÉTACE INFÉRIEUR DANS LE DOMAINE VOCONTIEN
(d'après Synthèse Géologique du Sud-Est de la France, 1984, modifiée).

Le Crétacé supérieur

Au Crétacé supérieur interviennent les premières déformations plicatives alpines. La phase anté-campanienne (hétérochrone) provoque :

- des émergences : du Mercantour, de Pelvoux, des chaînes subalpines septentrionales et d'une partie des méridionales; le Dévoluy, le Diois, les Baronnies et leur terminaison est, dans le secteur de Saint Geniez, sont de plus plissés est-ouest;

- des érosions en domaine marin.

Au Campanien un renversement de subsidence dans les Chaînes subalpines provoque l'émergence des Chaînes subalpines méridionales dans leur totalité.

4. LE CENOZOÏQUE : LES DEFORMATIONS ALPINES

4. a. Le Paléogène

Au début du Tertiaire, pratiquement tout le Sud-Est de la France est émergé et soumis à l'érosion.

Eocène

Durant l'Eocène inférieur et moyen, tous les domaines semblent affectés par les mouvements tectoniques de la phase anté-nummulitique - le domaine externe, surtout dans sa partie orientale est plissé (Kerckhove, 1969; Debelmas, 1974).

Dans le domaine subalpin méridional, une phase diapirique serait enregistrée, aux environs de Laragne, et datée de 55 Ma (Bellair et Perthuisot, 1980); pour Perthuisot et Guilhaumou (1983) ce secteur serait du moins marqué par un épisode hydrothermal à l'Eocène inférieur.

D'un point de vue local, il faut signaler que le Trias de Saint Geniez-Sorine a été interprété comme un diapir "anté-Eocène supérieur" par Gigot et Haccard (1974).

A l'Eocène supérieur intervient une phase tectonique majeure, principalement dans les Alpes internes, mais aussi dans la région du Sud-Est : c'est au cours de cette période qu'en Provence se produit la phase pyrénéo-provençale remobilisant le vieux socle qui est écaillé vers le Nord, et déterminant la mise en place des nappes épiglyptiques de basse Provence (Guieu et Rousset, 1980). Les anciennes structures est-ouest de Haute Provence, du Diois et des Baronnies rejouent lors de cette phase, les plis sont déversés au Nord.

Goguel (1963b) souligne le changement paléogéographique survenu au Priabonien : les directions paléogéographiques majeures sont jusqu'au Lutétien est-ouest; au Priabonien, elles sont abandonnées au profit d'un dispositif nord-sud : Maury et Ricour (1983) parlent même de "révolution paléogéographique".

La mer (nummulitique), qui occupait au Paléocène les zones subbriançonnaise et briançonnaise (Pomerol, 1975), est refoulée vers l'Ouest par une onde de soulèvement (Est-Ouest). La mer atteint le Dévoluy au Priabonien (Goguel, 1963b). Dans le secteur de notre étude, le Priabonien marin est connu à Gigors (Sud du dôme de Remollon) et dans de nombreuses écaillés refoulées au front de la nappe de Digne (secteur d'Esparron).

D'un point de vue local, l'Eocène supérieur continental est connu dans la vallée du Vançon; il est représenté par des formations détritiques parfois très épaisses et à matériel grossier avec klipmes sédimentaires, qui signent l'activité de la faille d'Aix près de Volonne (la base a été datée du Marinésien, la mise en place des olistolites serait essentiellement priabonienne); vers le nord-Est (Saint Geniez) il passe à des faciès à tendance lacustre (Gigot, 1970, 1975).

Oligocène

Pendant l'Oligocène, compression et distension interviennent simultanément dans le Sud-Est de la France (Gigot et al., 1975).

Les petits bassins alpins, réduits, discontinus, entre la région de Castellane et le Dévoluy, derniers représentants de la mer nummulitique, sont désormais le siège de dépôts continentaux (Grandjacquet et al., 1972a), généralement connus sous le nom de Molasse rouge (depuis Haug, 1891, qui les avait attribués à l'Aquitaniens), ces formations sont deltaïques, avec éléments d'origine locale ou interne (roches vertes, radiolarites...); les séquences présentent des niveaux conglomératiques chenalisants, des grès, des argilites rouges, parfois vertes, quelquefois des horizons pédogénétiques (Beaudoin, 1975; Kerckhove, 1980). La base de la Molasse rouge peut appartenir à la fin de l'Eocène supérieur, elle est hétérochrone comme celle du Nummulitique (Kerckhove, 1980).

* régime compressif :

La Molasse rouge du bassin de Barrême a enregistré des déformations synsédimentaires (Graciansky, 1972); il en serait de même pour celle de la région de Digne, plis d'axes N120 à N140 à déversement sud-ouest, accompagnés d'une schistosité de fracture de même direction (Beaudoin, 1975; Gigot et al., 1975; Tricart et al., 1977); ces déformations synsédimentaires seraient postérieures pour d'autres auteurs (Grandjacquet et al., 1972b) : aquitaniennes, ce qui reviendrait à rajeunir le molasse de Digne.

* régime distensif :

Le régime distensif se manifeste dans le Sud-Est de la France; les accidents rhéomatiques NNE-SSW sont à nouveau réactivés (faille d'Aix).

Le jeu de la faille d'Aix relève le compartiment de Digne-Valensole, qui va alimenter en détritiques grossiers et klipmes sédimentaires le domaine ouest effondré du Bassin de Manosque. Celui-ci se prolonge au Nord jusqu'à Saint Geniez où l'on retrouve le faciès Molasse rouge à éléments locaux (Gigot, 1973, 1975; Gigot et al., 1977).

Ainsi se forment des fossés d'effondrements subméridiens dans lesquels s'accumulent de grandes quantités de sédiments continentaux; ceux-ci peuvent être de faciès :

- molasse rouge : les éléments empruntés aux compartiments surélevés sont alors uniquement d'origine locale;

- marnes et calcaires lacustres avec parfois d'importantes formations de gypse et de sel (bassin de Manosque où ont été, de plus, décrites des cinérites stampiennes par Arbey et al., 1976).

4.b. Le Néogène

Le Néogène est marqué par deux événements importants dans les Alpes occidentales: la dernière transgression marine (début du Miocène) et d'importantes phases de plissement, liées à la surrection des Massifs Crystallins Externes, notamment au Miocène supérieur-Pliocène.

Au début du Miocène la mer revient sur le territoire du Sud-Est, plissé et érodé. Ses sédiments scellent les dernières structures tectoniques fini-oligocènes-aquitaniennes.

Le bras de mer remonte le couloir rhodanien (Burdigalien) et occupe le sillon périalpin; vers l'Est, un golfe s'étend jusqu'à la région dignoise (figure n° 7a et b).

Ce fond de golfe, où l'on observe des faciès de plage, à l'extrémité nord-est du bassin de Digne, est le siège d'une subsidence très importante : 2000 m de molasse marine (Burdigalien à Serravalien) s'accumulent dans un piège tectonosédimentaire.

Le bassin enregistre pendant la sédimentation une compression nord-sud. Cette compression, associée à un décrochement dextre donne lieu à un pli appelé "pli du Vélodrome" (Beaudoin et al., 1975; Gigot et al., 1974, 1975; Kerckhove, 1980...).

Le secteur des Chaînes subalpines méridionales enregistre au cours du Miocène nombre de déformations; bien souvent les géologues ne s'accordent pas sur leur succession, ni d'ailleurs sur l'âge des séries impliquées.

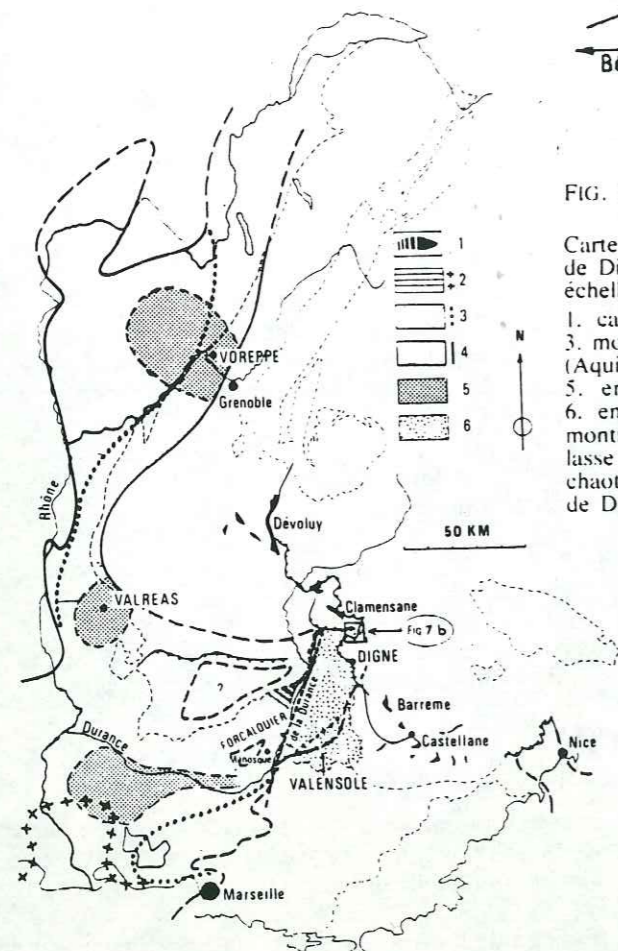


FIG. 7. a — Molasses continentales et marines de l'Oligocène et du Miocène.

1. Le bassin de la "Molasse rouge" (Oligocène continental) : affleurements actuels au sud du massif du Pelvoux. En noir hachuré : passage au bassin lacustre oligocène de Manosque-Forcalquier : 2 à 6. Le bassin néogène péri-alpin (partie méridionale, d'après H. Mercier, 1978) : 2. Extension du domaine marin à l'Aquitainien ; 3. Extension du domaine marin au Burdigalien ; 4. Extension du domaine marin à l'Helvétien ; 5. Conglomerats deltaïques marins (Helvétien à Miocène supérieur) ; 6. Bassin fluviolacustre de Valensole (Miocène supérieur-Pliocène).

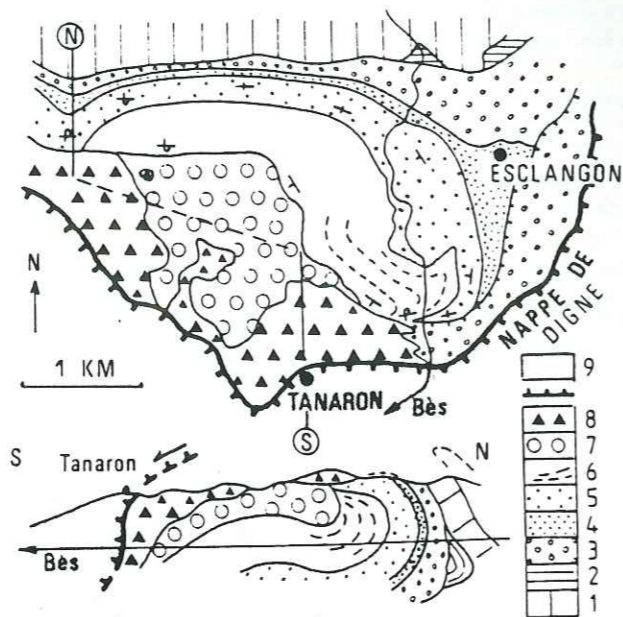


FIG. 7. b. — Déformation synsédimentaire du Neogène du bassin de Digne.

Carte schématique de la région de Tanaron-Esclangon au nord de Digne (localisation figure 7.39) et coupe interprétative sans échelle (d'après P. Gigot et al., 1974, simplifié).

1. calcaires du Jurassique supérieur ; 2. Crétacé inférieur ; 3. molasse rouge (Oligocène) ; 4. molasse grise fluviolacustre (Aquitainien ?) ; 5-6. molasse marine (Burdigalien-Tortonien) ; 5. ensemble inférieur grésocalcaire et conglomératique ; 6. ensemble supérieur grésomarneux, avec traces de bancs montrant le biseautage et la torsion de la série au SE ; 7. molasse jaune pliocène (formation de Valensole) ; 8. complexe chaotique terminal ("bassin résiduel" des auteurs) ; 9. nappe de Digne.

(in Kerckhove, 1980).

Au cours du Miocène le bassin de Digne-Valensole est circonscrit entre la faille d'Aix à l'Ouest (de Saint Geniez au confluent Verdon-Durance), le front subalpin au Nord et à l'Est, et les chaînons provençaux au Sud du Verdon.

L'âge de la formation de Valensole est sujet à discussion, pour les uns elle est Miocène, pour d'autres, Pliocène...une note récente (Clauzon et al., 1987) démontre que la base des poudingues est hétérochrone et que l'âge le plus ancien (micro-mammifères) est du Serravalien inférieur, ce qui établit un âge relativement ancien pour la formation.

Le sommet de la formation est daté du Pliocène supérieur; il est formé d'entablements de tufs (Ségréès : Guillemot et Unalan, 1970) et/ou d'argiles (Puimoisson : Guérin et al., 1970).

Au Nord-Est du Bassin de Digne, les conglomérats passent latéralement à une "molasse jaune" marneuse, continentale, qui scelle les déformations synsédimentaires "anté-Tortonien supérieur" de la molasse marine (Esclangon, pli de "Vélodrome") (figure n°7b) déjà renversée vers le Sud (Beaudoin et al., 1966; Gigot et al., 1974a.). Cette molasse jaune doit être antérieure au Serravalien, inférieur ce qui correspond davantage aux interprétations de Rousset (1981).

Une phase paroxysmale affecte le domaine subalpin; la formation de Valensole est à son tour plissée selon des axes est-ouest à WNW-ESE (plis de Mirabeau, Château-Redon, Gaubert...) et chevauchée sur ses bordures (en particulier au Nord par le Lias de Mélan).

L'érosion qui accompagne, et succède à l'édification des structures, provoque des ravinelements (dans la molasse jaune continentale de Tanaron) suivis de comblements par des détritiques grossiers voire même des klippes, qui scellent les déformations pliocènes, comblent les creux topographiques (Gigot et al., 1974, 1975). A l'arrière du bassin de Digne-Valensole se sédimentent (fin du Miocène ? - Pliocène) des gypses et carneules issus du Trias, parfois associés à des éléments de socle (pas de Blayeul) ou de Tertiaire (Grande Gautière). La morphologie tend ainsi à se niveler (Grandjacquet et Haccard, 1973; Gigot et al., 1974...).

Une nouvelle surélévation des Massifs cristallins externes fait glisser la nappe épiglyptique de Digne (Goguel, 1939, 1964...; Gigot et al., 1974; Kerckhove, 1970, 1980; Beaudoin et al., 1975; Arlhac et Rousset, 1976, 1979; Faucher et al., 1987). La nappe a avancé de 15 à 30 km selon les auteurs vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. Elle arrive déjà structurée sur un domaine érodé (Debats et al., 1972; Gigot, 1973; Gigot et al., 1974...).

L'âge de cette mise en place est sujet à discussions : il serait fini-Miocène à Pliocène pour Arnaud, Gidon et Pairs (1978c), Pliocène moyen pour Rousset (1981), Plio-Pléistocène pour Gigot, Grandjacquet, Haccard et Beaudoin; Clauzon proposait un âge plus récent : Pléistocène inférieur (1975, 1982) mais dernièrement (Clauzon et al., 1987) il vieillit de 5 ma ces événements.

La nappe et son substratum seraient, au début du Quaternaire, déformés par des plis à grand rayon de courbure d'axe WNW-ESE, et qui donneraient la structuration actuelle des dômes de Remollon, Barles-Verdaches, Barrot et de la cuvette de la Robine (Gigot et al., 1974; Kerckhove, 1970, 1980) (figure n°8). Pour Rousset (communication orale) au contraire, la structuration en dôme de Barles serait acquise avant l'arrivée de la nappe. Les ondulations observées à la base de celle-ci seraient celles de la paléotopographie, pas tout à fait aplanie, sur laquelle la nappe a avancé.

Les dernières manifestations tectoniques de l'édifice alpin sont essentiellement des mouvements verticaux et des réajustements cisailants le long des grands accidents de socle :

* failles de la Durance (près de Guillestre, Debelmas, 1953), - Sérenne, - Bersezio - elle bordent à l'Est l'Embrunais-Ubaye et affectent nappes et socle : Argentera et granite du Plan de Phasy (Kerckhove, 1970);

* faille d'Aix dont le jeu affecte substratum et nappe de Digne (ravin de Clapouse, Rousset, 1976, 1978; Arlhac et Rousset, 1979) (figure n°9).

Les travaux de nivellement mettent en évidence la poursuite dans l'actuel des mouvements de surrection de la chaîne : principalement pour les massif de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux (Fourniguet, 1977; Vernet, 1980).

L'activité sismique actuelle et historique témoigne de la pérennité des contraintes dans la région sud-est et notamment le long de la faille d'Aix (Barbreau et al., 1976; Cisternas et al., 1984).

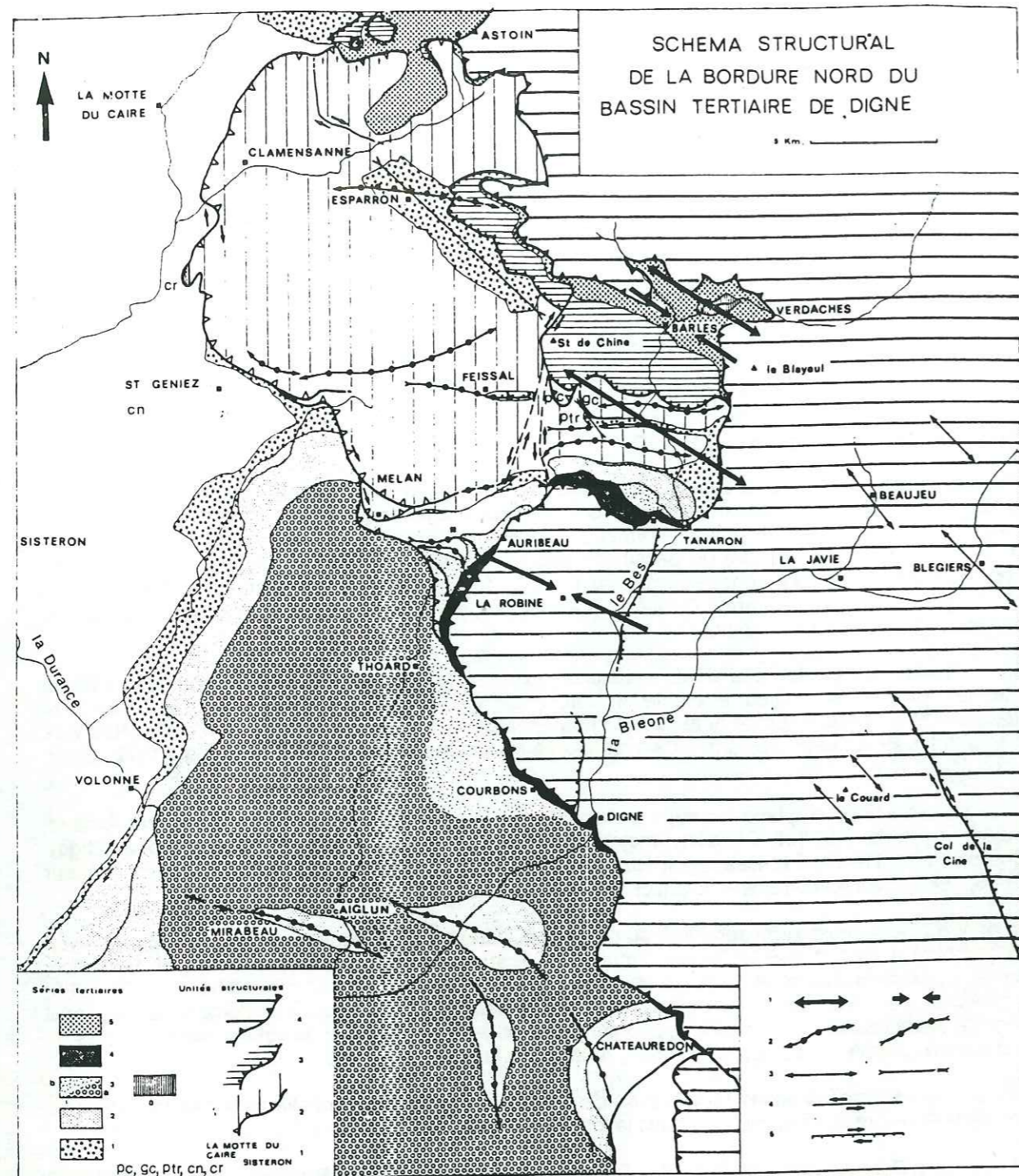


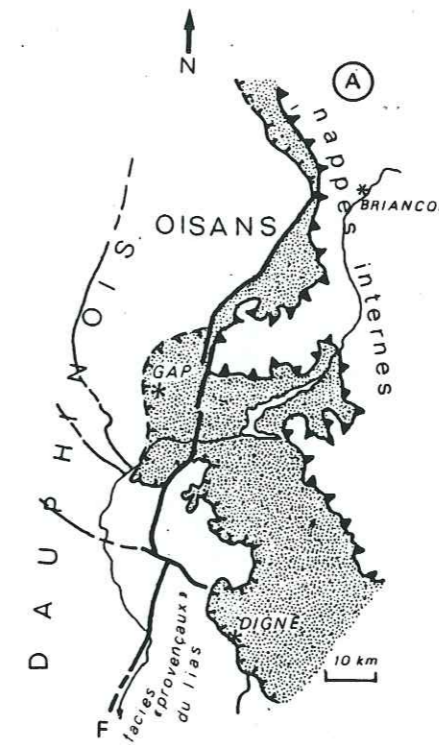
Fig. 8. — Schéma structural de la bordure N du bassin tertiaire de Digne. O : Carbonifère (Stéphanien)-Trias inférieur.
 Séries tertiaires. — 1 : molasse rouge (Oligocène); 2 : molasse marine (Burdigalien-Tortonien); 3 : conglomérats de Valensole, a : poudingues de Valensole, b : molasse jaune (Mio-Pliocène); 4 : bassin résiduel (Pliocène supérieur); 5 : gypses et cargneules
 pc : Petite Cloche, gc : Grande Cloche, ptr : Pas de Terre Rouge, cn : Chardavon, cr : Château Fort.
 Unités structurales. — 1 : autochtone de la Motte du Caire-Sisteron; 2 : Lobe de Mélan-Clamensane; 3 : Unité du plateau de Chine, d'Esparron, de Picouse...; 4 : « nappe de Digne ».
 Symboles structuraux. — 1 : phase pliocène supérieur-quaternaire N 110-120, postérieure à la mise en place de la « nappe de Digne (antiforme, synforme); 2 : phase mio-pliocène (anticlinal, synclinal); 3 : phase aquitanaise N 140 (anticlinal, synclinal); 4 : décrochement; 5 : décrochement en compression.

(In Gigot et al., 1974).

La morphologie actuelle a été influencée par l'instabilité climatique quaternaire. Les glaciers alpins n'ont pas dépassé Sisteron, même lors de l'extension maximale au Riss du glacier de la Durance. Vers l'Est les dépôts morainiques se situent au Nord d'une ligne passant approximativement par Seyne et Turriers (carte de Seyne à 1/50 000).

En aval et durant les périodes interglaciaires, se sont édifiées les terrasses fluvioglaciaires emboîtées de la Durance, du Sasse, du Bès et de la Bléone. Ces rivières y ont creusé leur lit actuel (Pomerol, 1973; Gouvernet et al., 1979; Debelmas, 1983a).

Dans l'actuel, le domaine subalpin est soumis à une forte érosion. Remercions le Bès d'avoir creusé activement ses cluses dans les quartzites si durs de Verdaches, jusqu'au Carbonifère... bientôt le socle cristallophyllien.



(figure n°9) FAILLE D'AIX EN PROVENCE - NAPPE DE DIGNE
 (In Arhac & Rousset, 1979).

2° PARTIE

LE CADRE STRUCTURAL

Représentant le type parfait d'un cours d'eau torrentiel, la Sasse serpente, depuis Clamensane, dans un lit assez large, généralement à sec et encombré d'alluvions et de quartiers de rocs. Après la moindre pluie, elle se transforme en un torrent furieux dont le courant impétueux charrie des blocs de rochers et des flots de boue. Terribles sont alors les ravages qu'exerce la rivière, et ce n'est qu'au prix de sacrifices considérables que l'administration des ponts et chaussées a pu établir les travaux d'art nécessaires à la protection des routes de Sisteron à la Motte-du-Caire et à Bayons. Il n'est pas rare de voir la Sasse emporter les ponts; tout dernièrement encore, celui qui faisait communiquer les villages de Nibles et de Châteaufort fut entraîné par les eaux et, lorsque les torrents ont enflé la rivière, il est fort difficile de voyager dans ces parages.

CHAPITRE I - CLAMENSANE

A. INTRODUCTION

1. PRESENTATION ET BREF HISTORIQUE (figure n°10)

En 1840, Scipion Gras fournit les premières informations géologiques sur le "Carbonifère" de Clamensane; il fait remarquer que l'anhracite se "voit au milieu des schistes argilo-calcaires du terrain jurassique, et dans le voisinage d'une masse de gypse". L'anhracite n'était pas alors rattaché au Paléozoïque.

Le Houiller est seulement mentionné par Kilian dans sa thèse (1888); ce dernier se réfère aux travaux de Gras.

Le Carbonifère de Clamensane, semble "mal aimé" des géologues (encore plus que celui de Nibles comme nous le verrons plus tard); ni Haug, ni Goguel n'évoquent les affleurements de Clamensane, pas plus d'ailleurs ceux du Trias quartzitique. En 1977 le Carbonifère et le Trias de base "réapparaissent" dans la littérature scientifique : Arnaud, Gidon et Paris (1977) décrivent un "paléograben triasico-liasique" dans lequel Carbonifère et Trias se trouvent en contact avec le Domérien (figure n°30 II, b et c). Ils définissent le "linéament de Clamensane".

Par la suite ces mêmes auteurs interprètent la structure comme un pli anté-domérien à cœur de Houiller.

2. GRANDS TRAITS DE LA GEOLOGIE DE CLAMENSANE, SCHEMA STRUCTURAL SIMPLIFIE

La géologie du secteur de Clamensane est marquée par la présence d'accidents de socle (branche nord de la faille d'Aix ou linéament de Clamensane) dont les jeux polyphasés sont à l'origine de la structuration actuelle en trois ensembles :

- à l'Ouest : un ensemble (Bassin dauphinois stricto sensu) constitué par les Terres Noires, le Tithonique et le Crétacé inférieur, plissé selon des axes N90 et N140. Aux abords de la bande faillée les axes de plis sont déviés à N50-N60 (Jalinier, Barrican, Blachère);

- au centre : la bande faillée proprement dite, allongée selon la direction N20, caractérisée par la présence de petits affleurements de Carbonifère, associés à du Trias inférieur détritique, mais aussi à du Muschelkalk et à d'importantes masses de gypses (Keuper) extravasées. On y reconnaît sous forme de petits pointements des terrains d'âges variés : du Rhétien au Bajocien au moins (Terres Noires pas toujours datées). Sur le schéma structural simplifié (figure n°2 II) cet ensemble est qualifié de "zone des mélanges".

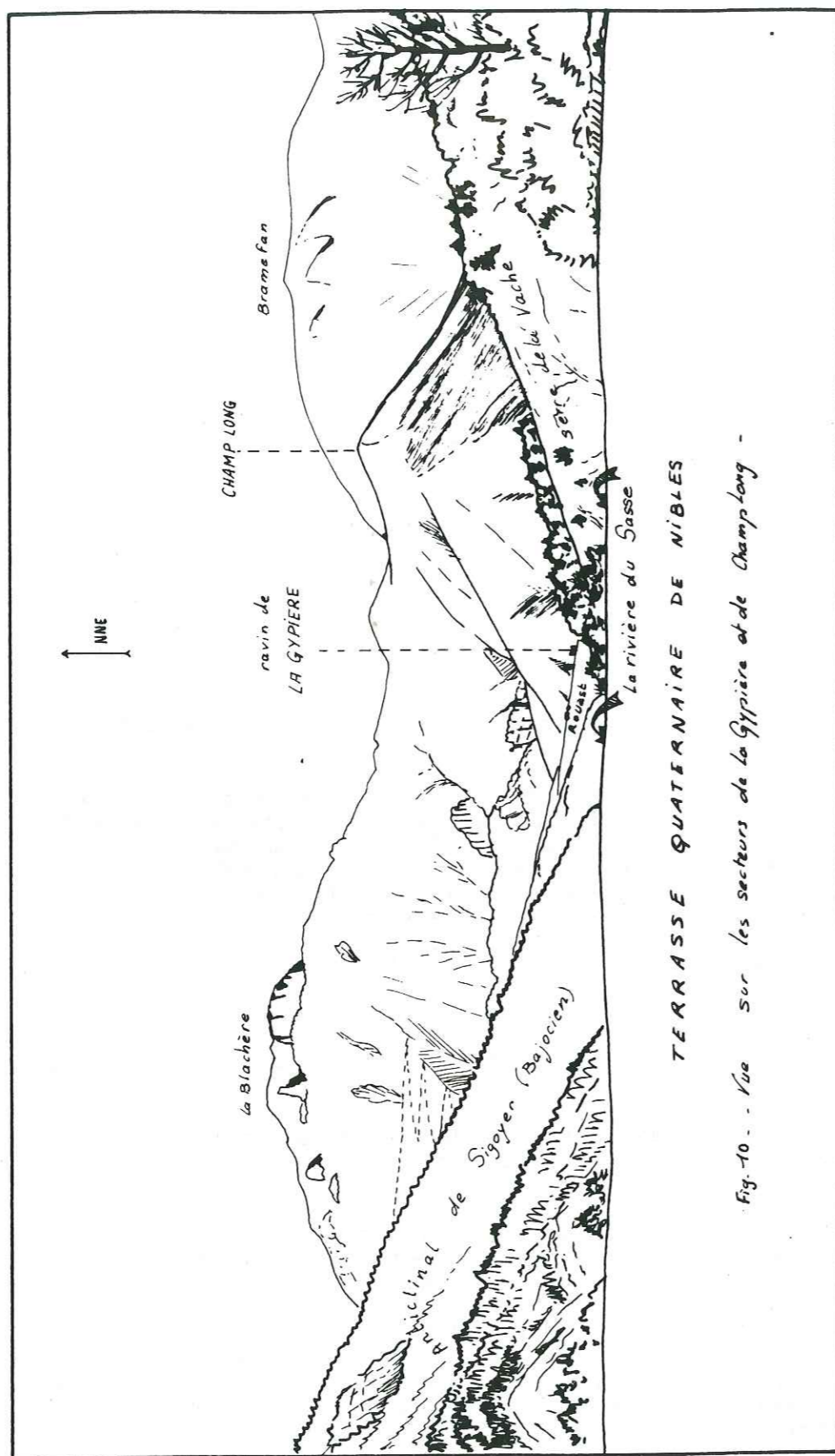


Fig. 10 - Vue sur les secteurs de la Gypière et de Champ Long

J'ai pu observer le Carbonifère du ravin de la Gorge de l'Ours au Nord jusqu'à la Gypière au Sud. Les conditions d'affleurement sont souvent très mauvaises, les pointements sont parfois métriques. Deux sites seulement se prêtent à une étude succincte du Houllier : le ravin de Bouisset et Rouchon;

- à l'Est : une série normale et continue allant du Keuper au Crétacé inférieur, constitue l'unité connue sous le nom de lobe de Valavoire. Elle porte à l'Est le synclinal d'Esparron à matériel de Crétacé inférieur et Oligocène (molasse rouge). Sa bordure ouest est relevée contre la bande faillée;

3. LES ACCIDENTS

Les failles qui limitent les différents domaines offrent certaines caractéristiques et différences :

- l'accident ouest est le plus tardif, son tracé est presque rectiligne, à peine dévié par des "bavures" de gypses sur et dans les Terres Noires. Il met essentiellement en contact les Terres Noires et les gypses; vers le Nord (figure n°1 II) il affecte les séries oligocènes;

- les accidents qui limitent à l'Est la bande des mélanges ont un tracé beaucoup plus compliqué et sont essentiellement des failles héritées du Lias et du Dogger. Les larges affleurements de Lias permettent de reconnaître le compartimentage du fond sous-marin à cette époque. Un certain nombre de failles sont scellées par des formations plus jeunes, elles ont en général été réactivées lors des compressions alpines.

Compte tenu de ces observations nous nous intéresserons principalement dans ce chapitre à la zone des mélanges et à sa bordure orientale dont les relations structurales sont demeurées nettes.

B. LE RAVIN DE GYPIERE - CHAMP LONG OUEST (figure n°3 II)

Ce secteur concerne les domaines "ouest" et "centre".

1. ZONE DES FAILLES "OCCIDENTALES"

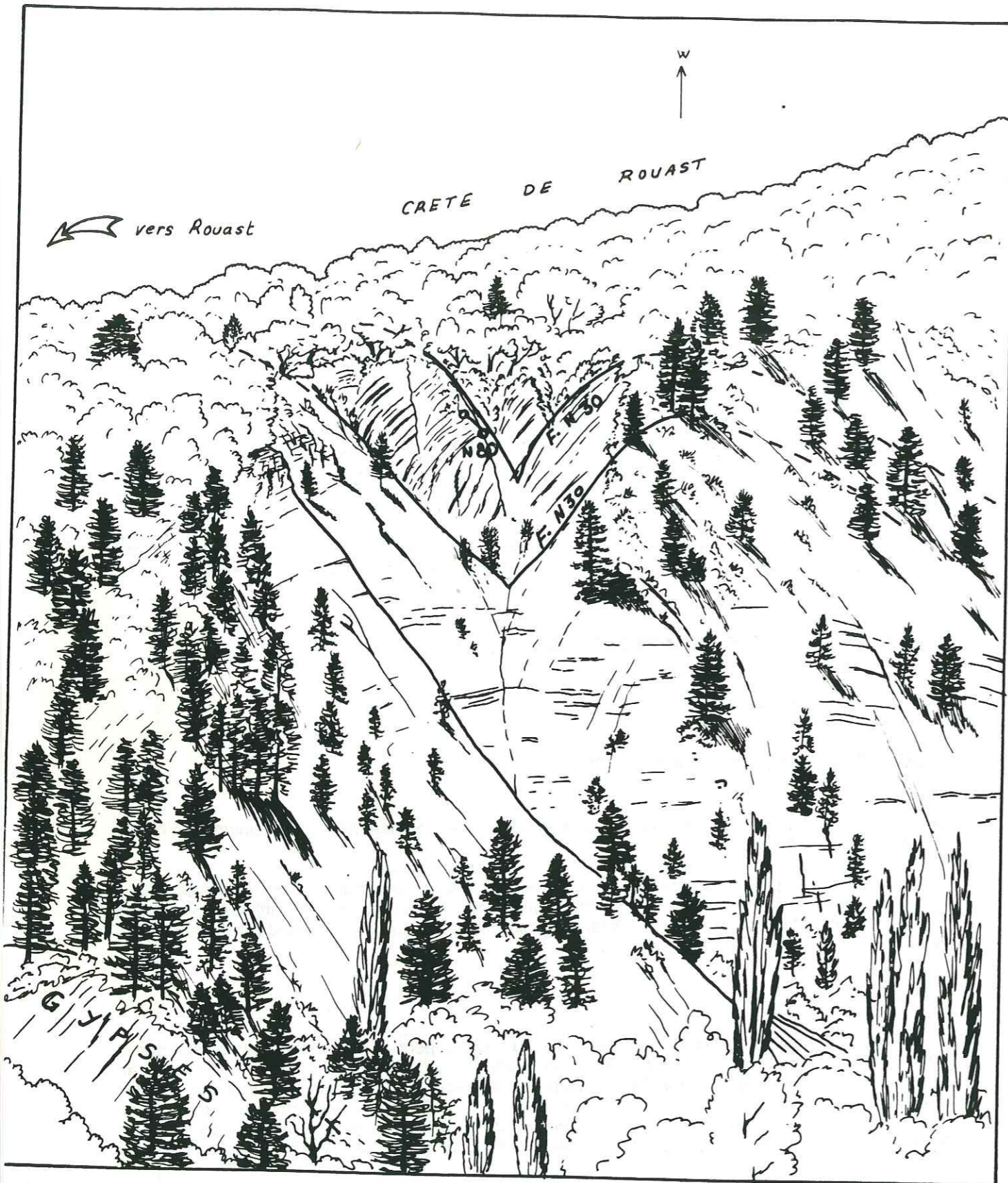
Les failles ouest limitent les Terres Noires occidentales et la zone des mélanges, ceinturées à l'ouest par une bande de gypse.

Les failles à N20-30 passent à proximité de la ferme de Rouast, se poursuivent dans les Terres Noires, en rive droite du ravin de la Gypière, jusqu'au confluent de nombreux ruisseaux affluents de celui de Gypière (Gypière aval) ; à partir de là, les failles se suivent sur le versant SSE de la Blachère (Gypière amont).

1.a. Rouast-Gypière aval

- Au Sud de Rouast, le long du chemin menant à la ferme, on peut voir les Terres Noires bajociennes très comprimées : les plans de stratifications subverticaux, orientés N30 à N45, ont été repris en accidents décrochants dextres. Les Terres Noires sont affectées d'une schistosité espacée dont les directions varient de N45 à N60, avec des pendages forts à l'Ouest, parfois verticaux. Des filons de calcite de 15 à 20 cm orientés N145 à N155 avec une chute de 60 à 80° vers le SW recoupent tous les plans; leur caractère tardif est, de plus, souligné par l'absence quasi générale de stries de friction sur les différentes surfaces.

Le contact des Terres Noires avec les gypses ou cargneules de la bande centrale est masqué par d'importantes formations superficielles.



(figure n°11) TERRES NOIRES ET GYPSE EN RIVE DROITE DU RAVIN DE LA GYPIERE.

Sommet des affleurements : failles à N30 du linéament recoupant des failles, des plis et une S1, à N80.
 Bas des Terres Noires : structures à N80 dominantes.

- Au Nord de Rouast, des ravinements produits dans les Terres Noires permettent d'en observer la structure (figure n° 11).
 Vers le haut des ravinements, les Terres Noires accusent des plis aigus, aux plans axiaux faillés et verticaux, dirigés principalement à N30.
 On note quelques axes à N80.

A mi-pente, la stratification des Terres Noires (N85-35° S) est recoupée par deux plans de schistosité : N70-70° à 90° SSE et N55-65° SE. Des failles N30-78° ESE, affectent les différents plans; les stries montrent un coulissement selon N44-50° NE.
 Vers la bas, la schistosité devient très dense; orientée à N85-85° S, elle masque totalement la stratification. Les plans de S1 sont décrochés vers le Sud par une petite faille à N20-70° W (stries N9-25° N).

Quelques mètres au-dessus du lit du torrent (piste), les niveaux calcaréo-marneux du Bajocien permettent de reconnaître la stratification (N33-48° ESE). On note une faille à N158-78° SW jouant en décrochement dextre.

Quelques dizaines de mètres au Sud, on peut voir sous les Terres Noires très écrasées (S1 à N60-75° SE, S0 à N140-16° NE) les gypses de la bande centrale. Le litage des gypses est orienté à N170-54° E; le contact n'a pu être étudié, mais la limite Terres Noires-gypse s'allonge suivant une direction apparente de N20; la piste de Rouast à Gypièrre établie au sommet des gypses souligne cette limite.
 A la limite nord des arrachements, on note la présence d'accidents N130-25° SSW dont les stries (N151-10° SSE) indiquent une direction de compression compatible avec la schistosité à N60 que l'on mesure ici.

1.b. Gypièrre amont

Face à la limite nord des arrachements précédemment décrits, le Bajocien se retrouve sur la rive gauche du ravin de Gypièrre; les pendages sont subverticaux. La fracturation est intense, localement la roche se débite en crayons orientés N50-15° SSW. Les Terres Noires forment une petite falaise de quelques mètres, puis elles sont surmontées par les gypses de la bande centrale, le contact a un pendage N37-70° SE.

Cent cinquante mètres en amont, au confluent des ravins de Gypièrre, Merle et Bouisset, les Terres Noires, toujours sous l'influence des accidents subméridiens, accusent un pendage de N8-40° E.

- Sur le versant SSE de la Blachère, les accidents se poursuivent en direction du NNE. Les Terres Noires sont injectées de grandes lames de gypse qui matérialisent le passage des accidents verticaux.

Au NE du confluent (point coté 701) une première lame de gypse perce les Terres Noires, une deuxième masse gypseuse les borde à l'Est. Les Terres Noires écrasées entre les deux, dessinent un pli d'axe N55-24° SW. Les gypses situés à l'Est présentent à la base, sur 10 m d'épaisseur, une structure litée avec des niveaux bien cristallisés, une faille N30-63° ESE (déplacement senestre selon N19-22° SSW) limite un ensemble gypseux désorganisé bréchiqque à gros blocs.

Une quarantaine de mètres au-dessus, un petit ravin marque la limite entre les Terres Noires (N172-52° E) et les gypses. Ces derniers emballent une lentille décamétrique de Terres Noires, incluant elles-mêmes de minces lentilles et filonnets de gypse. A partir de 850 m d'altitude de grands épandages d'éboulis masquent les contacts entre les Terres Noires de la Blachère et les formations appartenant au domaine central, représentées ici par de petits affleurements discontinus de dolomies et cargneules du Trias et quelques éléments de calcaires domériens et hettangiens.

A l'Ouest du Rocher de l'Aigle (Tithonique) les niveaux oxfordiens sont affectés d'une schistosité subméridienne environ 600 m à l'Ouest de l'accident principal (limite est du Tithonique). Certains de ces plans ont été repris en failles et cisailés selon des plans N8-30° E et N135-24° NE; les stries N65-26° NE et N45-24° NE attestent d'un déplacement vers le SW du compartiment supérieur. Sous ces plans de failles inverses, une fracturation subverticale de direction N175 et N180 rappelle la structure initiale en pli est-ouest de la Blachère.

2. ZONE DES MELANGES

2.a. Rouast-la Gypière

- Les premiers indices de Houiller sont visibles au Sud de Rouast. Recouvert et limité à l'Ouest par des éboulis, un mauvais affleurement de quelques mètres carrés de schistes charbonneux, repose sur et contre des gypses côté est.

- Derrière le four à plâtre (figure n°4 II) : une bande verticale de schistes noirs charbonneux, broyés et de grès très altérés (N95-80° S) semble avoir été l'objet d'une exploitation ou d'une prospection (coupe artificielle de la colline). Les schistes charbonneux sont plaqués contre une grosse masse de calcaires dolomitiques (Muschelkalk). Le contact est inaccessible et ne semble pas accompagné de surfaces listriques.

Les calcaires dolomitiques affleurent sur plusieurs dizaines de mètres; les bancs ont un pendage : N60-63° SSE. Au sommet, la masse de Muschelkalk est affectée d'une fracturation horizontale qui bréchifie la roche et donne à l'affleurement un aspect d'antiforme. Le Muschelkalk est d'autre part affecté par des accidents N10-65° W avec un jeu dextre selon N42-48° SW. L'ensemble Carbonifère-Muschelkalk est recouvert par des cargneules et des éboulis.

Les cargneules se développent au Sud (figure n° 4 II, coupe n°1) où elles emballent des éléments "exotiques" : en rive gauche du chemin descendant de Rouast vers la Gypière, des bancs de Sinémurien, disloqués et recimentés, émergent des cargneules. A l'extrémité sud de l'affleurement, les cargneules sont associées à des blocs de dolomies très altérées, pulvérulentes; à cette masse chaotique sont mêlés des fragments de quartzites rhétiens.

Sous ces formations triasiques remaniées, paraissent des calcaires roux domériens (figure n°4 II) très fracturés et disloqués.

Le passage entre les deux ensembles s'effectue comme suit : au-dessus des calcaires domériens (1) (N55-45° NW), sur environ 1,50 m se développe une brèche issue de ces calcaires (2), puis un niveau (3) de laminites argileuses à débris dolomitiques, passant latéralement à une croûte calcitique, marque le passage au Trias avec une légère discordance (N35-46° NW); viennent au-dessus, 80 cm de calcaires et d'argiles jaunâtres (4) issus du Keuper supérieur, l'aspect est parfois cargneulitique. Ils sont surmontés par un niveau calcitique, lité et onduleux de type "plancher stalagmitique" (5). Les bancs (4) présentent en outre des fentes ouvertes remplies de calcite issue des niveaux supérieurs (pénétration de haut en bas : indice d'une polarité normale). Sur les "planchers" (5), reposent les cargneules et dolomies (6) évoquées au paragraphe précédent.

On note vers l'Ouest entre les niveaux 6 et 7 la présence de fragments de bancs calcaires de l'Hettangien.

Cette coupe montre donc un contact Domérien-Trias non tectonique. A partir de cette seule coupe il serait impossible d'exclure des remaniements quaternaires.

La formation des cargneules en partie recouverte d'éboulis se suit sur 400 m environ jusqu'aux gypses décrits plus haut.

En rive droite du ravin de Gypière, pointent quelques blocs de dolomies et de calcaires rhétiens que l'on verra affleurer largement sur la rive gauche.

2.b. De la Gypière à Pierre Barnaraye : versant SW de Champ Long

En rive gauche du ravin de Gypière, s'élève le flanc SW de Champ Long. Deux vues panoramiques du versant (figures n°5 II et 7 II) permettent de reconnaître une morphologie résultant de la présence de deux ensembles lithologiques différents :

- d'une part un ensemble constitué de calcaires puis d'alternances de bancs calcaires et marneux, d'âge domérien, qui occupe la crête du relief et la moitié supérieure du versant;

- d'autre part, un ensemble très hétérogène, organisé globalement en bandes parallèles soulignées par de grosses barres dolomitiques et calcaires du Trias. Les affleurements de Carbonifère sont localisés dans cette partie des coupes.

Cinq coupes ont été levées dans le versant SW de Champ Long (C2 à C6).

Coupe 2 cf. panorama Gyp. I et coupe 3 cf. Gyp. I et Gyp. II (figures n° (5,6,7) II) :

Les coupes 2 et 3 débutent à partir de la même bande de gypses et de cargneules.

* Coupe 2

Cette coupe permet une première approche de l'organisation des différents terrains qui composent le flanc SW de Champ Long.

Comme elle est peu propice à l'observation des contacts nous donnerons essentiellement la succession des différents niveaux.

De l'WNW vers l'ESE :

- 1- gypses et cargneules;
- 2- Domérien calcaréo-marneux (N40 à N58-90°);
- 3- bancs de Keuper supérieur et de Rhétien, disloqués, plus ou moins mêlés à des niveaux domériens plus marneux qu'en 2;
- 4- barre de dolomie : elle forme l'une des arêtes principales du versant et occupe la rive droite d'un ravin broussailleux;
- 5- brèche à éléments de Houiller;
- 6- grès grossiers et schistes carbonifères;
- 7- barre dolomitique : elle se décompose en plusieurs gros blocs sous lesquels s'enfoncent le Carbonifère;
- 8- zone ébouleuse nourrie par le Domérien où percent des bancs de calcaire rhétiens et hettangiens (?);
- 9- Domérien calcaire et marneux.

* Différents points d'observation au-dessus de la C2

◦ la barre de dolomie C2-(4) se décompose en plusieurs parties :

- au sommet la barre est disloquée; elle est représentée par un niveau à blocs; localement se reconnaissent encore des ensembles de bancs. Le niveau à blocs repose sur des brèches (fragmentation des blocs);

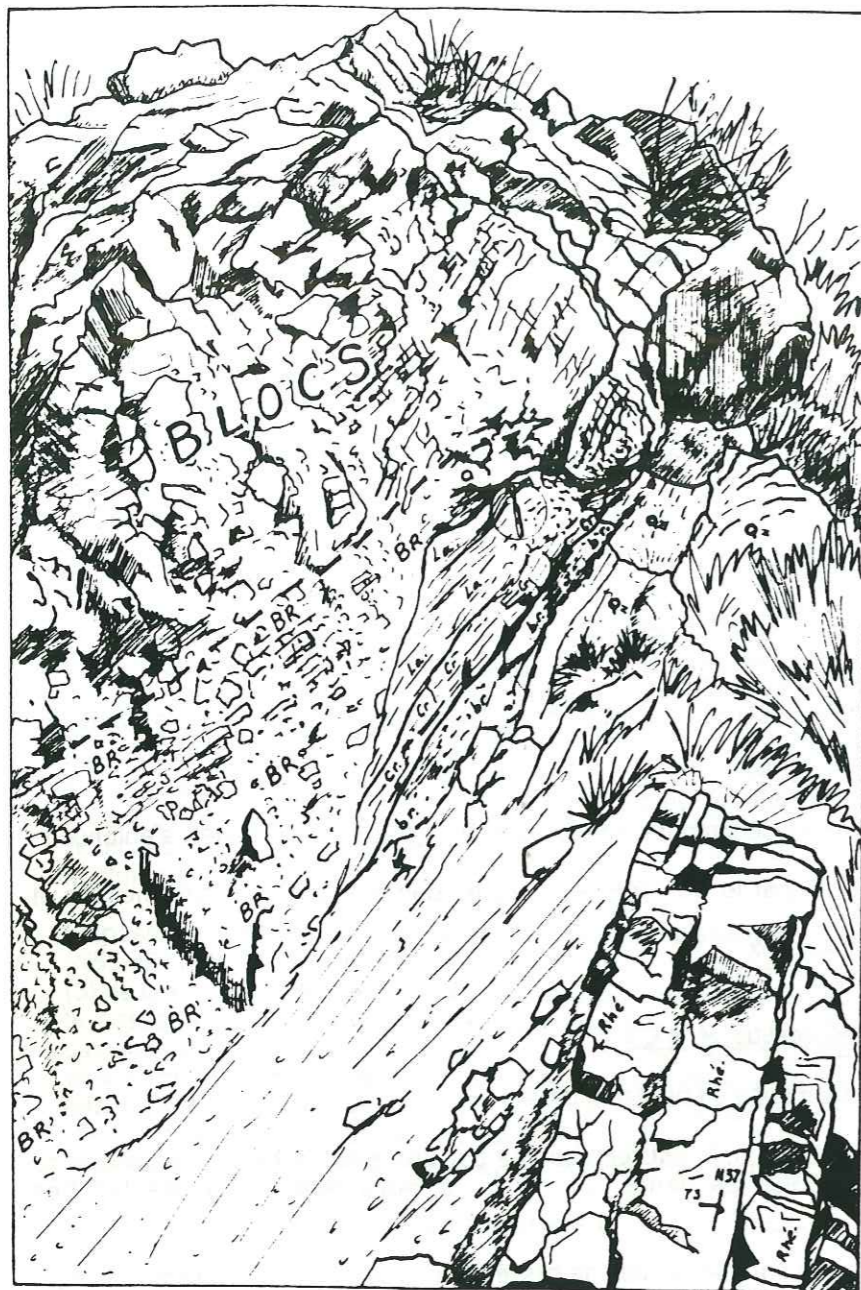
- vers l'Ouest les brèches reposent sur une surface de glissement au sommet de la masse calcaréo-dolomitique - à stratification bien conservée - qui constitue la base de la barre;

- vers l'Est les brèches reposent sur des niveaux fins de laminites (figure n°12), indurés par des lits de calcite et de silice.

A la base des laminites, la calcite et la silice forment des "croûtes" très dures au-dessus de lits bréchiques à éléments fins; ces derniers sont empruntés aux dolomies mais principalement à des quartzites clairs fins et micacés qui affleurent immédiatement à l'Est et que l'on peut attribuer au Trias inférieur (plutôt qu'au Carbonifère).

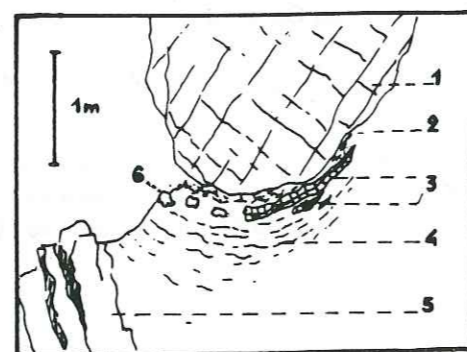
Plus bas, le Trias inférieur est remplacé par quelques bancs de Rhétien qui bordent à l'Est la barre dolomitique;

◦ au sommet de la barre triasique, paraissent de mauvais affleurements (repris en éboulis) de Houiller et de Trias dolomitique altéré, puis viennent des bancs de Rhétien et de Keuper supérieur intercalés entre différents niveaux de marnes et calcaires domériens - on n'observe pas de brèche tectonique;



BR : Dolomies triasiques
bréchifiées;
La : laminites;
CR : croûtes;
br : brèches;
Q2 : quartzites scythiens;
Rhé : Rhétien.

(figure n°12) TRIAS DOLOMITIQUE BRECHIFIE, BRECHES ET LAMINES.



(figure n°13)

GLISSEMENTS SYNSEDIMENTAIRES DANS LE
DOMERIEN ET PETIT OLISTOLITE
DE LIAS.

◦ en rive gauche du ravin (Rav. 2 - Gyp. 1) s'élève la seconde barre dolomitique : C2-(7); elle est discontinue, et à mi-pente on peut voir un énorme bloc (5 m-5 m-4 m) de dolomie bréchique qui flotte sur une brèche (1,50 m) à éléments de Domérien; celle-ci surmonte des bancs disloqués et très redressés de Domérien qui dessinent un pli d'axe N36-39° NE. L'affleurement de Domérien est limité à l'ouest par une brèche de dolomie.

Vers le sommet de la barre dolomitique C2-(7), et sur sa bordure est, paraissent des calcaires rhétiens; ces derniers présentent des zones dolomitisées. Ils est possible que toute la barre ait été à l'origine une barre de calcaire rhétien dolomitisée secondairement;

◦ le haut de l'affleurement de Trias dolomitique est noyé dans les formations domériennes disloquées, aux pendages subverticaux. A la limite des deux formations, ainsi qu'à l'intérieur des niveaux domériens s'observent quelques rares fragments de bancs sinémuriens et hettangiens.

◦ à l'Est de la barre (C2-(7)), se modèlent deux nouvelles barres parallèles aux précédentes, constituées de dolomie et principalement de calcaires rhétiens et de quelques bancs de Keuper supérieur. Ces barres sont interstratifiées dans des formations calcaréo-marneuses domériennes. Comme les autres barres elles se décomposent en blocs dont la base repose généralement sur des niveaux de brèches (éléments souvent domériens) dans ou sur lesquels s'observent de nombreuses croûtes calcitiques et siliceuses;

◦ le Domérien situé immédiatement à l'Est de la dernière crête à éléments de Trias, présente des figures de glissements (figure n°13) : un gros bloc calcaire de faciès domérien (1) repose sur des marnes disloquées (2), puis sur une croûte calcitique et ferrugineuse (3) qui fait place latéralement à des fragments de calcaires à entroques (6) en partie encroûtés et noyés dans les marnes - ces faciès à entroques ont pu être datés : Sinémurien à "Pliensbachien" - le tout surmontant des argiles et calcaires du Keuper supérieur (4); la figure montre également en 5 quelques bancs de calcaires du Rhétien.

En se déplaçant vers l'Est, nous voyons la stratification des calcaires et marnes du Domérien devenir plus régulière; elle dessine quelques larges plis d'axes N35 qui semblent se calquer sur les masses de Trias. Au niveau du ravin (Rav. 1 - Gyp. 1) se remarquent des masses plurimétriques de calcaires domériens glissés sur d'autres bancs de même âge; entre les deux ensembles domériens sont parfois conservées des marnes bréchiques, qui ont été entraînées et qui ont facilité le glissement. Des lits de calcite imprégnés d'oxyde de fer (2 à 10 cm d'épaisseur) soulignent le plan de glissement (N152-32° WSW) et montrent un déplacement du NE vers le SW;

• le Domérien à l'extrémité SW de Champ Long

L'extrémité SW du relief comporte une ossature assez régulière de bancs essentiellement calcaires du Domérien, dont les pendages varient de N11 à N28-70° à 90° W. Les bancs sont parcourus par de nombreux filonnets de calcite et de sidérose, sécants par rapport à la stratification; ces filons ont deux orientations préférentielles selon : N80 à N100-20° à 80° S et N28 à N35-40° WNW et ESE.

A l'Est de la crête, sur le versant sud de Champ Long, affleurent des niveaux calcaires et siliceux du Domérien (supérieur?); les pendages varient de N0-N8 à N170-N180-30° à 50° W; ils tendent à s'orienter selon N30-50° WNW comme le Sinémurien quelquefois visible sous les éboulis au Nord de La Forge.

Ce Domérien ne présente pas d'importantes figures de glissements synsedimentaires mais on y observe par place des niveaux de brèches intraformationnelles.

Nous pouvons dès à présent souligner quelques faits, et tirer quelques conclusions sur ce versant ouest de Champ Long :

- on note l'importance des formations domériennes, quant à leur épaisseur et quant à leur répartition sur la coupe 2 et sur les autres coupes secondaires;
- à l'intérieur de la série du Domérien se retrouvent des traces d'une tectonique synsedimentaire : glissements, brèches, fentes ouvertes...;

- les différents terrains autres que le Domérien : principalement Trias et Carbonifère s'organisent grossièrement en barres plus ou moins fragmentées ou en paquets de roches (formations meubles) qui alternent avec des bancs calcaréo-marneux domériens;
- l'absence quasi générale de brèches tectoniques entre des niveaux aussi éloignés stratigraphiquement que Domérien et Carbonifère ou Domérien et Trias milite elle aussi en faveur d'une mise en place syn-Domérien des niveaux plus anciens;
- les niveaux calcaires et bréchifiés domériens que l'on retrouve glissés au-dessus de formations du Keuper par exemple signalent une mobilisation du Domérien déjà lithifié : soit ce Domérien glissé est antérieur aux phénomènes tectono-sédimentaires eux-mêmes d'âge domérien, soit l'ensemble du matériel resédimenté a été repris lors de glissements post-domériens;
- la structure du flanc ouest de Champ Long ne peut s'interpréter comme un pli anticlinal à cœur de Houiller (Arnaud et al., 1977; figure n°30b II) ni comme un écaillage résultant de la tectonique alpine;
- l'ensemble des terrains variés, situés à l'Ouest de la série continue de Domérien constitue la bande des mélanges stricto sensu.

* Coupe 3 d'Ouest en Est (figure n°6 II)

- 1- gypses rubanés et cargneules du Trias;
- 2- Carbonifère;
- 3- Terres Noires;
- 4- Domérien marno-calcaire;
- 5- Keuper supérieur... cf. C2-(8);
- 6- dolomie triasique...cf. C2-(4);
- 7- Carbonifère;
- 8- Rhétien;
- 9- Domérien;
- 10- Rhétien;
- 11- Domérien...cf. C2-(9).

Le bas de la coupe, très boisé, ne permet pas d'observer les contacts entre : gypses, Carbonifère et Terres Noire. La limite entre les gypses et le Houiller doit être verticalisée côté ouest; les gypses et surtout les cargneules prennent en écharpe le Carbonifère sur le flanc sud de la crête et viennent au contact des Terres Noires (3).

L'affleurement de Carbonifère se devine plus qu'il ne se voit; sur 15 à 20 m d'épaisseur se remarquent principalement des grès fins micacés (Ouest), et quelques niveaux de schistes noirs (ravin nord).

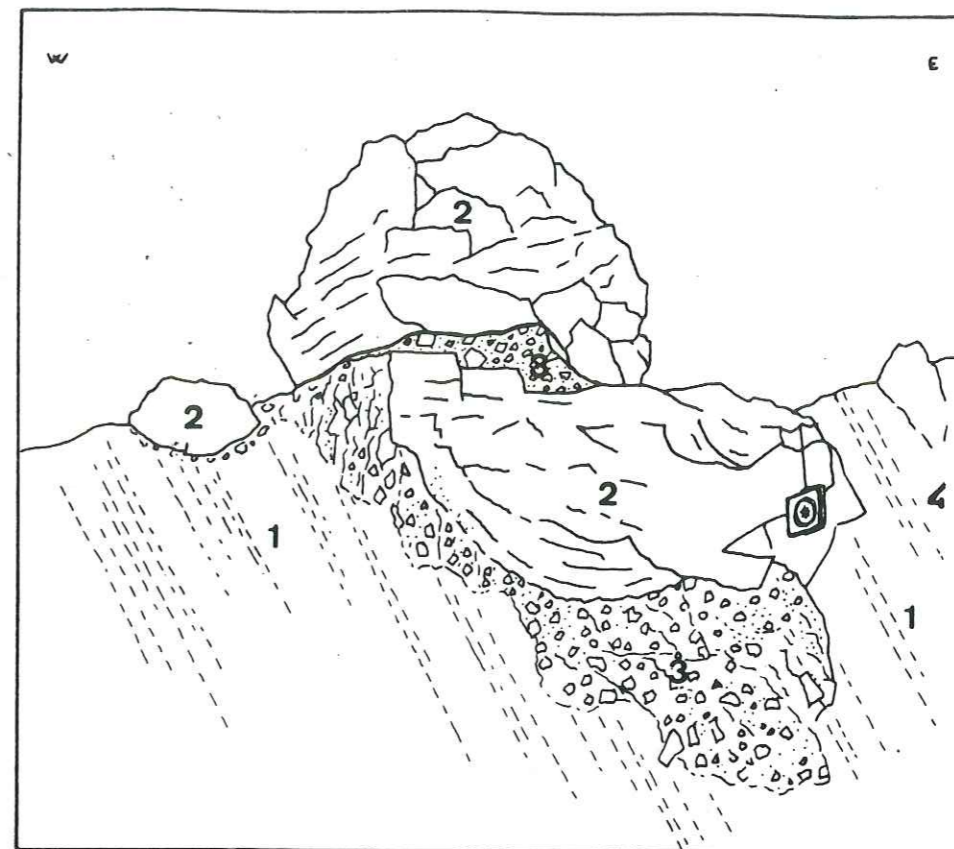
Le sommet de la butte de Carbonifère est occupé par quelques blocs épars de cargneules puis viennent les Terres Noires.

La limite entre Carbonifère et Terres Noires est verticale au moins sur le versant nord.

◦ Les Terres Noires - C3-(3) : figure n°14 et 15

Les premiers mètres de Terres Noires à l'Est du Carbonifère pentés selon : N17-50° E contiennent de nombreuses *Bositra buchi*; au-dessus de ces niveaux, on observe des blocs de dolomie, de calcaire et de calcite, plantés dans les couches jurassiques.

Le bloc principal apparaît comme une masse dolomitique disloquée, bréchifiée; les différents éléments sont recimentés, emballés dans une matrice argileuse et bréchique dans laquelle se reconnaissent de nombreux fragments de dolomie.



(figure n°14) OLISTOLITE DE TRIAS DANS LES TERRES NOIRES (FLANC SUD).

Sur le flanc sud de la crête, les rapports entre blocs de Trias et Terres Noires apparaissent clairement :

la figure n°14 nous montre l'aspect de l'affleurement; les blocs (2) et leur matrice (3) sont nettement engagés dans les Terres Noires (1); celles-ci conservent leur pendage de part et d'autre (et au-dessous) du niveau à blocs; à l'intérieur de la matrice se reconnaissent des éléments de Terres Noires; au contact de cette dernière, les Terres Noires sont relativement disloquées.

L'absence de traces tectoniques importantes, et le caractère interstratifié des blocs plaident pour une mise en place olistolitique des éléments de Trias dans les Terres Noires.

A l'Est des Terres Noires viennent des marnes plus sombres, micacées et légèrement patinées de roux qui signalent le passage à une nouvelle formation (4) dans laquelle on reconnaît des faciès marno-calcaires.

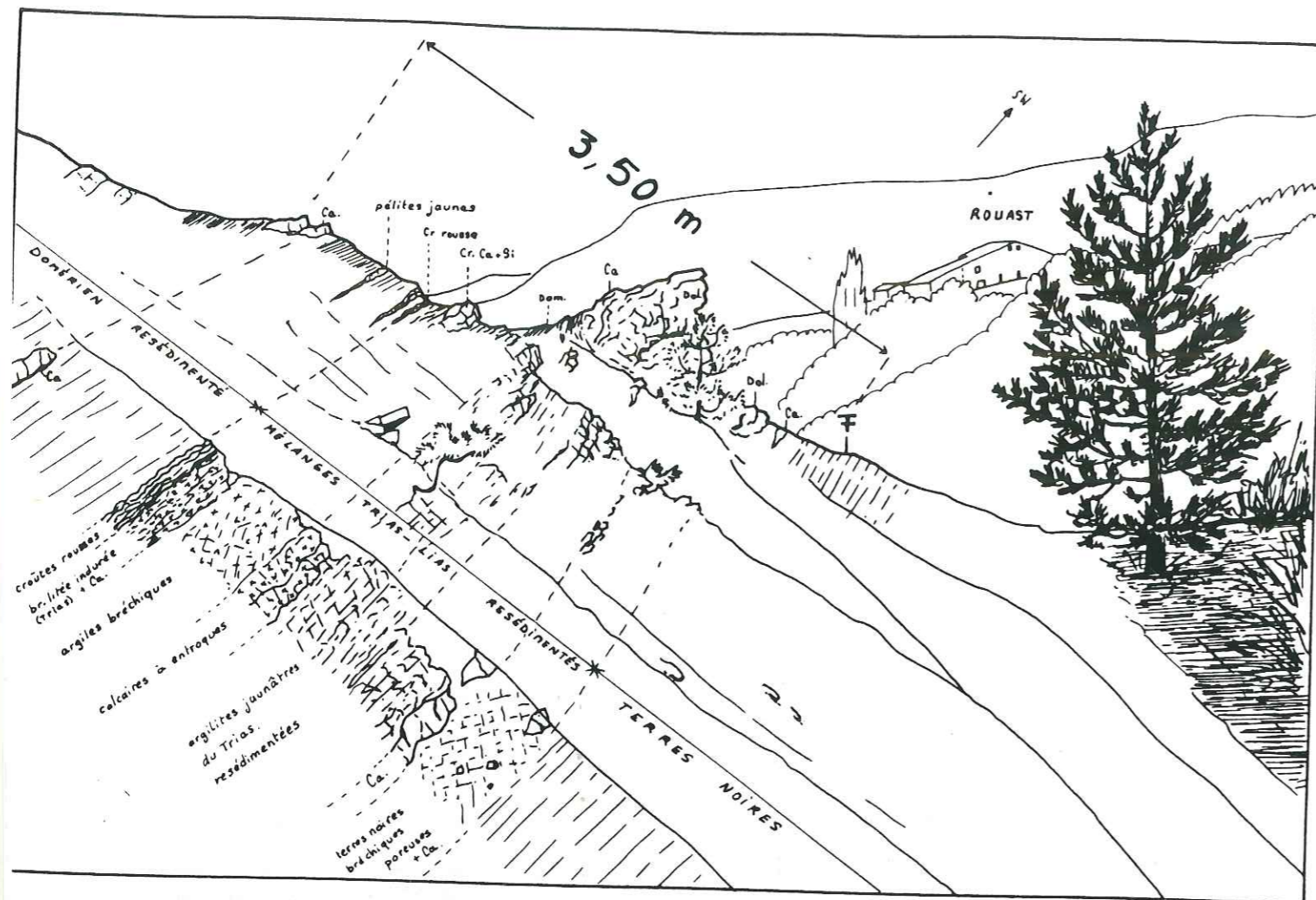
Vers le bas de ce versant sud, sous les niveaux de Terres Noires affleurent quelques bancs calcaires domériens (en olistolites ?).

◦ Terres Noires C3-(3) et Domérien C3-(4)

La crête et le flanc nord (figure n° 15) permettent d'observer le passage d'une formation à l'autre.

Au bas des coupes affleurent les Terres Noires "normales", le haut est occupé par des niveaux marno-calcaires (à dominante marneuse vers le bas) relativement disloqués du Domérien.

Entre les Terres Noires et le Domérien s'intercale une formation très hétérogène où apparaissent des bancs pélitiques discontinus de Keuper (20 cm d'épaisseur), des fragments de bancs calcaires (15-20 cm d'épaisseur) à entroques (la microfaune donne un âge peu précis : Lias), et en majorité des lits bréchiques parfois mameux remaniant des éléments de Trias et de Terres Noires.



(figure n°15) **OLISTOLITES DE TRIAS ET MELANGES : TRIAS ET LIAS RESEDIMENTES DANS LES TERRES NOIRES (FLANC NORD)**

br : brèches; Ca : calcite; Cr : croûtes; Dol : dolomies; Dom. : Domérien.

La calcite, sous forme de blocs épars ou de filons fragmentés (apparemment parallèles au litage), est abondamment représentée dans ce niveau intermédiaire; on la retrouve également dans les Terres Noires et le Domérien.

Plusieurs niveaux de croûtes calcitiques, ferrugineuses et parfois siliceuses, sont développés à la surface des gros blocs (olistolite décrit plus haut) mais aussi sur les bancs pélitiques, les blocs de calcaires à entroques pour la partie moyenne des coupes et vers le haut, sur des niveaux marno-calcaires domériens (à la partie inférieure du Domérien) (pour plus de détails sur ce type de croûte voir p. 36 (C4) et p. 38 conclusions C4 à C6).

A la base d'un niveau rouge induré et bréchié, des figures de rides rappelant des *flute casts* sont visibles; les rides dont les directions ont pu être mesurées donnent des sens d'écoulement (pour une stratification du bancs remise à zéro) de N0 à N9, vers le Sud.

On remarque, venant directement au-dessus des encroûtements du gros bloc dolomitique, les marnes sombres du Domérien : les Terres Noires n'apparaissent pas en crête ni au Nord de l'olistolite, les différents niveaux à Trias remanié venant dans son prolongement nord.

Sur le versant les Terres Noires sont localement infestées de pyrite (grains et cristaux de 2 à 3 mm); on y observe en outre de petits amas de calcite spathique et parfois de barytine. Quelques mètres au-dessus on peut voir les Terres Noires "normales" passer à des Terres Noires bréchifiées et relativement poreuses contenant de nombreux prismes de calcite; ces dernières supportent la formation à Trias remanié (ici à la base : argilite jaune issue du Trias); le contact non broyé est souligné par un filon de calcite.

Les différents aspects, et l'organisation des terrains situés au-dessus des Terres Noires "normales", paraissent résulter d'une mise en place synsédimentaire.

Vers le Sud les Terres Noires emballent un gros olistolite de Trias; vers le Nord l'olistolite est "remplacé" par une formation où se trouvent remaniés des éléments de Trias (Keuper supérieur pélitique) et de Lias (blocs de calcaires à entroques).

Certains de ces faciès se retrouvent à la base du Domérien disloqué.

Le passage d'une formation à l'autre : Terres Noires-"mélanges"-Domérien ne montre pas de brèche tectonique, mais des brèches sédimentaires (parfois avec figures de courant) surmontées d'encroûtements ferrugineux, calcitiques, plus rarement siliceux.

Ce dispositif nous incite à penser que la mise en place de l'ensemble des formations supra-Terres Noires à *Bositra*, s'est effectuée au sein des sédiments jurassiques par glissements sous-marins successifs : un premier ensemble de roches à dominante de Trias arrive sur le fond de Terres Noires, puis un second lui succède, à Domérien prédominant.

• Le Trias C3-(5)(6)

Au-dessus des bancs calcaréo-marneux du Domérien disloqué, repose un ensemble à l'aspect également glissé, et à matériel triasique.

L'organisation des calcaires et des marnes du Keuper supérieur et du Rhétien, pourrait à première vue être attribuée à un glissement quaternaire sur le versant qui viendrait recouvrir le banc dolomitique; plus haut sur le versant affleurent à nouveau les terrains du Trias supérieur.

Dans le détail, la structure n'est en fait pas aussi simple : les bancs disloqués du Trias ont effectivement glissé les uns sur les autres, mais à la base de cette formation, les niveaux calcaires présentent une surface inférieure ondulée tapissée d'une fine brèche; cette dernière dessine des rides (*flute casts* ?) avec des stries, indiquant un déplacement vers le SW. Ce glissement est accompagné d'une fracturation des bancs : diaclases et fentes ultérieurement remplies de calcite - subverticales, de direction N110 à N115.

L'ensemble de ces directions ne s'accorde pas avec la topographie actuelle. Notons en outre que le Domérien plonge sous le Trias.

Le fait le plus important est la présence sous le Trias glissé (au SE du contact Trias supérieur-Domérian) d'une brèche à éléments dolomitiques et rares fragments de barytine; cette brèche apparemment nourrie par la barre dolomitique C3-(6) est couronnée par plusieurs "croûtes" litées, à calcite, silice et enduits ferrugineux développés sur des niveaux finements bréchiques (dolomie altérée). L'édification de telles structures impliquant circulation et dépôt de silice ne peut être due à un phénomène quaternaire.

Rappelons par ailleurs que les niveaux de Trias supérieur se retrouvent quelques dizaines de mètres au Sud (coupe C2) en position subverticale et que ces bancs sont mêlés, "entrelardés" de niveaux domériens, résultat probable d'une resédimentation du Trias dans le Domérien.

A partir de certaines observations de la C2 et de la C3 on peut envisager une mise en place au cours de la sédimentation jurassique par glissements sous-marins, en deux épisodes :

- un premier glissement au Domérien
- un second au Dogger pouvant remobiliser la précédente formation olistolitique (avec des éléments de Trias) et pouvant intéresser directement des formations triasiques qui jusque-là étaient encore en place sur le talus.

◦ Du Carbonifère C3-(7) au Domérien C3-(11)

Un petit affleurement de Houiller (7) se superpose aux dolomies, puis vient une formation (8) essentiellement représentée par des éléments de Rhétien : calcaires et schistes noirs disloqués, emballant des blocs vers l'amont; elle est recouverte par du Domérien (9) calcaire et marneux très disloqué et à éléments bréchiques. Quelques bancs rhétiens (10) terminent cette série de mélanges.

Le Domérien occupe le haut du versant; la série calcaréo-marneuse est verticale avec une direction à N28.

Les niveaux 7 et 10 s'inscrivent très bien dans le contexte tectonosédimentaire qui a été décrit jusqu'ici. L'organisation résulte encore d'un mélange sédimentaire.

◦ Conclusions C3

Cette coupe complète les observations de la C2; elle apporte un fait nouveau important : les Terres Noires qui étaient absentes en C2 affleurent ici et contiennent des olistolites.

La partie moyenne de la coupe montre des terrains variés : du Carbonifère au Domérien, dont l'organisation peut s'interpréter comme une succession de glissements sous-marins; localement l'écoulement s'est effectué vers le SW.

A partir des deux premières coupes de Champ Long nous avons pu proposer une hypothèse de mise en place du Carbonifère, du Trias et du Lias par glissement sous-marin dans la sédimentation domérienne, puis les phénomènes tectono-sédimentaires se reproduisent, dans les Terres Noires jurassiques. Les coupes suivantes seront décrites plus brièvement, sauf dans les cas où ponctuellement elles apportent un élément nouveau à la connaissance de la structure générale. Elles permettront soit de confirmer le schéma proposé, soit d'envisager une autre hypothèse pour les affleurements situés plus au Nord.

• Coupes 4-5-6 : panorama Gyp-II (figures n°(6,7,8) II)

◦ Coupe 4 d'Ouest en Est

Les Terres Noires (2), à stratification peu nette, surmontent directement les gypses(1); elles contiennent beaucoup de calcite (filonnets et fragments et débris de filons plus importants).

Vers le haut des affleurements, dans les marnes, paraissent des intercalations de bancs calcaires en grande partie remplacés par de la calcite. Ces calcaires très "altérés" appartiennent soit au Domérien, soit au Bajocien.

Au delà d'une zone d'éboulis, pointent des grès fins carbonifères (3), couronnés par un filon métrique de calcite (4); des fragments anguleux (centimétriques) de Carbonifère sont noyés dans la calcite.

La calcite apparaît de nouveau un peu plus haut, sous forme d'un gros filon (6) d'environ 3 m d'épaisseur, à patine grise; elle est très largement cristallisée, les gros rhomboédres ne montrent pas de direction de croissance préférentielle.

Le bas du filon est lisse, parfois d'aspect craquelé (traces de rhomboédres), parfois tapissé d'un niveau d'aspect bréchique constitué de grains fins de calcite. Cette surface inférieure ne présente pas de stries.

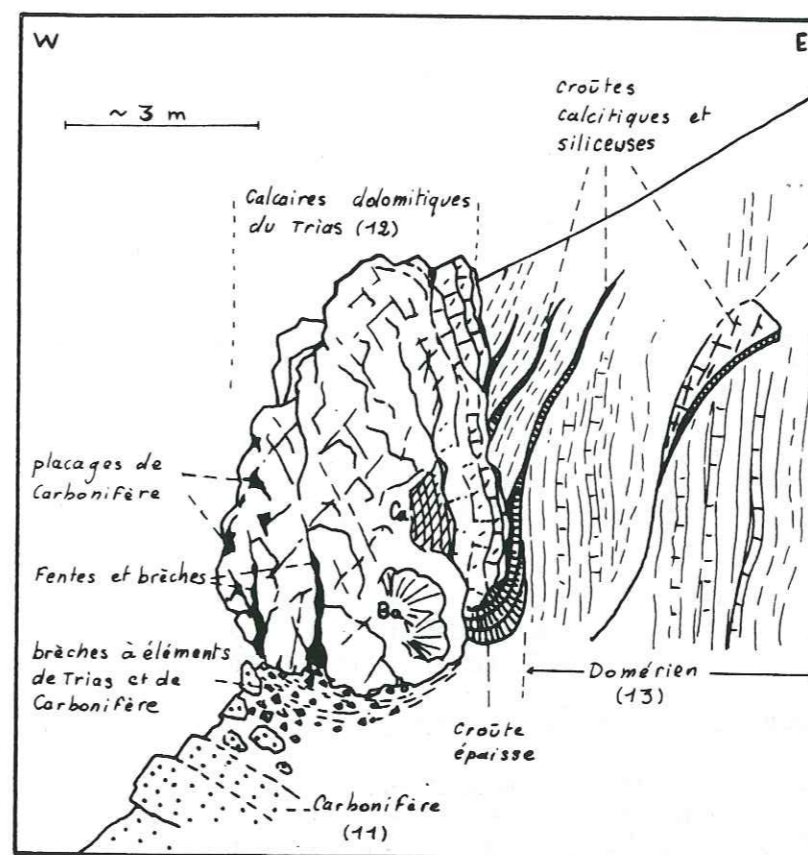
Le filon de calcite repose sur des Terres Noires (5); à proximité du contact les marnes se présentent sous forme d'une brèche cimentée ménageant d'importantes cavités.

Le filon s'élève en travers du versant où il dessine une crête grise d'aspect très comparable aux barres dolomitiques décrites précédemment. Il se prolonge vers le Nord sur près de 200 m de long avec des épaisseurs pouvant atteindre 5 m; au-delà le filon se ramifie en plusieurs "barres" discontinues et d'épaisseur moindre.

Quelques mètres au-dessus du filon affleurent :

- des brèches à éléments de Rhétien (7);
- une grosse barre dolomitique (8);
- quelques bancs calcaires et marneux de Domérien (9);
- une seconde barre dolomitique (10);
- du Carbonifère (11) principalement sous forme de gros bancs de grès très grossier à micro-conglomératique;
- une barre dolomitique discontinue (12);
- différents niveaux de Domérien (13 à 15).

Les dolomies (12) méritent quelques observations de détail (figure n° 16) :



(figure n°16) DÉTAIL DE LA COUPE 4. RELATIONS CARBONIFÈRE (11) - TRIAS (12) - DOMÉRIEN (13).

.. la barre de Muschelkalk (probable), loin d'être uniforme, est constituée d'un ensemble de gros blocs bréchifiés juxtaposés;

.. les blocs inférieurs reposent sur - parfois contre - un niveau disloqué de schistes noirs ou sur des brèches à petits éléments de dolomie; les grès sont visibles immédiatement au-dessous. Les blocs sont parcourus de fentes qui montrent un remplissage de brèches à éléments dolomitiques et dans une moindre mesure à débris de Carbonifère. Sur le plan aval (Ouest) de certains blocs s'observent un enduit argileux et des placages de Carbonifère conservés dans les creux de la roche;

.. la face amont des blocs triasiques est corrodée, avec une coloration jaune à rousse; elle est en partie recouverte par des enduits calcitiques et parfois siliceux, accompagnés d'oxyde de fer.

Ces enduits se superposent jusqu'à former localement des "croûtes" litées épaisses d'une vingtaine de centimètres. Au-dessus et à l'Est des blocs vient une série marno-calcaire domérienne.

Une lame mince effectuée à la limite supérieure d'un de ces blocs (planche n° II-A) apporte quelques renseignements sur l'élaboration de cette surface :

les calcaires dolomitiques du Trias contiennent de nombreux grains de pyrite altérée ainsi que des quartz détritiques corrodés; des vides ont été remplis secondairement par de la calcite.

La surface altérée est recouverte par un lit de silice amorphe : un équilibre d'oxydo-réduction s'est produit lors d'une phase de "non-dépôt" entre le Trias et le Domérien qui le recouvre. La silice peut provenir soit des quartz corrodés soit du Domérien qui contient toujours une certaine proportion de silice.

Au-dessus du lit de silice s'est développée une calcite à gros cristaux palissadiques; vers le haut les cristaux se présentent en grains qui deviennent de plus en plus petits vers la surface; ils sont associés à des grains de quartz corrodés et des grains de pyrite.

Un nouveau lit de silice amorphe, très irrégulier, avec grains de calcite et de quartz (assez "frais") constitue la partie externe de l'encroûtement.

Parmi les masses triasiques, se rencontrent quelques amas de barytine fibroradiée associée à de la calcite et dans une moindre mesure à de la silice. Les matériaux calcitiques et siliceux des encroûtements proviennent peut-être en partie de la remobilisation des minéraux de ces amas cristallisés situés à proximité.

A l'Est, les blocs sont en contact avec des niveaux domériens de calcaires et de marnes, subverticaux, en petits bancs décimétriques (13); ils offrent l'aspect de terrains préalablement glissés par paquets. Les pendages, autour de N30-85° WNW sont en majorité en concordance avec la surface supérieure des blocs.

Certains "paquets" de couches calcaires et marneuses sont soit pris en écharpe, soit traversés par des niveaux "stratifiés" de calcite, silice et oxydes de fer, dont la surface ondulée et craquelée rappelle certaines figures de hard ground.

Certains de ces "filons" lités se cantonnent dans le Domérien; d'autres prennent naissance sur les encroûtements au-dessus des dolomies et émettent des prolongements dans les niveaux domériens (figure n°16) : une partie au moins de la calcite et de la silice s'est mise en place après l'arrivée du Domérien sur le Trias.

Les barres de Domérien sont en outre recoupées par quelques filons sédimentaires calcaires.

Vers le haut de la coupe, le Domérien (14) toujours proche de la verticale, est représenté par de gros bancs calcaires discontinus et noduleux, entre lesquels s'intercalent de minces niveaux de marnes; puis l'on retrouve les alternances de bancs plus réguliers calcaires et marneux (15), plus classiques des faciès domériens du haut des coupes 2 et 3.

◦ Coupe 5 du SW au NE

La coupe 5 a une base commune avec la C4; dirigée vers le NE, elle recoupe les mêmes bandes de Terres Noires et de Carbonifère; la calcite affleure en deux gros filons distants d'une vingtaine de mètres.

Au-dessus de la zone des filons (4 et 6 sur la coupe) correspondant à C4-(6), la C5 diffère de la précédente coupe par l'apparition d'autres calcites et l'on y retrouve (comme en C2 et C3) en abondance des niveaux du Trias supérieur.

La C5 montre au-dessus du gros filon (6) :

un premier gros banc dolomitique (7), surmonté de marnes (8) puis de calcaires et marnes (9) domériens, puis une deuxième masse dolomitique (10), à laquelle succède une formation marneuse (11) domérienne contenant de nombreux blocs métriques à décimétriques de calcite, de cargneules, de Rhétien (schistes noirs, calcaires et quartzites), parfois accompagnés de brèches; vient ensuite un filon de calcite (12) disloqué en gros blocs, contre lequel repose une barre également disloquée de dolomies (13); localement, vers le bas, des marnes (domériennes ?) viennent recouvrir l'un des blocs dolomitiques, tandis que vers le haut de la barre (13), environ 2,50 m de schistes noirs et grès houillers succèdent vers l'Est aux dolomies. Sur plus de 20 m ensuite se développe une formation (15) à blocs (métriques à pluri-métriques) très disloqués parfois bréchiques, issus de calcaires et de schistes noirs rhétiens, et de dolomies triasiques principalement.

Les blocs sont enrobés dans une matrice argileuse et bréchique (éléments hétérogènes du mélange).

Entre les blocs s'observent des niveaux moins compétents, marneux, visiblement issus d'un mélange sédimentaire à partir d'un matériel d'âge rhétien et keuper supérieur et de dolomies altérées (aspect sableux).

A la surface des marnes se remarquent d'importants dépôts sulfatés (oxydation des pyrites du Trias).

Au sommet de la formation (15) on peut reconnaître quelques bancs calcaires et marneux du Domérien (16); ils sont surmontés par du Houiller (17) puis par une grosse barre dolomitique.

◦ Coupe 6 : SW-NE puis vers l'amont : Ouest-Est

Cette coupe ne présente pas de différences notables avec les deux précédentes quant à sa partie inférieure; sa moitié supérieure montre essentiellement le Domérien marno-calcaire et le Trias dolomitique, on y retrouve de nombreux filons calcitiques. Les gypses (1) enveloppent en partie les Terres Noires (2); ces dernières sont très altérées, elles contiennent, à proximité des gypses, quelques lentilles gypseuses, de très nombreux grains de pyrite et de calcite.

La calcite apparaît en petits filons subparallèles à la stratification, de plus en plus épais et nombreux vers le haut de l'affleurement de Terres Noires.

Les pendages du Jurassique varient beaucoup : de 40° à 80° vers le NNE au bas et au sommet des affleurements, tandis qu'à mi-pente, ils plongent à l'Ouest de 40°.

Localement on observe une schistosité verticale à N135.

Un très mauvais affleurement de Carbonifère (3) vient dans le prolongement de ceux des coupes précédentes, avec également un filon calcitique sub-horizontale.

A l'Est du Carbonifère (limite cartographique verticale) se développe un ensemble à dominante calcaire du Domérien (4); très disloqué, il est globalement orienté à N18-90°. Une arête formée de gros filons de calcite (5) surgit verticalement au travers des formations domériennes (4) et (6) (suite des filons des coupes C4 et C5).

A l'Est du filon principal, le Domérien marno-calcaire contient de nombreux filons calcitiques de moindre importance (décimétriques à 1,30 m) qui sont parfois fragmentés en blocs; certains sont parallèles à la stratification du Domérien, la plupart la recourent; localement les marnes domériennes se "moulent" autour des blocs calcitiques. Certains filons présentent de beaux stylolites. Dans cet ensemble assez chaotique "émergent" des blocs dolomitiques dont certains présentent des contacts avec les marnes domériennes qui permettent de les interpréter comme des olistolites.

Légèrement au Nord de la coupe le Domérien calcaréo-marneux (6 et 8) dessine un pli antiforme (N175-23° S) qui paraît envelopper les importantes masses de calcaires dolomitiques tâchetés du Muschelkalk (7 sur la coupe). Les énormes blocs occupent le fond d'un ravin "touffu" qui n'autorise pas l'observation des contacts Domérien-Muschelkalk malgré les trous et pistes de blaireaux.

Le plus imposant des blocs constitue la "dent" qui porte le nom de "Pierre Barnaraye". Une quinzaine de mètres au Sud de "Pierre Barnaraye", on note la présence de faciès quartzitiques fins rappelant les niveaux de passage du Trias inférieur au Trias moyen avec des figures de ripple-marks et moules en creux de trémies de sel (voir : Mirau page 63 (Vermeil) et Barles page 151). Vers 840 m au-dessus du Domérien s'observent des schistes carbonifères en très mauvais état.

◦ Conclusions sur les coupes 4, 5 et 6

Les gypses, les Terres Noires et l'essentiel du Carbonifère constituent les affleurements dans leur partie inférieure. Les différents terrains qui se succèdent dans la partie supérieure, s'inscrivent dans le même schéma tectono-sédimentaire que celui qui a été proposé plus au Sud (C2 et C3).

Le Domérien est toujours abondamment représenté; les différents niveaux de mélanges à matériel de Carbonifère et de Trias se retrouvent interstratifiés entre divers ensembles calcaréo-marneux domériens; le Domérien est également mêlé aux éléments des mélanges dont il constitue parfois la matrice.

Les brèches sédimentaires à éléments de Carbonifère (C4) occupant des fentes situées à la base de blocs dolomitiques bréchifiés, soulignent une interpénétration de différents matériaux (qui s'explique bien par une mise en place sous-aquatique).

Comme en C2 et C3, les contacts sont pour la plupart sédimentaires; la tectonique alpine est relativement discrète au sein des mélanges stricto sensu; elle s'exprime mieux dans des niveaux plus homogènes comme les Terres Noires et les séries plus complètes du Domérien calcaréo-marneux (à proximité de Pierre Barnaraye par exemple).

Avec les trois coupes apparaît un élément nouveau dans la structure de la rive gauche de la Gypièrre : un important réseau filonien.

Les gros filons de calcite épais de plusieurs mètres constituent, pour les principaux, une crête de dimension hectométrique alignée selon la direction générale des affleurements : à N12.

Les filons sont parfois disloqués, et paraissent en blocs épais dans les marno-calcaires domériens, certains semblent repris en olistolites, dans la sédimentation liasique au même titre que les blocs de dolomie qui les accompagnent.

A proximité de Pierre Barnaraye, ces filons fragmentés qui présentent des traces de tectonique (surfaces listriques, stylolites) suivent en gros la déformation des couches domériennes (antiforme N5).

Il est vraisemblable que nous soyons ici en présence de plusieurs générations de filons calcitiques.

De même, il existe plusieurs phases d'élaboration de "croûtes" et "filons" stratifiés à calcite, silice, oxydes de fer; on les observe aussi bien sur les blocs de Trias qu'à l'intérieur des niveaux domériens remaniés. L'étude en lame mince ainsi que les observations au niveau des affleurements nous conduisent à envisager de nombreux transferts de matière, des circulations de fluides chargés en minéraux; le drainage puis les dépôts s'effectuent aux interfaces entre différents ensembles rocheux. Certaines "croûtes" ont pu s'élaborer au contact de l'eau marine lors de périodes de non dépôt : par exemple sur des blocs de Trias de la C4, ou sur certains bancs et blocs de mélanges de la C3, les supports étant déjà remaniés.

2.c. Ravin de Gypièrre partie amont : coupes 7 à 11 (figures n°9 II à 13 II)

Entre Pierre Barnaraye au Sud et les Terres Noires de la Blachère au Nord, seuls quelques fonds de ravins et trois grands arrachements offrent de bonnes coupes (7 à 11) dans cette bande centrale à Carbonifère. La végétation est très abondante.

Dans cette partie nord de la Gypièrre les coupes s'organisent en trois niveaux principaux : la base est occupée par des gypses puis vient une formation de mélanges où domine le Carbonifère; la partie supérieure est représentée par des faciès marno-calcaires très particuliers surmontés par des calcaires roux très fracturés du Domérien.

◦ Coupe 7 (première zone d'arrachements) (figure n°9 II)

Le bas du ravin est occupé par des marnes gypseuses "reconstituées" à partir de blocs de gypse, de dolomies, d'argilites du Trias; le tout étant surmonté par des gypses dont la structure en lits subhorizontaux a été conservée.

Après une zone éboulue contenant des éléments de Houiller, de Terres Noires et de dolomies, paraissent les "mélanges" en place. Ces mélanges sont essentiellement constitués de gypses triasiques et de Carbonifère finement détritique. Dans cette formation on note deux niveaux charbonneux discontinus :

- le premier sert de joint entre des mélanges (gypses-Carbonifère) et des dolomies bréchiques envahies de calcite situées au-dessus;
- le deuxième est interstratifié entre des grès clairs fins à interlits schisteux; assez bien conservé, il a une épaisseur de 20 cm.

En haut des mélanges, de grands ravinements révèlent un ensemble très disloqué, essentiellement marneux; quelques bancs calcaires, discontinus, soulignent la structuration subverticale de la formation; des fragments de filons calcitiques en occupent la base. Les coupes suivantes offrent de meilleures conditions d'observation de ce Domérien (pro-partie?).

◦ Coupes 8-9-10 (deuxième zone d'arrachements) (figures n°11 II et 12 II)

◦ Coupe 8

Cette coupe ainsi que la suivante permet d'étudier la structure des gypses et leur relation avec le Carbonifère.

Les escarpements sont formés d'une succession de niveaux sub-horizontaux à gypses principalement, et à débris de sédiments houillers.

Sur la figure de détail n°10 II sont représentés :

en (1) : des gypses "purs"; puis au-dessus (2), une bande de 2 m d'épaisseur, essentiellement constituée de matériel charbonneux houiller, incluant de petites lentilles de gypses; puis en (3) et (4) à nouveau des gypses à lentilles ou à interlits charbonneux, surmontés en (5) par un niveau de Carbonifère puis de gypse en (6).

Sur cette même figure, en deuxième plan (séparé par un ravin), nous observons en (7) une brèche rouge très altérée; essentiellement gypseuse, elle contient en outre des débris de dolomies triasiques et de schistes et grès houillers.

Au-dessus viennent des sédiments carbonifères très altérés : grès fins et schistes gréseux à joints jaunes où paraissent de grandes aiguilles de gypse (altération de pyrite), puis des schistes très charbonneux (presque du charbon). Un bloc (9) de gypse de près de 5 m de haut émerge des sédiments carbonifères; à la partie supérieure du bloc ces derniers deviennent très argileux (10).

Tout à fait en arrière plan (11), les arrachements intéressent les marnes domériennes (C9).

EST
↑

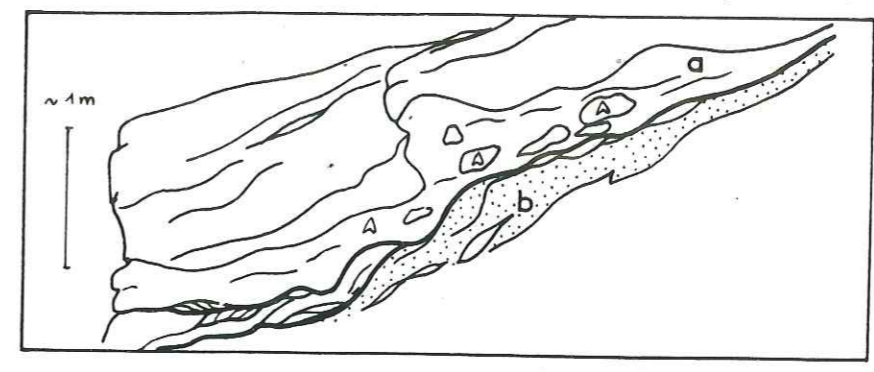


- A : gypses
- gypses et débris carbonneux
- charbon broyé et argiles carbonneuses
- XXX brèches

(figure n°17) ASPECT DES AFFLEUREMENTS DE GYPSE AU-DESSUS DU HOULLER DE LA COUPE 9

• Coupe 9

Le bas de la coupe, moins éboulé qu'en C8, offre des affleurements de gypses lités, présentant un aspect "d'écoulement" (figure n°18), les niveaux ont flué à partir de / et sur :



(figure n°18)
FIGURES DE GLISSEMENT
DANS LES GYPSES.

- (a) un lit de brèches de gypses (parfois en blocs);
- et (b) un lit d'aspect charbonneux issu de mélanges de matériels gypseux et carbonneux; à l'intérieur du lit la structure est amygdalaire.

Une vingtaine de mètres au-dessus de ces niveaux gypseux, pointent dans le ravin des schistes gréseux du Carbonifère, parcourus de filonnets de pyrite et de chalcopryrite. Le Carbonifère se développe sur 5 à 6 m; les faciès en sont finement détritiques, organisés en petits bancs (5-10 cm) parallèles; les pendages sont assez homogènes 50° à 70° vers l'Ouest.

Les pyrites très abondantes également en grains, donnent en s'altérant des filonnets de gypse à l'interface de lits gréseux. Après les orages, l'or des fous se répand en paillettes sur les boues noires et plastiques chargées de charbon....

Au petit affleurement de Houiller succèdent les mélanges qui dessinent dans la topographie des escarpements (une trentaine de mètres) (figure n°17). La formation est structurée verticalement et de direction méridienne. Le Carbonifère, lorsqu'il paraît au sein de la masse et surtout à la base, est parcouru de failles également méridiennes (Nord-Sud). Beaucoup de gypse est injecté dans les fractures et "s'enroule" autour des blocs (gypse, brèches...) qui composent cet amalgame, donnant un aspect très tourmenté à l'affleurement.

Comme en C8, les niveaux charbonneux et gypseux sont intimement mêlés; la partie haute des gypses présente une structuration sub-horizontale qui contraste avec la base. Le haut de la coupe sera décrit avec la C10.

• Coupe 10

Au-dessus des gypses (1), puis de la formation (2) à gypses bréchiques en masses métriques à plurimétriques intercalées de niveaux charbonneux et débris de grès et schistes houillers micacés, viennent des brèches (3) souvent rouges riches en oxyde de fer, où sont mêlés des éléments de Trias (dolomie, gypse) et de Houiller. Des gypses translucides bien cristallisés associés à ces brèches, proviennent de l'altération des pyrites (Carbonifère) qui s'y trouvent en abondance.

Des schistes et grès moins micacés, très disloqués surmontent les brèches, ils sont suivis par un ensemble mieux structuré - toujours d'âge carbonifère - et présentant une schistosité à N55-86° NW.

Au-dessus, vient une alternance de bancs calcaires et gréseux, décimétriques d'aspect noduleux, et de niveaux marneux assez indurés. Certains de ces bancs à dominante gréseuse, montrent des stratifications obliques.



(figure n°19) ARRACHEMENTS DANS LE DOMERIEN; SOMMET DES COUPES 8 ET 9.

A ce niveau sur la coupe, un bloc bréchiq (malheureusement isolé) a permis quelques observations intéressantes à l'échelle de la lame mince (planche n°2-B) :

- certains éléments de la brèche peuvent être rattachés au Carbonifère : grès fins, débris de matière organique, micas flottés d'assez grande taille;
- d'autres sont des fragments de calcaires à spicules de spongiaires, parcourus de quelques filonnets de silice et de calcite;
- le ciment est calcaire, micritique, avec quelques spicules et rares petits quartz détritiques.

Je n'ai malheureusement pas retrouvé le banc en place, bien que l'échantillon récolté doive appartenir à la formation détritique décrite au-dessus.

Au-dessus de cette dernière vient la formation marneuse contenant des bancs disloqués de calcaires, fragmentés, souvent de forme boudinée. En lame mince, les faciès sont ceux de calcaires micritiques à spicules plus ou moins abondants selon les niveaux. Je n'ai pas trouvé de microfaune permettant de dater sûrement la formation mais les faciès sont proches de ceux du Domérien. La particularité de la formation vient d'une part de l'aspect des bancs, d'autre part de son organisation en bandes plus ou moins parallèles et de coloration jaunâtre ou grise selon la quantité de calcaire (patine jaunâtre) contenue dans les marnes (gris sombre).

Les figures n°19 et 12 II montrent l'aspect très disloqué et l'organisation en paquets ou en bandes de la partie haute du cirque. Dans le quart inférieur des marnes se suit un filon de calcite de 0,60 à 1,20 m d'épaisseur, il traverse de part en part le versant avec un pendage moyen de N33-55° SE. Aucune surface listrique n'est visible. Il constitue la suite des barres de calcite observée au Sud. D'autres filons paraissent au sein des marnes mais ils sont discontinus; la calcite se présente également en blocs isolés.

Au sommet de l'arrachement, les marnes sombres emballent des fragments de calcaires noduleux qui rappellent le Dogger (?); au-dessus un niveau très noir trahit la présence de schistes gréseux et charbonneux houillers. Ces derniers supportent quelques blocs métriques d'Hettangien et un niveau de marnes grises très altérées (origine ?) qui repose contre des calcaires très fracturés à patine roussâtre du Domérien (figure n°12 II).

Une partie du Houiller est mélangée avec des éléments calcaires isolés; il est possible que certains niveaux très sombres de l'ensemble marno-calcaire doivent leur couleur à un apport d'éléments détritiques très fins de Houiller.

* Quelques réflexions sur le "Domérien" des coupes 7 à 10

Les formations qui surmontent les mélanges de Trias gypseux et de Houiller, présentent des figures de glissements synsédimentaires, les sédiments étant totalement consolidés (aspect de bancs disloqués) lorsque se sont produits les glissements.

La base de la formation présente des niveaux gréseux avec parfois un litage oblique. Certains faciès bréchiq remanient du Carbonifère. A plusieurs niveaux sur la coupe s'observent des calcaires à spicules de spongiaires.

Ces observations nous permettent de voir dans les différents faciès à la fois des écoulements turbides et des glissements de "paquets" de roches à partir d'un talus sous-marin où devait affleurer le Carbonifère, talus que nous n'avons jusqu'ici pas rencontré.

Les faciès des niveaux glissés en masse étant plutôt "profonds" et connaissant l'existence de glissements plus tardifs (syn-Terres Noires), on peut envisager pour cette formation, plusieurs étapes de mise en place :

- .. une sédimentation "profonde" en aval d'une zone haute limitée par un talus;
- .. un jeu de faille normale, "déplaçant" le talus et relevant une partie du compartiment jusque là affaissé;

.. les sédiments "profonds" plus ou moins indurés sont remobilisés et glissent dans la zone restée dans le domaine de "bassin".

L'absence de faune caractéristique ne permet pas de dater le deuxième événement.

.. Sur l'ensemble glissé, arrive un stock d'olistolites à éléments carbonifères et liasiques; nous verrons plus loin à l'aide des coupes effectuées plus à l'Est quelques interprétations possibles de l'ensemble de ces structures.

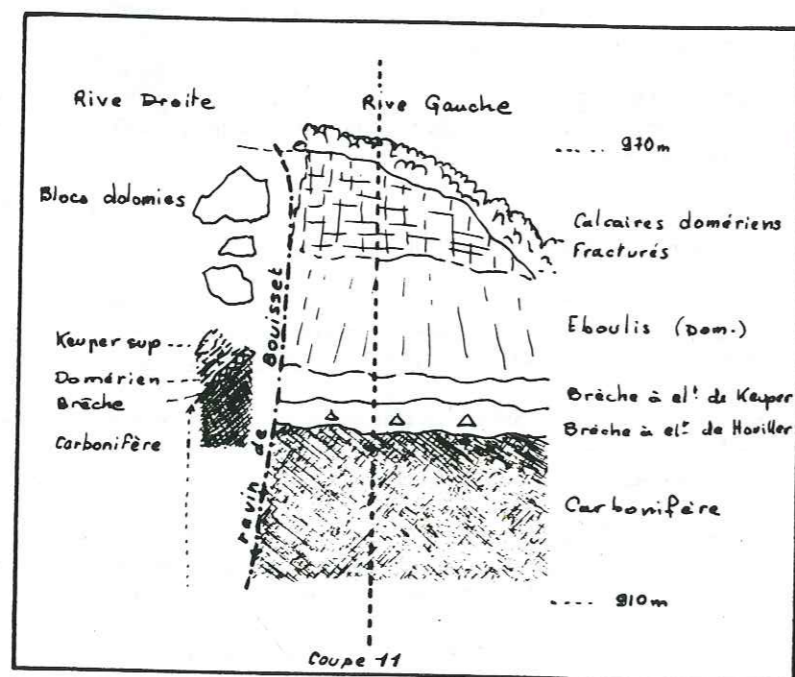
La formation domérienne n'est pas très tectonisée; l'aspect de glissement ne peut être dû à un phénomène quaternaire, les faciès précédemment décrits n'affleurant pas au-dessus des coupes.

La continuité cartographique des filons de calcite qui se sont développés au bas de la formation marno-calcaire, et qui viennent dans le prolongement des gros filons des C4-6 permet d'ailleurs de repousser l'hypothèse de glissements importants sur le versant.

* Coupe 11 - Ravin de Bouisset (figures n° 12 II et 13 II)

Le ravin de Bouisset s'est creusé vers l'Ouest dans les Terres Noires occidentales et les gypses. Vers 830 m, alors que la rive droite est encore occupée par des gypses, en rive gauche, une dizaine de mètres au-dessus du talweg, des éléments gréseux de Carbonifère paraissent sous le couvert végétal. Le fond du ravin est obstrué par de nombreux blocs calcaréo-dolomitiques et cargneulitiques du Trias. Après le confluent du ravin de Bouisset avec un ravin descendant du NE, affleure le Carbonifère (dans et entre les deux ravins).

Dans le ravin de Bouisset (Sud) - coupe 11 - le Carbonifère se suit sur une cinquantaine de mètres, cependant les niveaux inférieurs paraissant entre d'épaisses formations d'éboulis, semblent provenir de glissements sur le versant.



(figure n°20) AFFLEUREMENTS AUTOUR DE LA COUPE 11; HAUT DU RAVIN DE BOUISSET.

Le schéma n°20 montre l'aspect de l'affleurement. A la base, le Carbonifère en place présente des faciès détritiques fins : essentiellement des grès clairs en plaquettes, de pendage N55-40° SE.

Dans la partie moyenne de la coupe dominant des faciès pélitiques noirs très pyriteux (pendages toujours vers le SE), puis le haut du Houiller est à nouveau surtout gréseux. Parmi les bancs de grès fin de la base et du sommet, bien que le litage soit généralement parallèle, on trouve quelques figures contournées, de microslumps témoignant de glissement sur le fond.

Le Carbonifère est surmonté par un niveau gypseux et bréchique à éléments de Houiller, et supporte de gros blocs dolomitiques éboulés. Vient au-dessus un nouvel ensemble bréchique très argileux, provenant de la désagrégation de pélites claires du Keuper.

Un grand épandage d'éboulis issus des calcaires roux du Domérien masque les affleurements intermédiaires : peut-être des faciès plus marneux du Domérien, comme sur les coupes précédentes. L'ensemble de ces observations intéresse principalement les arrachements de la rive gauche et du fond du ravin.

La rive droite beaucoup plus escarpée et passablement envahie de genêts offre quelques observations complémentaires.

Le Carbonifère affleure 2 à 3 m plus haut qu'en rive gauche et présente des bancs de grès grossiers, clairs. Ce Houiller est surmonté et incrusté par un niveau bréchique riche en oxyde de fer et contenant des éléments appartenant au Carbonifère et au Domérien. Cette brèche (0,50 à 1 m et plus) supporte du Domérien calcaréo-marneux dont certains bancs sont bréchiques (éléments de calcaires domériens), et des blocs de Trias : pélites grises du Keuper et dolomies.

Les dolomies bréchiques situées en haut de la coupe sont visiblement en place; leur font suite des calcaires rhétiens qui dessinent une structure antiforme (3 m sur 10 m), puis une barre calcaire (1 m d'épaisseur) probablement hettangienne. Un éboulis uniquement constitué de Domérien signale la proximité immédiate de ce dernier à l'affleurement.

Le versant situé entre les deux ravins principaux (C11) est très éboulé et broussailleux, de grosses barres subverticales de dolomies ou des blocs isolés en émergent. Associés à ces blocs se perçoivent par place des schistes houillers très altérés. Sous un des blocs du sommet de la formation s'observent des marnes tectonisées; ces niveaux écrasés correspondent vraisemblablement à des Terres Noires. Vers le haut, les éboulis sont nourris par l'Hettangien et le Sinémurien qui n'affleurent pas franchement.

Le ravin septentrional offre en rive droite une coupe d'une quinzaine de mètres de Carbonifère, mais l'état de la roche ne permet pas une étude détaillée (page 171).

Au-dessus des arrachements (Carbonifère), tant sur le versant que dans le fond du ravin, se développent des formations d'éboulis envahis par la végétation. Par place paraissent encore quelques éléments de grès mais ici les faciès sont très grossiers, microconglomératiques. Certains bancs en place affleurent vers 950 m d'altitude; bien que plus altérés, les faciès et leur patine rappellent le Carbonifère des Moulières.

Le Werténien occupe le col situé entre Champ Long et le sommet 1063; de gros bancs métriques de quartzites à taches rouges constituent une barre de la base de la butte 1063. Cette dernière supporte deux autres barres (3 m) : l'inférieure est constituée de calcaires dolomitiques sombres du Muschelkalk, la supérieure, de calcaires hettangiens.

* Conclusion C11 - Bouisset

Les affleurements de Carbonifère prennent de l'importance dans ce secteur nord de la Gypière.

On observe localement au-dessus d'un de ces affleurements une brèche calcaire à éléments de Houiller; cette brèche reposant sur des barres de Carbonifère et supportant à la fois du Domérien marno-calcaire et des mélanges à base de Trias supérieur, souligne une fois de plus la nature sédimentaire des contacts entre différents terrains principalement entre Houiller et Domérien.

• Conclusion sur les coupes 7 à 11

Sans reprendre ce qui a été vu lors de conclusions partielles notons que ce secteur nord de Gypièrre ne présente pas de différences fondamentales avec la partie aval. L'organisation des terrains résulte d'une tectonique jurassique : le jeu des failles normales crée des talus instables qui alimentent les zones affaissées en détritiques fins, brèches, olistolites, et pans rocheux.

Le Carbonifère est nettement plus abondant qu'au Sud, le Trias inférieur également, mais cette fois encore le contexte géologique montre qu'il est impossible "d'enraciner" le "socle anté-triasique" à l'aplomb des coupes; il appartient encore aux mélanges.

Le contact sédimentaire entre Houiller et Domérien est localement et une fois de plus nettement sédimentaire. La base des coupes montre les gypses et le Carbonifère fortement imbriqués.

C. CHAMP LONG VERSANTS SSE ET EST (figure n°14 II)

1. VERSANT SSE (figures n°15 II, 16 II et 17 II)

Le versant SSE de Champ Long est essentiellement constitué de Lias.

Je décrirai plus particulièrement la zone d'arrachements située au Sud du sommet (coupe 12 et annexes) et la crête est qui descend du sommet vers le torrent de Vermeil et Clamensanne.

1.a. Coupe 12, C12 Ouest et C12 Est

- La moitié inférieure du relief est occupée par le Sinémurien qui dessine des plis (axes N130 à 174 avec des plongements de valeurs variables mais toujours dirigés vers le SE ou le SSE); localement, à la base, l'Hettangien et le Rhétien calcaires sont visibles au cœur d'un pli.

Dans l'ensemble les pendages du Sinémurien sont très redressés ce qui les fait affleurer sur plus de 100 m de dénivelée sur le versant;

- au sommet du relief les calcaires roux très fracturés du Domérien, dominant en falaise les ravinements (figure n° 21);

- entre le Domérien et le Sinémurien, une zone complexe, et plissée, se trouve pincée.

A partir de la crête est, et regardant vers l'WSW (figure n°16 II) on remarque entre le Sinémurien et le Domérien calcaire une succession verticale de bandes de terrains de couleur et de composition différente, en particulier une bande gris jaunâtre se détache au milieu de deux zones sombres et rousses.

A l'extrémité ouest de cette zone d'arrachement, se voit une petite falaise très fracturée (C12 Ouest). Bien que l'état de la roche et l'accès de l'affleurement ne se prêtent pas à l'observation des contacts, on peut noter la succession des niveaux suivants :

- Au-dessus du Sinémurien (1), affleurent sur plusieurs mètres des alternances de marnes sombres et de calcaires à patine rousse, dans lesquels se reconnaît le Domérien (2); puis s'élève une barre de calcaires massifs en gros bancs, gris clairs (3) sur environ 6 m; cette dernière est surmontée par un ensemble (4) de calcaires gris clairs intercalés de marnes à débris (Bajocien); les calcaires (3) montrent un pendage plus accusé que les niveaux (2) et (4), le Bajocien paraît discordant sur (4); les marno-calcaires sont surmontés à leur tour par des calcaires à entroques en gros bancs (5) également plus clairs en surface; ils sont corrodés et enduits d'encroûtements stromatolitiques (ces niveaux rappellent le Toarcien; la microfaune indique seulement un âge plutôt Lias que Dogger). Au-dessus reposent les calcaires roux domériens (6).



(figure n°21) LE DOMERIEN CALCAIRE DU SOMMET DE CHAMP LONG.

A proximité immédiate de cette coupe, j'ai récolté - malheureusement dans les éboulis - une ammonite : *Aegoceras capricornu* qui signale le Carixien; peut-être faut-il y rattacher la barre calcaire (3) ?

Vers l'Est (C12) le Domérien, plus calcaire qu'en (2), surmonte presque en conformité de pendage le Sinémurien; le contact n'est pas broyé, seulement souligné par un ou plusieurs filons décimétriques de calcite. A quelques mètres de là on peut voir le contact se verticaliser. Sur cette coupe des niveaux marneux intercalés de petits bancs calcaires à entroques succèdent à ce Domérien. Ces niveaux très disloqués par la tectonique, ne représentent guère plus d'un mètre d'épaisseur et sont surmontés par quelques gros bancs comparables à (5). Après quelques éboulis se développe une série marno-calcaire du Bajocien.

Au-dessus de la formation bajocienne, se retrouvent - sans contact visible - de gros bancs à entroques analogues à ceux qui affleuraient au-dessous.

Entre la falaise "domérienne" et ces niveaux à l'aspect corrodé se remarquent des bancs calcaires à patine rousse, riches en entroques et comportant des interlits marneux sombres, qui dans le secteur de Clamensane correspondent à des faciès du Domérien supérieur.

Quelques mètres à l'Est de la C12 (C12 Est) s'observe sous le Bajocien une zone très plissée (figure n°17 II).

Le cœur du pli faillé principal est occupé par des marnes très noires et très écrasées que je n'ai pu dater; les faciès s'apparentent à certains niveaux du Lias supérieur (Aalénien). Les marnes sont pincées entre de gros bancs calcaires à entroques (Bajocien).

Un accident met en contact le flanc cisailé du pli avec des niveaux à dominante marneuse du Domérien.

Ces niveaux domériens, bien que très affectés par la tectonique alpine, paraissent de plus porter les traces d'une tectonique synsédimentaire : une faille N170-30° W sépare les niveaux calcaréo-marneux à l'Est de niveaux détritiques et bréchiques à l'Ouest; la brèche qui tapisse le plan de faille paraît alimenter de minces lits bréchiques dans les niveaux marneux situés sous un gros banc calcaire; ce gros banc a pu être daté du Lias moyen tendant ainsi à confirmer le dispositif synsédimentaire.

Le secteur étant particulièrement tectonisé, nous attendons d'avoir d'autres indications sur la structure de Champ Long pour proposer un schéma de mise en place des différents niveaux impliqués dans ce versant.

1.b. Crête Est - coupe 13 (panorama CHL 1 et 3) (figures n°15 II et 17 II)

A partir du torrent de Vermeil, d'Est en Ouest, on franchit une première barre très redressée (N170-76° E à la base, puis N164-70° ENE), de calcaires gris à chailles (1) typiques du Carixien. Vient ensuite sur une dizaine de mètres l'alternance marneuse et calcaire du Domérien (2); ce dernier repose sur une seconde barre de Carixien (les pendages sont toujours comparables : N165-79° ENE). Ces calcaires à chailles sont couronnés par un hard ground; un deuxième hard ground est visible environ 60 cm au-dessous du premier.

La barre du Carixien (3) dessine un grand pli (N168-2° S), puis elle se redresse (N172-42° E) et constitue l'ossature de la crête de Champ Long jusqu'à la cote 850.

On note donc un niveau domérien intercalé entre des barres "carixiennes", l'ensemble ayant la même polarité, il ne s'agit pas d'un pli. Le contact entre le hard ground de (3) et le Domérien n'est pas tectonisé; de même je n'ai pas observé de niveau broyé entre les niveaux marno-calcaires et les calcaires (1); ces derniers sont néanmoins disloqués ainsi que les marnes sous-jacentes.

Le versant sud apporte quelques renseignements complémentaires sur ce dispositif :

- la barre (1) est très diaclasée, essentiellement dans le plan horizontal, c'est-à-dire perpendiculairement aux couches; certains de ces plans sont des fractures ouvertes remplies de calcite;

- des éboulis masquent en partie la zone où devrait apparaître la base des affleurements domériens. Ces éboulis alimentés par le Domérien tapissent des calcaires très diaclasés dans lesquels on peut reconnaître un Carixien très "altéré" par la fracturation. Ainsi lorsque l'on suit le bas du versant - depuis la barre (1) jusqu'au Sinémurien sous-jacent à la barre (3) - on ne voit affleurer que le Carixien - toujours très fracturé longitudinalement.

La coupe 14 apportera quelques éclaircissements sur cette structure (page 50 à 53).

Au sommet de l'affleurement, le Carixien se termine par un niveau très disloqué marquant le passage d'un accident qui s'aligrie vers l'Ouest sur le contact apparemment peu tectonisé Sinémurien - Domérien.

La faille (N17-80° WNW, normale ?) sépare le Carixien d'un niveau broyé où l'on reconnaît des bancs de Sinémurien (pendage : N20-86° WNW). Ces bancs semblent se raccorder (?) plus bas aux couches boudinées de la série normale du Sinémurien sous le Carixien.

Au-dessus des niveaux bréchifiés à Sinémurien s'observe un niveau calcaire bréchique (5) à débris fossiles et plus faiblement penté au Nord que le "Sinémurien". Ces calcaires bien que très abîmés paraissent correspondre à une surface durcie : elle est corrodée et enduite de produits ferrugineux. Malgré une certaine recristallisation, on peut voir en lame mince des lits de pyrite entre différents lits de micrite ou de microsparite; les niveaux bréchiques n'apparaissent qu'au-dessous. Quelques rares foraminifères donnent un âge peut-être Lias supérieur...

Au-dessous de ces niveaux corrodés viennent des marnes noires micacées domériennes (probables) puis une petite barre de calcaires roux (domériens) (les couches sont très peu pentées) et enfin à nouveau des marnes et calcaires domériens. Sans contact visible avec le Domérien (6), on peut voir légèrement au NE de la crête débiter une série de calcaires blancs (7) à débris de fossiles et traces de matière organique (Lias supérieur à Dogger) et où s'observent à la base des bancs des figures de glissement (en moyenne : N74 vers l'Ouest?).

Quelques mètres plus haut sur la coupe, des faciès calcaires bioclastiques (bancs décimétriques à fins interlits ou joint marneux) du Bajocien (8) dessinent de larges plis. Certains bancs nettement détritiques présentent un graded bedding avec à la base un niveau de petits galets progressivement remplacés par des détritiques plus fins vers le haut, en particulier par des débris d'organismes (lits d'entroques puis débris coquilliers plus fins).

Les galets proviennent d'un remaniement de la formation elle-même. Parmi ces galets se reconnaissent de petits *Stephanoceras* et *Sphaeroceras* "roulés". A la surface de certains bancs, des figures de courant visibles au sommet d'une formation relativement grossière, ont été fossilisés par des encroûtements phosphatés.

La série bajocienne paraît en position normale dans son ensemble. Mais il est regrettable pour bon nombre d'autres niveaux de ne pas bénéficier de critères de polarité.

Succédant aux calcaires blancs biodétritiques, le Dogger paraît à nouveau, dans une zone accidentée, sous ses faciès plus marneux et moins détritiques (9). Ces derniers prennent de l'ampleur vers l'Ouest (coupe n°12). Ils sont dominés par les calcaires roux du sommet de Champ Long (11). Comme sur la C12, à la base de la "falaise" se remarquent des calcaires noirs à patine très rousse (10), pétris d'entroques (Domérien supérieur ? polarité de la série ?).

1.c. Extrémité Ouest du flanc SSE de Champ Long

A l'Ouest des grands arrachements de Champ Long SSE, le versant est constitué de Domérien (calcaréo-marneux) et de Sinémurien. La limite - rarement visible - plonge vers l'Ouest au NW de la Forge; le Domérien occupe ainsi à lui seul la retombée de Champ Long vers la Gypièrre. Il a été décrit dans le chapitre "Gypièrre" page 21.

Notons dans ce secteur, au sommet du Sinémurien, des niveaux de bancs calcaires à patine rousse intercalés de marnes sombres qui rappellent par leur aspect le Domérien; quelques gryphées dont certaines assez larges témoignent de la situation "infra-carixienne" de ces niveaux.

1.d. Quelques conclusions sur le versant SSE de Champ Long

Sur ce versant n'affleure plus ni socle "antétriasique", ni formations évaporitiques du Trias, ni Terres Noires; hormis quelques bancs du Rhétien, l'ensemble est constitué de Lias et d'un peu de Dogger. Le sommet du relief, essentiellement constitué de calcaires domériens, est en contact faillé avec des séries plissées : pour la plupart, des formations du Sinémurien, mais également des formations plus marneuses et incompetentes comme le Bajocien et certains faciès de Domérien. Dans le Bajocien certains faciès et figures sédimentaires témoignent de l'instabilité du fond et d'un fort hydrodynamisme.

Le Domérien présente des indices de tectonique synsédimentaire.

Ce secteur n'a plus l'aspect chaotique de la zone des mélanges stricto-sensu. La tectonique plicative est importante; elle est favorisée par l'étendue des formations incompetentes; peut-être aussi l'orientation des coupes favorise-t-elle l'observation de charnières...

2. VERSANT EST DE CHAMP LONG COUPES 14 ET 15

2.a. Coupe 14 (figures n° 18 II et 22)

Base de la coupe (figure n°22)

A partir du lit du Vermeil, la pente de Champ Long qui s'élève en direction du sommet 1063 - Sud -, est occupée à la base par des calcaires et marnes domériens (1). Le vallon qui entaille le versant permet d'observer sous les alternances domériennes, les calcaires à chailles du Carixien (2), couronnés par un hard ground (N167-70° E).

Un peu plus haut sur la pente entre 720 et 740 m d'altitude, les calcaires carixiens sont extrêmement fracturés dans le plan horizontal on note en particulier des troncatures qui décalent le hard ground vers l'Ouest (avec pour chacune, un déplacement de l'ordre du mètre, ou moins); localement les plans de stratification ne se discernent plus.

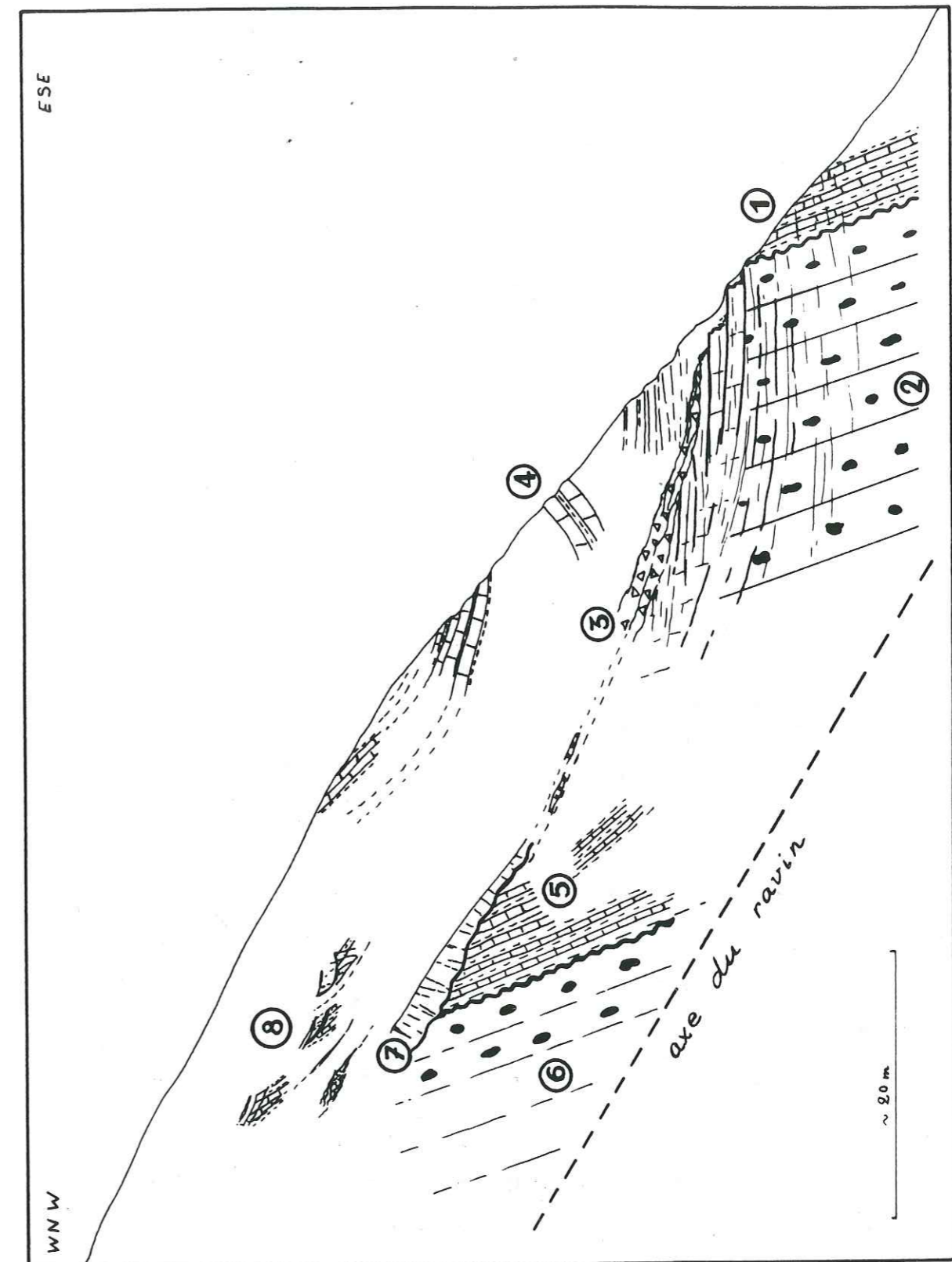
Un niveau de brèches sédimentaires (3) sépare par un plan faiblement incliné à l'Est les calcaires bréchifiés sous-jacents, de niveaux marno-calcaires domériens (4) à l'aspect disloqué mais qui dans l'ensemble présentent des pendages vers le NW. Vers le bas la stratification du Domérien est effacée par une intense fracturation (plan à N100-16° N).

Le versant est assez éboulé, la rive gauche du ravin offre à nouveau d'intéressants affleurements : on y retrouve la succession Domérien marno-calcaire (5) - hard ground - Carixien (6); la direction des couches est toujours proche de N170 (pente de 80° à l'Est pour le Carixien, et quelques degrés de moins pour le Domérien).

(5) et (6) sont ravinés, et recouverts en discordance angulaire par un gros banc calcaire roux (7). L'épaisseur de ce banc varie de deux mètres à l'Ouest à moins d'un mètre vers l'Est où il devient bréchié et se raccorde aux niveaux de brèches (3). Le calcaire contient très peu de faune : débris d'entéroques et de gastropodes et rare microfaune dont la détermination n'a pas permis d'aller au-delà du sous-système : Lias, quant à son âge. Cette discordance n'est en tout cas pas à rattacher au Dogger.

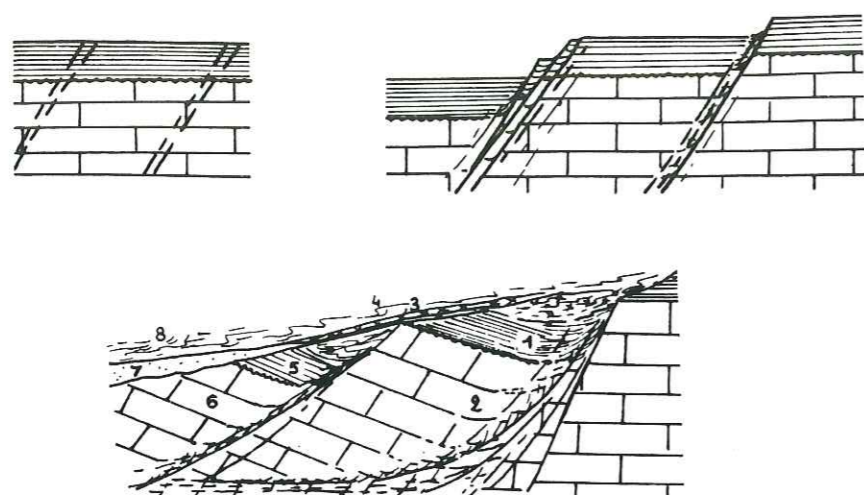
Le banc calcaire est d'autre part parcouru de fentes remplies de calcite blanche ou rousse (Fe), sensiblement perpendiculaires aux plans de stratification. La base du banc est très onduleuse, sa direction variant de N100 à N130 et pentée au NNE ou NE de 40° à 60°, avec une orientation moyenne de N120-50° NNE. Son aspect est onduleux et bréchié au-dessus du contact de ravinement.

Enfin au-dessus de (7) reposent des marnes et des calcaires (patine rousse) à entroques, disloqués (8) et visiblement glissés par paquets et resédimentés; ils sont parcourus de filonnets de calcite à oxydes de fer. Différents ensembles de bancs plus ou moins solidaires, présentent des plans de glissement orientés en moyenne à N115-40° NNE.

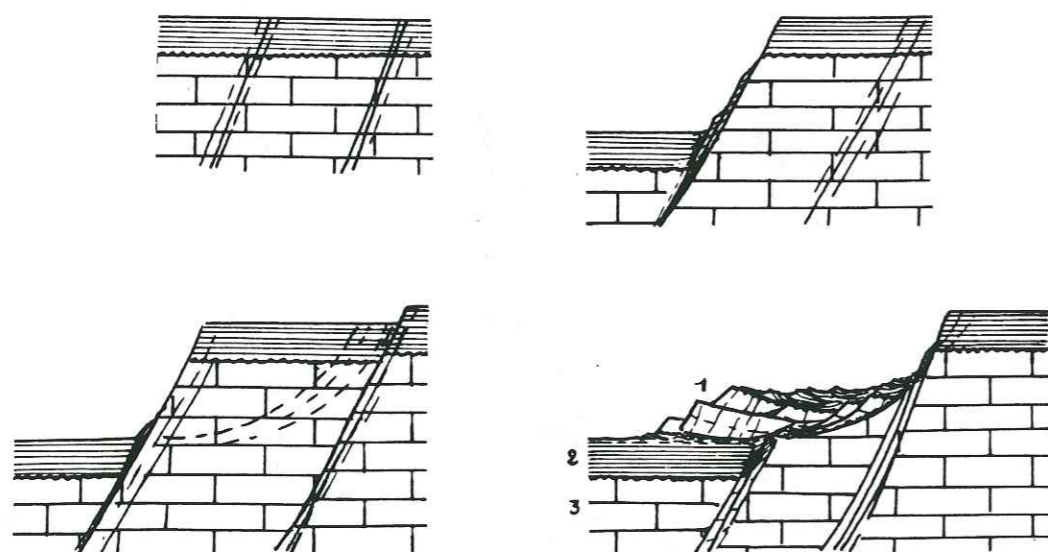


(figure n°22) BASE DE LA COUPE 14 : DÉTAILS.

SCHEMA DE MISE EN PLACE DES PALEOSTRUCTURES LIASIQUES.
LES NUMEROS REPORTEES SUR LA FIGURE CORRESPONDENT A CEUX
DES COUPES 13 ET 14.



a : coupe 14 : jeux de failles normales, glissements sur le talus et dépôts discordants des niveaux 3 - 7 - 8;



b : coupe 13 : jeux de failles normales et glissements de blocs carixiens au-dessus du Domérien affaissé.

Cette partie inférieure de la coupe 14 permet une première interprétation des structures (figure n°23).

Le banc (7) est discordant sur les niveaux 5 et 6 très redressés. Il se raccorde aux brèches (3), elles mêmes discordantes sur le Carixien (2).

Le Carixien (2) est affecté de très nombreuses fractures : diaclases et failles horizontales.

Le Carixien (6) et le Domérien (5) solidaires, sont décalés à l'Ouest du premier ensemble Carixien-Domérien (2 et 1).

Les bancs (7) et (3) scellant de toute évidence une paléostucture liasique, si l'on considère tout d'abord les formations du Lias moyen et qu'on les ramène à l'horizontale, on obtient une structure de panneau affaissé (5, 6) à l'Ouest du panneau (1, 2), le long d'une faille normale dirigée Nord-Sud à NNE-SSW et fortement pentée à l'Ouest.

Ceci nous renvoie à la coupe C13 où le Lias moyen était sensiblement dans la même position mais en C13 nous n'avions pas la preuve directe de l'âge liasique de la structure.

En C14 des éboulis entre le Domérien (5) et le Carixien (2) ne permettent pas d'affirmer que le Carixien vient au-dessus du Domérien comme c'est le cas en C13.

Pour la coupe 14 il faut envisager un jeu de faille normale affaissant le compartiment ouest, puis à partir du talus instable, le glissement d'un panneau rocheux à Carixien et Domérien; celui-ci vient se juxtaposer à la série effondrée.

Entre les deux coupes le versant très boisé et ébouleux ne permet pas d'observations intéressantes; mais si on prolonge cartographiquement les niveaux Carixien et Domérien de la C14 vers la C13 : les niveaux 1 et 2 de C14 correspondent aux formations 2 et 3 de C13 ce qui laisse présager que C14(1-2) n'a pas glissé au-dessus de C14(5-6) et que les niveaux fracturés subhorizontalement (actuellement) et recouvrant des brèches (3) correspondent à un bord de talus fossile.

Les niveaux (7) et (3) qui scellent la structure indiquent que leur dépôt s'est effectué sur une pente peu importante, vers l'Ouest; lors de ce dépôt, les couches du Lias moyen devaient avoir une orientation proche de N20-40° E : les panneaux du Lias moyen ont donc certainement été basculés lors d'un rejeu des failles normales.

Le Domérien situé au-dessus du banc (7) et des brèches (3) montre que les phénomènes de glissement se sont poursuivis après le dépôt de (7) avec une pente toujours dirigée à l'Ouest.

Ces observations sur les coupes 13 et 14 nous permettent de situer une zone de talus à regard ouest, et ainsi d'envisager une origine pour le matériel des mélanges de la Gypière.

Suite de la coupe C14 (2/3 supérieurs)

Au-dessus des affleurement 1 à 8, le versant est très ébouleux, on observe par place des calcaires et marnes de faciès domériens avec de nombreux niveaux à entroques. Notons à propos de ces niveaux qu'ils ont fourni un âge sinémurien-"plienbachien" par leur contenu de micro-organismes : peut-être ces derniers sont-ils remaniés, peut-être ne se méfie-t-on pas assez de la variabilité des faciès dans tout le Lias du secteur (page 55 au Nord de la C15 à propos de l'attribution - provisoire ? - de ces terrains au Domérien).

Au-dessus de 850 m pointent des calcaires roux domériens. Les pendages qui jusque-là étaient inclinés au NE et au NNE, plongent à présent vers l'Ouest et le NW pour l'ensemble de la série domérienne, qui affleure à partir de ces niveaux calcaires sur près de 100 m de dénivelée.

Une faille inverse N45-60° NW commande en partie un petit ravin; la roche y est extrêmement fracturée, l'accident paraît relativement important et constitue vraisemblablement le prolongement au NE de la faille de Champ Long qui, au sommet des coupes, met en contact le Domérien avec le Bajocien.

Au-dessus de cette faille le Domérien redevient rapidement marno-calcaire. Les éboulis et les bois de hêtres (sols et tapis de feuilles) masquent le passage au Carbonifère qui s'effectue vers 940 à 950 m. Le Houiller (12) se suit "à la trace" sur une cinquantaine de mètres. Aucune coupe n'est visible; au-dessus, des blocs de quartzites blancs signalent le Trias inférieur, et l'on retrouve les éléments du haut de la coupe 11 : bancs du Trias inférieur (13), du Trias moyen (14), de l'Hettangien (15) : sommet 1063 (Sud).

Le haut de la coupe 14 montre une fois de plus le Carbonifère en "contact" avec le Lias moyen. La structure de la Gypièrre paraît donc se poursuivre sur le versant est de Champ Long. Le Carbonifère se retrouve cette fois-ci à proximité de paléostrucures liasiques correspondant à d'anciens talus sous-marins.

2.b. Quelques observations entre C14 et C15

Le versant au Nord de la C14 est essentiellement occupé par des éboulis et une végétation assez abondante; au-dessus des niveaux domériens (figure n°18 II) et au-dessous de l'accident à N45, affleurent des calcaires clairs, dessinant quelques bancs de 2 à 3 m d'épaisseur, et venant au-dessus des intercalations de calcaires et de marnes à patine jaunâtre et encrines abondantes (Bajocien).

Les pendages s'orientent en moyenne selon N40-50° NW mais la structure est peu claire à cause de la discontinuité des affleurements : certains bancs sont orientés à N18, d'autres sont proches de l'horizontale.

Le Dogger (et Lias supérieur ? à la base) est marqué par des phénomènes tectonosédimentaires, matérialisés par des failles (synsédimentaires), des slumps; des figures de courant sur le fond (chenaux, flûte casts) indiquent un sens d'écoulement vers l'Est (N100 à N110), compatible avec ceux donnés par les slumps (vers l'Est et l'ESE).

Au Dogger existait donc une pente vers l'Est, dans une zone qui au Lias se retrouvait en aval d'un talus à regard ouest.

2.c. Coupe 15 (figures n°19 II et 21 II)

A partir du sommet 1063 (Sud), une nouvelle crête se dessine jusqu'au Vermeil; le torrent contourne ici le relief en décrivant une grande courbe.

La C15 suit grosso modo cette crête; les affleurements du versant nord, apportant plus de renseignements que ceux du Sud, j'ai dessiné la coupe vue du Nord vers le Sud.

Une faille subverticale, de direction N140 affecte la première barre carixienne (2) de la coupe et la met au contact de calcaires blancs (1) (Dogger ?); cet accident se poursuit en rive gauche du Vermeil (page 65).

Nous retrouvons ici la succession Carixien (2)-Domérien (3)-Carixien (4); et comme sur le versant Sud de Champ Long, le Sinémurien (5) paraît sous le Lias moyen.

Au-dessus et au niveau du collet (à l'Ouest du point coté 819), des dalles de calcaires à entroques (7), claires et à surface corrodée (base Bajocien-Lias supérieur ?), dominent le Sinémurien broyé, grâce à un jeu de faille normale repris en inverse (N155-59° WSW). Ces calcaires à entroques riches en oxydes de fer montrent en outre de nombreux bryozoaires et spicules de spongiaires en lame mince. Quelques mètres au Sud et au-dessus, les bancs à intercalations marneuses (8) vus précédemment sont datés du Dogger.

Le ravin nord montre la base de la barre calcaire, complètement bréchifiée, ainsi que le Sinémurien sous-jacent.

Une lame de gypse (6) mélangée à des argiles noires est injectée à la base du Sinémurien probablement à partir d'une faille inverse (N9-62° E) visible à proximité dans le Lias inférieur tectonisé. Au-dessus du Dogger affleure le Domérien marno-calcaire (9) sur environ 100 m de dénivelée.

La faille à N155 sépare l'ensemble liasique à l'Est, structuré selon N175-60° E de la partie supérieure de la coupe (Bajocien-Domérien) où les pendages varient beaucoup (pendages orientés au SW, à l'Ouest et au Nord).

En haut de la coupe, se retrouvent les faciès domériens de calcaires noirs à patine rousse alternant avec des marnes noires micacées, de la coupe 14 (C14 -(11)).

A 980 m après le dernier zig du chemin qui suit la crête, surgit au sein des marnes domériennes (N25-67° WNW) une barre dolomitique (10) de 3 m de haut, flanquée à l'Ouest par une brèche (N25-90° à N175-90°), et bordée au SSE par un banc de calcaire dolomitique rubané, très recristallisé (50 cm d'épaisseur) appartenant probablement au Rhétien.

Plus haut affleurent à nouveau des marno-calcaires du Domérien (11).

Cet accident sédimentaire au sein du Domérien représente très vraisemblablement un témoin des formations olistolitiques très étendues de la Gypièrre.

2.d. Quelques observations au Nord de la C15

Entre les deux sommets 1063 est creusé un ravin est-ouest : ravin de l'Entardièrre; en rive gauche de ce ravin, Arnaud et al. (1977) citent des galets de Sinémurien dans le Domérien, je ne les ai pas retrouvés.

J'ai pu observer cependant à l'intérieur de l'épaisse formation domérienne :

- des calcaires à chailles du Carixien, très fracturés, affleurant en une barre plus ou moins continue sur environ 15 m de long pour une épaisseur de 4 m;

- au-dessous du Carixien pointent des brèches à éléments dolomitiques qui viennent dans l'alignement des olistolites syn-Domérien de la coupe 15. Les brèches plongent en direction du ravin de l'Entardièrre; on les retrouve également à l'Est du Carixien;

- sans rapport visible avec les autres affleurements, paraît également dans ce secteur une brèche à éléments de Carbonifère, de Trias (dolomies) à proximité d'une brèche à éléments de Carixien (?);

- au NE du Carixien le Domérien à dominante calcaire affleure à nouveau et entre deux niveaux de même orientation (N0-60° W) on remarque sur plusieurs mètres d'épaisseur de gros bancs noduleux fragmentés en blocs bréchifiés et recimentés (Trias supérieur probable) et à pendages différents de ceux du Lias : N170-70° à 90° W.

La présence à l'intérieur de la formation calcaréo-marneuse, d'olistolites de Carixien prouve que ces faciès sont post-Carixien et correspondent bien à ceux que l'on trouve communément dans le Domérien (page 53).

Le versant à l'Est du sommet 1063 (Nord) ne permet pas beaucoup d'observations supplémentaires; aux éboulis s'ajoutent des glaciés de brèches de pente. Notons à propos de Quaternaire, l'existence au-dessus des bancs calcaires C15-(7) de gros blocs de Carixien bien roulés provenant sans-doute d'une ancienne terrasse (?) du Vermeil.

Depuis le sommet, sur presque 300 m (dénivelée) le versant ne montre - hormis les olistolites évoqués ci-dessus - que des formations domériennes; vers la base du relief se distinguent des calcaires et marnes du Sinémurien.

Pour en terminer avec Champ Long, il convient de considérer le prolongement des structures décrites vers l'Est et le Sud, c'est-à-dire sur les rives gauches du Vermeil et du Sasse.

3. RIVES GAUCHES, DU VERMEIL ET DU SASSE

3.a. Rive gauche du Vermeil

Face à la C14 (figure n°15 II) s'élève une petite butte au soubassement calcaire, et sur laquelle a été construit le "vieux" Clamensane.

La butte offre une coupe depuis le Carixien à chailles jusqu'aux Terres Noires qui en constituent le sommet.

Le Carixien vient presque dans le prolongement de celui de la C15, les pendages (N0-75° E à N17-57° ESE) diffèrent légèrement de ceux de la rive droite.

A la limite nord du petit relief se remarquent au-dessus d'une surface corrodée du Carixien, un banc (30 cm d'épaisseur) calcaire et noduleux (Domérien ?), puis après 3 m d'invisibilité, des calcaires (un mètre d'épaisseur) en bancs de 20 à 30 cm (Dogger ?) de pendage différent (N5-60° W) de celui des Terres Noires qui les surmontent (N25-67° ESE).

Vers le Sud, sous les premières ruines, affleurent de gros bancs, très noduleux et imprégnés d'oxydes de fer, surmontés d'un banc pétri d'entroques (N10-75° E) environ 2,50 m au-dessus paraissent les Terres Noires (N175-40° E).

Enfin vers la limite sud d'affleurement du Carixien le Dogger marno-calcaire (N162-60° ENE) représente 2,50 m d'épaisseur et succède à quelques gros bancs métriques de calcaires à entroques (N155-55° ENE). Le contact avec le Carixien sous-jacent n'est pas visible; il doit donc exister une faille Est-Ouest entre ces niveaux et le Carixien situé au Nord.

3.b. Rive gauche du Sasse (figure n°14 II)

Sur la rive gauche du Sasse, depuis le confluent du Vermeil au NE, jusqu'à celui de Rempony au SW se rencontrent de petits affleurements (métriques à décimétriques) de Lias et de Dogger sous d'épaisses formations quaternaires de versant (Terres Noires glissées emportant avec elles d'énormes blocs tithoniques de la barre de Jouère) et localement sous les Terres Noires en place.

Au SW, le Lias est représenté par de petits anticlinaux affectant un matériel sinémurien; les axes ont la même orientation que ceux mesurés sur la rive droite (ici N140 à N160-10° SSE).

Se déplaçant vers le NE on rencontre en 4 points, les calcaires à chailles du Carixien; ils sont fracturés horizontalement et selon des plans N173-40° E pour la partie SW, tandis qu'au NE le Carixien est haché de diaclases à N170-90°. A ce niveau, il est surmonté par des calcaires et marnes domériennes puis par des calcaires roux à entroques (2 m) du Domérien supérieur (?), et enfin par une série (10 m) calcaréo-marneuse du Dogger.

Face au confluent du Vermeil, le Sasse fait un coude, contournant un petit relief de Carixien, aligné sur les structures de la coupe 13; le Carixien est recouvert par des Terres Noires glissées sur le versant. A proximité affleurent quelques bancs de Domérien et de Dogger.

Vers l'Est affleurent des Terres Noires en place avec à la base des intercalations calcaréo-marneuses du Dogger; elles font face aux Terres Noires qui s'étendent à l'Est et au Nord de Clamensane.

Sur cette rive du Sasse, se développe une épaisse série de Terres Noires, couronnée par la barre tithonique de Jouère. Les affleurements de Lias, du fait de la topographie et du plongement de ses structures, sont noyés sous les formations jurassiques qui de plus glissent vers le Sasse; seuls émergent dans le ravin de Rempony (au NNW du premier petit barrage) quelques bancs calcaires noirs à patine rousse disséminés dans les genêts; les arrachements situés à l'Est montrent un Dogger très peu calcaire à *Bositra* abondantes puis les Terres Noires stricto sensu (N57-18° SSE).

Les structures liasiques de Champ Long se poursuivent donc au Sud et à l'Est mais elles disparaissent sous les épaisses formations de Terres Noires.

Au Sud les affleurements sont assez mauvais, mais à l'Est la butte de Clamensane permet quelques observations en particulier du point de vue des faciès et épaisseurs des niveaux venant au-dessus du Carixien.

Le Domérien, qui à Champ Long dépasse largement 150 m d'épaisseur (formation sommitale du relief) et qui présente de nombreux faciès où alternent marnes et calcaires, se retrouve à Clamensane réduit à quelques bancs (3 m au maximum) calcaires et biodétritiques.

Le Dogger également est très réduit par rapport à celui de la rive droite du Vermeil (1 m à 2,50 m contre 15 à 20 m).

Sauf peut-être un banc vers le Nord de la butte, le Lias supérieur reste absent ou très discret comme à Champ Long.

La butte de Clamensane paraît donc comme une zone restée "haute" par rapport au domaine de Champ Long à l'Ouest du Vermeil; je pense qu'il s'agit certainement ici de la limite du talus qui a nourri la zone affaissée, en olistolites.

4. CONCLUSION

Le secteur de Champ Long SSE et Est, se caractérise par la présence de nombreux paléo-accidents liasiques. Des panneaux glissés le long de failles listriques NNE-SSW du linéament de Clamensane (faille d'Aix) s'y remarquent. La zone restée haute lors des glissements successifs se retrouve dans la butte, de Clamensane.

Les différents faciès en présence montrent que les failles ont joué au moins depuis le Domérien jusqu'au Bajocien.

Les accidents du Dogger paraissent avoir été "déplacés" légèrement à l'Ouest de ceux du Lias; l'ancienne zone effondrée au bas du talus montre au Bajocien une pente peu accusée vers l'Est.

Le flanc sud de Champ Long présente les traces de paléo-accidents qu'il est difficile de séparer des accidents "alpines", certains bien sûr ayant rejoué lors des différentes phases de déformation. Le dispositif particulier mettant presque systématiquement le Domérien en contact avec le Sinémurien est sans doute un héritage de la tectonique liasique, avec peut-être une érosion liasique - au Domérien ou au Lias supérieur (C13) - atteignant le Sinémurien.

D. TORRENT DU VERMEIL - SECTEUR DE MIRAU ET BLACHERE (figure n°20 II)

1. RIVE DROITE DU RAVIN DE VERMEIL - VERSANT EST DE LA BLACHERE (figure n°21 II)

1.a. Au Sud du ravin de la Baume

Deux coupes principales ont été levées au Sud du ravin de la Baume et viennent compléter les observations effectuées sur le flanc est de Champ Long.

* Coupe 16 (figures n°22 II et 23a II)

La C16 a été levée à la limite nord du versant est du sommet 1063 (Nord), depuis le Vermeil à l'Est jusqu'aux premiers rochers de la crête sud de la Blachère : elle atteint ici le domaine ouest.

Nous avons vu qu'au Nord de la C15 le versant était presque exclusivement constitué de Domérien (les pendages ont une orientation moyenne de : N20-70° W); à sa limite nord, au-dessus des premiers ravinements paraissent malgré tout sur ce versant quelques bancs de quartzites rhétiens ainsi qu'un fragment de banc carixien.

Au bas de la coupe on observe la succession Carixien-Domérien-Carixien (N5-75° E); la barre inférieure des calcaires carixiens est tectonisée à la limite avec les marnes et calcaires noduleux du Sinémurien; ce dernier très plissé et faillé voit sa structure directement influencée par le linéament : les bancs s'orientent préférentiellement selon N34-86° NW et ne sont pas en conformité avec les niveaux supérieurs. On note en outre la présence d'accidents à N57-90°.



(figure n°24)

RAVINEMENTS DE LA COUPE 16, HOULLER - RHETIEN - SINEMURIEN.

⊙ point de vue de la figure n°24 II;

H : Houiller

Un peu plus haut, la suite de la coupe paraît dans des ravinements sur le versant (voir figures n°24 et 24 II).

A la limite sud des arrachements il est possible de voir quelques bancs hettangiens émerger de la végétation.

Au bas des ravinements, affleure le Carbonifère schisto-gréseux; ce pointement houiller est très disloqué; il présente localement un aspect "reconstitué" : les bancs sont à l'état de brèches dont les éléments de Houiller sont recimentés pour moitié par de la calcite, pour moitié par de la silice. En lame mince on note une tendance à la recristallisation de la roche : il se développe des cristaux palissadiques de quartz sur des grains détritiques de pyrite.

Le Rhétien est représenté par :

- des bancs calcaires, bréchifiés et très recristallisés : le calcaire est en grande partie remplacé par de la calcite palissadique;
- des bancs de calcaires dolomitiques contenant de nombreuses cavités géodiques (centimétriques) à calcite et calcédoine;
- des bancs de quartzites.

Les quartzites rhétiens forment des barres discontinues, fragmentées, visibles à plusieurs niveaux dans les arrachements.

Les quartzites sont surmontés par des paquets de Sinémurien, très plissotés, dont les marnes ont servi de niveaux de décollement à différents ensembles de bancs sinémuriens, dont certains reposent sur les quartzites.

L'environnement est très chaotique, comme on peut voir sur les deux figures; le haut des ravinements est occupé par des bancs disloqués de Sinémurien.

A l'Est des marnes du Rhétien et du Sinémurien se remarquent des indices de Keuper supérieur.

Au delà des arrachements, en reprenant le tracé de la coupe, nous remarquons une zone assez étendue d'invisibilité qui sépare le Sinémurien d'affleurements de dolomies bréchiques, fortement fracturées selon la direction linéamentaire. Après une nouvelle formation d'éboulis, des schistes noirs micacés et des grès fins en plaquettes, à interlits schisteux dénoncent la présence du Carbonifère.

Les schistes houillers se suivent dans les éboulis, puis vers le haut de la coupe ces éboulis sont essentiellement nourris par le Trias inférieur détritique. Ce dernier est sub-affleurant de part et d'autre du chemin de la Gypièrre au Petit Abian.

Les failles occidentales du linéament, passent dans la zone ébouleuse nourrie de Tithonique; à une centaine de mètres des derniers blocs quartzitiques du Trias affleure la première barre tithonique de la Blachère.

• Coupe 17 (figure n°23 II)

La C17 est levée à partir de la crête qui fait face à la C16, les rives du ravin séparant les deux coupes sont différentes, sauf à la base.

La composition de la base de la C17 est identique à la précédente, la seule différence notable vient de la réduction d'épaisseur du Lias moyen: celui-ci est très écrasé.

Le Sinémurien est ici aussi très plissé, et en contact faillé avec les calcaires hettangiens en partie renversés au-dessus de lui.

La barre hettangienne s'effiloche en direction de la rive droite (Sud).

Vers le haut de l'affleurement, les calcaires prennent une orientation : N37-68° WNW; le Rhétien vient au-dessus, presque en conformité de pendages.

Le Rhétien (quelques mètres) est rapidement remplacé par le Muschelkalk; le passage aux calcaires dolomitiques noirs tachetés s'effectue par l'intermédiaire d'une brèche à éléments de Trias mais aussi à débris de Houiller.

Côté Sud, le Muschelkalk dessine un pli antiformal (N104-63° ESE); son flanc nord est vertical.

Le Trias moyen se développe sur la crête, passant vers le haut à des niveaux de plus en plus dolomitiques puis à des cargneules. Cet ensemble forme une grosse dalle (rocher de la Baume), dont la bordure nord en falaise offre, comme l'indique son nom, de beaux abris sous roche.

Le haut du versant est entièrement occupé par des éboulis et des brèches de pente à éléments de Tithonique et avec parfois de gros blocs métriques à aspect roulé de Carixien, ainsi que des grès grossiers carbonifères.

A partir de ces deux coupes, on voit à nouveau affleurer la bande contenant du Trias et du Carbonifère. Elle ne présente pas ici les faciès typiques des mélanges, c'est-à-dire avec des niveaux de Domérien ou de Bajocien intercalés avec les terrains plus anciens.

Du fait de l'importance des formations de versant, on ne peut observer les affleurements de Houiller; le Muschelkalk qui est plus massif, ne se transforme pas sur place en éboulis comme le Carbonifère, et il permet de conserver une relative cohérence à la formation qui s'oppose à l'importante fragmentation des barres dolomitiques sur le versant SW, côté Gypièrre.

Les relations entre les différents éléments de la coupe montrent qu'ici non plus il n'existe pas une série continue du Carbonifère au Lias. Les panneaux glissés sont plus proches de leur talus d'origine que les blocs de la Gypièrre.

Les niveaux infra-carixiens sont très perturbés, le Sinémurien arrive au contact du Rhétien, le Rhétien repose sur le Carbonifère...

L'aspect très disloqué et chaotique de ces niveaux inférieurs s'accorde très bien avec les phénomènes de glissement de pans entiers de roches à partir d'un talus.

Le Domérien du versant est (à l'Est de 1063 Nord) constitue une enveloppe presque continue au Sud des formations associées au Carbonifère; on peut penser que le Domérien recouvrait avant érosion cette zone ravinée; on observe localement du Rhétien dans un environnement de calcaires et marnes domériens.

Enfin ce secteur est fortement marqué par des accidents linéaires à N30 qui ont rejoué à l'Alpin, en particulier l'accident occidental qui sépare le Tithonique de la Blachère du Trias et du Carbonifère de la bande centrale; c'est dans ce secteur que l'on trouve pratiquement en contact les terrains les plus éloignés dans le temps : Portlandien et Carbonifère supérieur.

1.b. Secteur de Rouchon : du ravin de la Baume au ravin des Champas

* Deux cents mètres environ au Nord du Muschelkalk de la C17, se retrouve le Trias moyen calcaréodolomitique, réparti en deux ensembles alignés selon N20 à N30. Entre les deux points une petite masse de gypse, et latéralement, une dizaine de mètres vers l'Ouest, les dolomies se retrouvent sous forme de brèches et de bancs disloqués au sein d'une petite coupe d'environ 4 m d'épaisseur, comparables à celles de la Gypièrre, dans laquelle on reconnaît des mélanges sédimentaires.

* C'est autour de la ruine de Rouchon qu'affleure le plus largement le Houiller du Vermeil. Le versant est malheureusement recouvert d'une grande quantité d'éboulis, de brèches de pente et même sous la ruine, d'un grand entablement de tufs.

* Au Nord et au Sud des sources "encroûtantes" se remarquent des blocs de grès grossiers très altérés du Carbonifère qui correspondent sensiblement à la limite ouest de l'affleurement, une trentaine de mètres (dénivelée) au-dessus émergent des blocs de Muschelkalk puis la pente est massivement envahie par les blocs et éboulis du Tithonique.

* Sous l'entablement de tufs, en léger surplomb, paraissent des grès clairs du Carbonifère (se munir d'un parapluie pour les observer sereinement).

* Le petit ravin situé au Nord de Rouchon, permet, ce qui est fort rare en ces contrées, de lever une coupe succincte du Carbonifère et d'en observer un peu les faciès... (page et figure n°52).

Au-dessus de l'ancien chemin muletier une excavation où l'on perçoit quelques restes de charbon broyés (débris de vitrinite) correspond sans doute à une ancienne aire d'extraction.

* Une cinquantaine de mètres au Nord du ravin, vers 800 m, une coupe de 13 m a pu être également levée.

* Plus au Nord encore en direction du ravin des Champas affleurent par places à l'intérieur d'une bande SSW-NNE comprise entre 790 et 835 m quelques bancs gréseux, dispersés, très fracturés (les pendages sont d'environ 45° à 50° vers l'Est et l'Ouest).

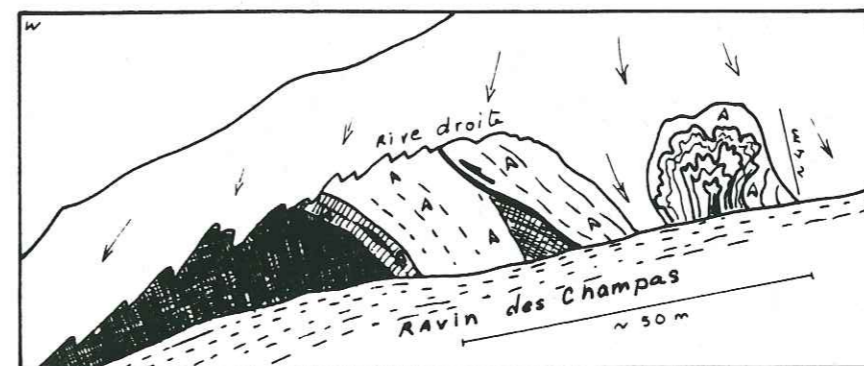
Au-dessus de cette dernière bande de Houiller paraissent quelques indices de Trias alors que l'érosion a, en quelques points, entamé l'épaisse couche d'éboulis et mis à l'affleurement les Terres Noires.

Localement on observe au-dessus de schistes gréseux et charbonneux très altérés une lame (1,50 m) de gypses lités (N172-2° E); le contact est marqué par une brèche et un niveau de charbon pulvérulent.

Dans les Terres Noires situées au-dessus se remarque une petite lame gypseuse, la formation paraît en partie glissée, je n'insisterai donc pas sur les contacts.

1.c. Ravin des Champas

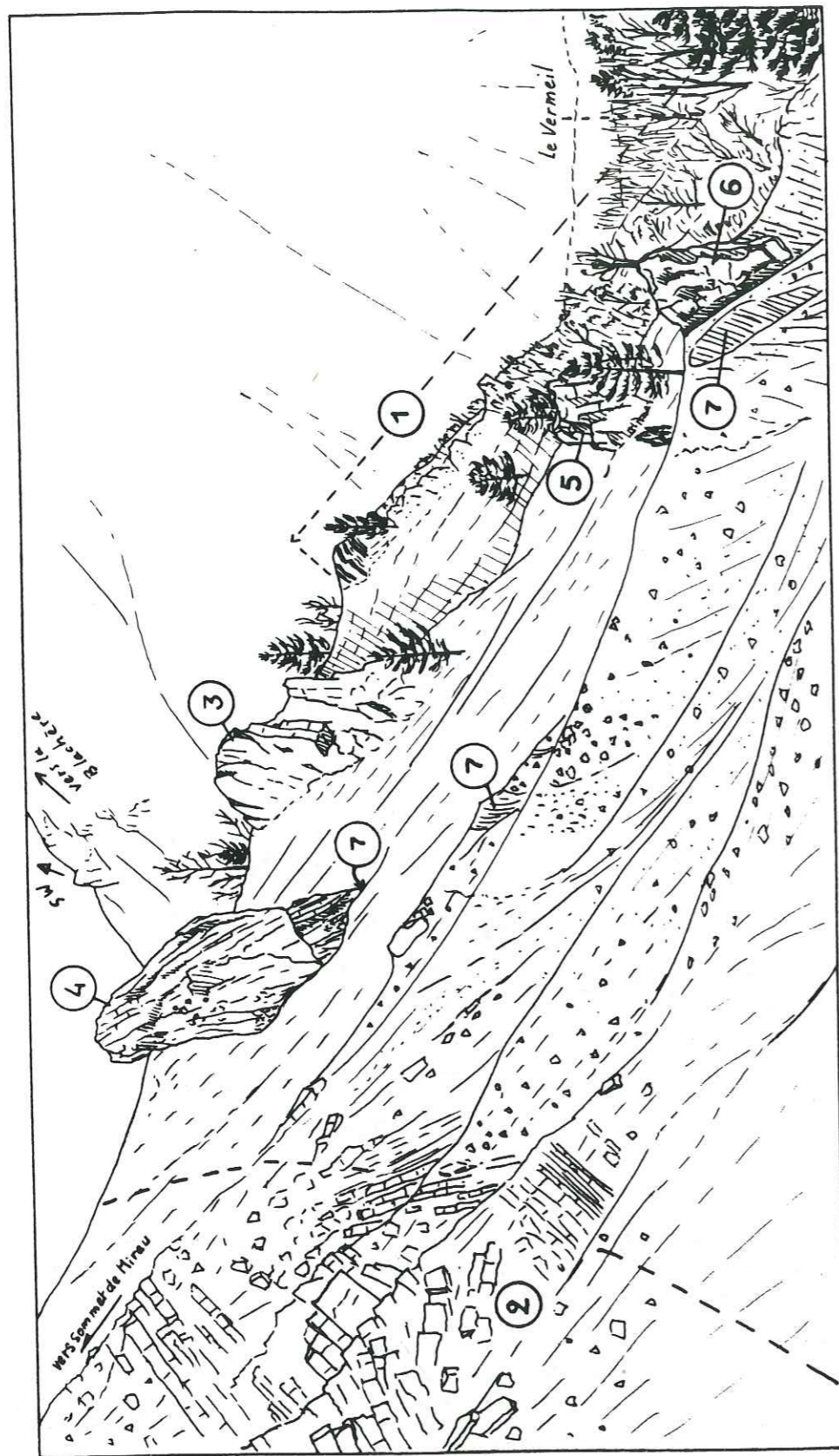
* Vers 805 m, en rive droite du ravin, le Carbonifère schisto-gréseux paraît sous le gypse (figure n°25); la première lame gypseuse (N28-50° WNW) est chevauchée par une seconde (contact à N25-30° WNW); un niveau gris argileux, au toucher gréseux, est pincé entre les deux masses de gypse. Les gypses stratifiés, se suivent sur une cinquantaine de mètres le long du ruisseau; ils sont parfois d'une belle teinte rouge et présentent localement de petits plis en fourreau (axe N160-80° N). En amont se dresse un pli en champignon (axe N20-40° NNE).



(figure n°25) HOULLER ET GYPSES DU RAVIN DES CHAMPAS.

Sur cette même rive, vers 820 m, affleurent les Terres Noires : la stratification ne se distingue plus, la fracturation est extrêmement dense selon deux plans principaux orientés à N174-85° W et N136-64° NE. On note de nombreux petits accidents à N20-90°.

* Sous les Tourayes, les arrachements révèlent des Terres Noires très tectonisées; les niveaux plus calcaires de l'Oxfordien sont pincés et dessinent des amygdales subverticales. En rive gauche, la structure est commandée par des accidents subverticaux orientés de N130 à N166 (composantes verticales à horizontales, et nombreux rejeux dont la chronologie est difficile à établir); en rive droite la structuration est-ouest domine : les pendages sont forts vers le Nord (N82 à N110-75° à 90° N) et peu différents des plans de schistosité (N96-74° N); la fracturation est-ouest a servi de guide au creusement du ravin des Champas.



(figure n°26) Mélanges à la base de Mirau.

- 1 : Scythien;
 2 : couches du Rhétien et du Keuper fauchées à la base de la série de Mirau;
 3 à 7 : mélanges stricto sensu : divers blocs dans la matrice 7.

2. RIVE GAUCHE DU VERMEIL, MIRAU-SIGURET

2.a. Versant ouest de Mirau (figures n°25 II et 26)

* Au pied du sommet de Mirau (1000 m), une petite falaise offre une coupe du Trias inférieur (une trentaine de mètres) : la presque totalité de la coupe est constituée de quartzites blancs; les deux tiers inférieurs présentent des bancs épais de 1 m à 1,40 m; les quartzites sont grossiers parfois conglomératiques : les galets de 20 cm de diamètre sont fréquents; vers le haut des niveaux à gros bancs, on note la présence de galets mous.

Les quartzites sont tachetés de roux; certaines de ces taches dessinent des auréoles autour des petites cavités.

Les pendages en bas de la coupe ont une moyenne de : N65-50° SSE.

Les quartzites ont enregistré quatre directions de fractures :

- N17 à N23 (83° à 90° WNW et 40° à 90° ESE);
- N80 (52° à 90° S);
- N150 (60° à 90° WSW);
- N170 (78° à 90° W et 84° à 90° E).

En montant dans la série les bancs de quartzites deviennent moins épais et admettent des interlits schisteux de plus en plus abondants.

Sur les huit derniers mètres, les quartzites, très fins, se présentent en plaquettes; les surfaces de bancs sont parcourues de rides sous-aquatiques et de nombreux mud-cracks. Les niveaux schisteux sont bien développés.

Un échantillon prélevé pour la palynologie a livré :

- *Pityosporites* sp. abondants;
- *Calamospora* sp.;
- *Sulcatisporites* sp. divers;
- *Jujasporites renalis*;
- *Microcachrydites fastidioides*;
- *Illinites kosankei*;
- *Aequitriradites minor* (?).

Y. Caro nous dit : "la présence principalement de *M. fastidioides* et de *I. kosankei* indique probablement un âge werfénien. Ces espèces ont été décrites en Europe dans le Buntersandstein supérieur (Klaus, 1964)".

Dans le haut de la coupe, les couches sont plissotées, leurs orientations varient de N38 à N60-34° à 60° SE.

* Au-dessus du Trias détritique viennent des formations du Trias moyen et supérieur : gypses, cargneules, brèches dolomitiques, niveaux marneux...

Le relief de Mirau montrant en outre une série complète et verticale du Rhétien aux Terres Noires (figure n°20 II), la première impression est, bien-sûr, que le Trias inférieur constitue la base de la série de Mirau.

Observons donc en détail la zone de passage entre les quartzites et les calcaires et pélites du Trias supérieur.

Sur la figure n°26 II nous pouvons reconnaître la coupe du Werfénien (1) avec en particulier ses faciès fins sommitaux. Les derniers bancs quartzitiques font place à des niveaux schisteux sombres puis à un lit irrégulier à l'aspect pulvérulent et très altéré pouvant être assimilé au premier niveau évaporitique du Trias. Au-dessus, entre ce Werfénien, et les calcaires rhétiens et du Keuper supérieur (2) dont les bancs sont fauchés sur le versant, s'étend une formation hétérogène à éléments principalement triasiques : dans un ensemble meuble en partie marneux et raviné, pointent des "dents" de matériel plus dur : gros blocs de calcaire dolomitique (3,4,5,) de Muschelkalk et de Rhétien, plus rarement blocs de gypses et de cargneules (6).

Dans le détail, les gros blocs montrent des ensembles de bancs encore relativement bien conservés, mais ils sont pour l'essentiel constitués de brèches.

Le bloc supérieur (4) est composé de Rhétien calcaire pour sa moitié ouest, et de dolomie côté est (amont). Les bancs dont la stratification sub-verticale est encore visible, sont recoupés par des fentes (perpendiculaires ou obliques) occupées par des brèches.

Les recouvrements d'éboulis sont très développés mais de nombreux ravinements rafraîchissent les coupes et permettent d'observer la matrice (7) dans laquelle sont engagés les blocs.

Le bloc (4) repose sur/et dans, un matériel argileux, rubané; certains lits présentent des débris de schistes houillers micacés et du gypse en fins cristaux (altération de pyrite ?); au-dessous paraissent des niveaux marneux gris.

En plusieurs points la matrice est essentiellement argileuse, contenant des débris de Carbonifère, de Trias (quartzites, dolomies...) et dans une moindre mesure des débris de calcaires liasiques et de Dogger (?). Parfois elle est davantage détritique et devient très granuleuse. La phase argileuse est parfois quasiment absente et la formation devient plus compacte et bréchique; l'érosion différentielle dégage ainsi, progressivement, de nouvelles "dents" de brèches à éléments variés; ce matériel très altéré présente une couleur rousse.

Des niveaux gris, bien lités, s'observent par place; l'un d'eux rappelle nettement les Terres Noires, deux autres sont intercalés de bancs calcaires et évoquent les faciès du Dogger; une tentative de datation par la micropaléontologie s'est révélée assez décevante :

- les lavages effectués sur les échantillons de marnes ont été infructueux;

- l'examen en lame mince des niveaux plus calcaires (biomicrite) montre des débris de coquilles de mollusques, et d'échinodermes clairsemés, des sections de gastéropodes, d'ostracodes, des spicules et de rares débris de Saccocoma. Le calcaire présente de nombreuses fissures à remplissage de calcite. Ces diverses caractéristiques pourraient indiquer un âge Lias élevé (détermination Cravate, C.F.P.-TOTAL), pour ma part j'attribuerai plutôt ces niveaux au Dogger;

Ce manque de précision est regrettable; néanmoins, la datation sommaire suffit à mettre en évidence la présence d'une formation "très jeune" entre le Scythien et le Keuper supérieur de Mirau.

La base de la coupe de Mirau appartient donc aux formations des mélanges sédimentaires.

Environ 30 m au Nord de la falaise de quartzites, ceux-ci se réduisent considérablement et sont remplacés par la formation à blocs dans laquelle se dressent des lames de gypse orientées à N20-0°.

Un petit affleurement de grès houillers très altérés paraît, au-delà, vers la limite nord du Rhétien éboulé.

Au Sud du Werfénien également, affleurent quelques niveaux de schistes noirs carbonifères, recouverts (sans contact tectonique) par des bancs de Muschelkalk.

* Au-dessus de la bande des mélanges, la série de Mirau débute au Trias supérieur; les couches étant fauchées sur le versant, le contact entre les deux formations n'est pas visible.

Sur le versant ouest se dressent tout d'abord les barres verticales de l'Hettangien; une zone éboulée signale le passage au Sinémurien, la crête du relief est découpée dans les calcaires à chailles du Carixien.

Sur environ 300 m de long, la barre liasique de Mirau s'allonge selon la direction N20 à N30.

Malgré la régularité cartographique de cette bande, l'interférence de cette structure avec d'autres directions tectoniques provoque des déformations locales; en particulier aux deux extrémités du relief se remarquent des plis et failles de direction N75 à N100 et N130 à N140.

2.b. Au Sud de Mirau (figure n° 26 II)

Au Sud et à l'Est du sommet de Mirau nous pouvons suivre la suite de la coupe du Lias.

Le Carixien de la crête de Mirau, couronné par un hard ground, est surmonté par le Domérien inférieur à alternances de calcaires et de marnes noires micacées à entroques. Carixien et Domérien ébauchent un pli au niveau du Vermeil (pendages à N50-72° SSE), mais la structure se redresse très vite avec la barre du Domérien supérieur orientée à N21-90°; la barre est formée de gros bancs calcaires à patine rousse, très siliceux parfois avec des chailles, pétris d'entroques et riches en fossiles : brachiopodes, lamellibranches, ammonites; les calcaires admettent des intercalations peu épaisses de marnes noires.

Le Domérien occupe l'essentiel du versant SE de Mirau; en rive droite du ravin de Combes Chabrières, 200 m en amont du confluent avec le Vermeil, on peut voir les calcaires roux du Domérien plissés et faillés selon N18-90°.

La partie aval du torrent s'est creusée à la limite de la barre rousse domérienne et d'un autre ensemble calcaire; le contact n'est pas visible ni au niveau du ravin ni plus au Nord sur le versant trop éboulé de Mirau; on constate néanmoins que ce dernier est traversé par un réseau de fractures et de failles à N18 bien visibles à la limite du Domérien.

Les calcaires clairs de la rive gauche du torrent forment l'extrémité d'une crête parallèle à celle de Mirau et qui descend du petit sommet de Siguret. Ce petit promontoire dessine un escarpement au SW; les calcaires y sont en contact faillé avec le Carixien sous-jacent.

Ce Carixien, de pendage N173-67° E, prolonge celui de la rive droite du Vermeil (figure n°19 II); il est affecté par l'accident à N140 qui commande le lit du Vermeil dans ce secteur (page 54); cette faille se retrouve un peu plus au NW, affectant l'Hettangien de Mirau; l'ensemble de la coupe liasique bordant le torrent accuse une fracturation dense selon N140.

Le calcaire clair est en outre affecté de nombreuses failles verticales à N0-N5 et à N40 et plus particulièrement par une faille normale à N45-45° NW; la limite SSE de l'affleurement est marquée par un intense diaclasage à N42-70° NW.

Le flanc SE du petit relief permet quelques observations sur le calcaire :

- en crête les bancs ont un pendage de N175-60° E qui rappelle les structures de la rive droite du Vermeil;
- les calcaires sont massifs, très perforés, la pyrite y est abondante, en imprégnations et en cristaux;
- les bancs sont très irréguliers, ondulés, mamelonnés;
- des niveaux marneux peu abondants sont parfois riches en entroques (section circulaire);
- un fragment de grosse ammonite a été identifié : *Teloceras blagdei*; l'espèce permet d'attribuer un âge bajocien à la formation;
- sur le versant les gros bancs montrent des figures de glissements synsédimentaires sur une pente : de gros blocs se sont détachés de leur dalle d'origine, glissant sur le fond vaseux; des brèches sédimentaires tapissent la base de ces fragments de bancs et occupent des fentes ouvertes dans le calcaire. Au bas du relief, certains de ces bancs dessinent de gros plis avachis qui suggèrent des slumps; la structure initiale n'y est plus guère visible, la stratification ne se différencie plus ici des plans de diaclases (N32-78° SE et N147-18° ENE); ces deux familles de plans débitent le calcaire compact en grosses amandes au-dessus de la surface de glissement.

Au-dessus de cet ensemble calcaire "perturbé", vient la sédimentation rythmique des calcaires et marnes bajociens typiques, en bancs réguliers (20 à 30 cm); les dalles calcaires présentent de nombreuses ammonites.

Les bancs sont orientés selon N17-55° ESE sur tout le versant, contrastant ainsi avec les pendages très variables de la formation inférieure (N24-34° ESE au NE, N178-55° E au SW).

L'absence de contacts tectoniques entre les deux ensembles lithostratigraphiques est le signe d'une discordance intra-bajocienne. Ce dispositif a été d'ailleurs dessiné sur la coupe donnée par Arnaud et al (1977).

En remettant à l'horizontale les couches du Bajocien marno-calcaire, la formation inférieure prend alors un plongement d'environ 18° vers la Nord.

Signalons que des phénomènes tectonosédimentaires ont été enregistrés dans la sédimentation marno-calcaire du Dogger à l'Est du sommet de Mirau. Les derniers bancs de la formation, orientés à N34-47° SE, prennent en "sandwich" des bancs disloqués et glissés, qui ont des orientations parfois très obliques (par exemple N71-76° SSE) et portent des marques de friction.

Les ammonites qui ont été récoltées dans cette formation appartiennent à différents niveaux stratigraphiques : Bajocien supérieur et Bathonien inférieur. Il existe d'autre part des blocs calcaires (20 cm de diamètre), corrodés, insérés dans les niveaux marneux, qui paraissent être issus des bancs calcaires inférieurs. Il existe donc, vers le haut de la série marno-calcaire, des remaniements de roches et de faunes, associés à des glissements synsédimentaires.

L'âge bathonien inférieur est relativement tardif pour les faciès marno-calcaires : dans le secteur de Clamensane-Valavoire les faciès marneux des Terres Noires débutent plus généralement à partir du Bajocien supérieur. Ce Bathonien inférieur avait déjà été signalé par Bodelle (1964) : il cite un faciès de passage des marno-calcaires du Dogger aux Terres Noires, de 2 m d'épaisseur, et à faune du Bajocien moyen au Bathonien inférieur.

Dans les faciès de Terres Noires venant immédiatement au-dessus, des remaniements de blocs (bajociens ?) sont encore décelables : les blocs calcaires (50 cm) sont corrodés; d'autres éléments, plus petits peuvent être des *Phylloceras* roulés et également corrodés. Enfin, des niveaux d'accumulation de faunes et débris de faunes sont fréquents à la base des faciès de Terres Noires (dents de squales, piquants d'oursins, rhyncholites, bélémnites, posydonomies...).

2.c. Au Nord de Mirau

150 m au NE du sommet de Mirau, les calcaires bajociens se retrouvent en crête; ils y forment une barre d'environ 8 m d'épaisseur, en gros bancs, orientés selon N18-80° E. Ils viennent au-dessus d'un Domérien supérieur réduit (d'un tiers) par rapport aux affleurements du Vermeil. La structure très faillée de ce secteur ne permet pas de dire si cette réduction est due à une érosion ou à une condensation de série.

De même pour le Bajocien : les deux ensembles lithostratigraphiques affleurent à une dizaine de mètres l'un de l'autre, et les variations de pendages que l'on peut noter ne sont peut-être plus ici le seul fait d'une discordance angulaire intra-bajocienne. Si toutefois c'est le cas, la pente originelle du calcaire inférieur aurait été à l'Est ou à l'ESE.

Entre le Carixien (N5-90°) du sommet, et le Bajocien de la crête, passe un accident important qui abaisse le compartiment NE.

En crête, le Domérien du compartiment affaissé prend une orientation à N166-60° E, proche de celle de la faille, et montre une forte densité de fractures à N67-90°. Sur le versant NW du relief, le Carixien est réduit le long des plans de failles en un chapelet d'amygdales. Le Lias dilacéré part, s'effrite, en produisant un magnifique cône d'éboulis qui descend vers le Vermeil.

Les beaux plis d'axe N18 qui affectent le Bajocien du SE de Mirau, sont déviés dans le secteur de la zone faillée, et prennent la direction N164. Au-delà vers le NE le Bajocien marno-calcaire forme une crête isolée dont le dos anticlinal présente un axe à N30-0° cette fois-ci influencé par la direction linéamentaire.

3. CONCLUSION

Dans le secteur de Vermeil-Blachère-Mirau, se reconnaissent les trois domaines principaux : à l'Ouest les Terres Noires et la barre tithonique de la Blachère, au centre la zone des mélanges, et à l'Est la série du "Lobe de Clamensane" stricto sensu. Les affleurements de Carbonifère sont relativement importants aux alentours de Rouchon; ils sont une fois de plus associés à des formations de Trias et de Lias resédimentées au Jurassique.

La zone des mélanges occupe une partie de la rive gauche du Vermeil au pied de Mirau.

Le relief de Mirau ne présente pas une coupe continue du Werfénien aux Terres Noires, la base appartient à la zone des mélanges : la coupe du Trias inférieur et divers éléments de Trias se retrouvent interstratifiés avec des formations marneuses et parfois bréchiques appartenant probablement au Dogger (peut-être au Lias supérieur ?). La série qui vient au-dessus - et au contact vraisemblablement faillé bien que non visible - qui débute au Keuper et qui se poursuit jusqu'aux Terres Noires, appartient au domaine oriental. Ce dernier montre des figures tectonosédimentaires affectant principalement le Dogger (Bajocien inférieur au Bathonien inférieur). Ces figures résultent de la présence de pentes sous-marines vers l'Est et vers le Nord. Ces pentes devaient être relativement douces, par rapport à la géométrie du talus qui devait exister à l'Ouest de Mirau et qui a engendré les grands glissements de la bande centrale.

Bien que le Lias et le Dogger de Mirau et celui de la butte de Clamensane appartiennent à la même unité, on est frappé par les différences d'épaisseur au Domérien et au Dogger. La série comprise entre le Carixien et les Terres Noires ne dépassait pas quelques mètres à Clamensane; à Mirau, elle atteint près de 300 m, les deux zones d'affleurements n'étant distantes que de 400 m.

Ce secteur du Vermeil est marqué par de nombreux accidents : en rive droite ce sont principalement des accidents à N140, et à l'Est de Mirau, à nouveau des accidents et plis à N20 et à N160.

Malgré les nombreuses failles, il semble que le Bajocien inférieur calcaire repose en discordance sur diverses formations : le Domérien supérieur de Mirau, et le Carixien du Vermeil.

E. TORRENT DU VERMEIL - COSTE LONGUE (BRAMEFAN) - PIERRE POINTUE - JALINIER (figure n°27 II)

1. RIVE DROITE DU VERMEIL, PIERRE POINTUE, BARRICAN : DOMAINE OUEST

L'ensemble du Jurassique des reliefs de la rive droite du Vermeil, appartient aux grands plis:

- du Grand Abian : synclinal allongé selon N50;
- du Jalinier : terminaison périanticlinale (axe à N50 également).

Les jalons occidentaux du linéament de Clamensane affectent les plis; de nombreuses failles découpent le bord SE du Grand Abian et du Jalinier.

Au NE des arrachements des Tourayes décrits plus haut, et sous l'influence de la forte fracturation, le versant (Vieraron), a tendance à glisser vers le torrent. Les Terres Noires déplacées sont largement recouvertes par les éboulis du Tithonique; un chapelet de gros blocs marque la suite de la barre tithonique sous les recouvrements.

Les arrachements de Pierre Pointue et le ravin de Viéaron révèlent des structures tectoniques complexes.

Le synclinal du Grand Abian disparaît à partir de Pierre Pointue dans le versant de Jalinier. Sous un ensemble marno-calcaire du Crétacé inférieur, encore plissé à N55-17° NE, paraît une barre tithonique dilacérée jusqu'à former des amygdales isolées et associées aux marno-calcaires oxfordiens; l'ensemble est extrêmement plissé et faillé.

Une deuxième barre tithonique également dilacérée se retrouve une centaine de mètres plus bas. Entre les deux "barres" se succèdent plis et failles affectant l'Oxfordien supérieur. L'aspect très tourmenté de ces terrains résulte de l'interférence de plusieurs directions structurales :

- N30 : failles et plis associés au linéament;
- N90-100 : failles, plis, schistosité;
- N50-60 : direction résultant de la déformation des structures est-ouest dans la zone linéamentaire;
- N130 : failles et plis.

Les structures rencontrées dans le ravin des Champas se retrouvent à Pierre Pointue, impliquant ici en plus des Terres Noires, la barre tithonique et une partie du Crétacé inférieur.

De grandes masses d'éboulis s'étalent sur la pente de Jalinier autour de la ferme de Vermeil. Sous le Rocher du Sanguin les Terres Noires sont à nouveau visibles; le chemin de Vermeil (vers le Caire) permet de voir reposer dessus, une formation remaniée (quaternaire) à éléments de Trias (gypses et cargneules) organisée en croûtes jaunâtres liées à des circulations d'eau; une source jaillit en effet, 150 m au NE.

L'eau de la source descend vers le Vermeil, creusant un petit ravin presque rectiligne qui fait apparaître des gypses bréchiques rouges (vers 910 m) en rive gauche, des dolomies bréchiques, des gypses et des cargneules en rive droite.

Après une formation d'éboulis, le bas du ravin est occupé par des Terres Noires, la bande de Trias étant déviée vers le SE où elle rejoint le Trias de la bande centrale des mélanges. Le bas de cette bande presque est-ouest de Trias montre des niveaux de calcaires et de marnes verts et jaunâtres du Keuper (N43-70° SE).

Cette bande de Trias, transverse par rapport à la structure générale, paraît se rattacher à la bande centrale; les gypses et les formations associées ont été extrudés dans les Terres Noires de Jalinier le long d'importantes fractures : le bord nord du périclinal de Jalinier est tronçonné par un grand accident subvertical à N112, qui se poursuit dans les Terres Noires où il interfère avec des accidents à N130 et à N150 (ces accidents affectent au NNW le Crétacé inférieur plissé de Barrican).

Par sa forme et sa direction, la lame de Trias évoque le remplissage d'une mégafente de tension ouverte entre deux jalons du linéament dans un système en compression (mouvement senestre).

En amont le Vermeil coule pratiquement Nord-Sud, creusant son lit dans les Terres Noires. La bande de gypses passe en rive gauche du torrent.

Les Terres Noires sont broyées par le jeu polyphasé de nombreux accidents de directions principales : N0-N5; N20-N30; N175, en rive gauche; en rive droite, sous les arrachements de Barrican, elles montrent, en plus des précédentes structures, un important diaclasage est-ouest.

2. LA BANDE DES MELANGES, DU RAVIN DE VIERARON AU RAVIN DE LA GORGE DE L'OURS

Au Nord des derniers affleurements houillers (ravin des Champas), la bande centrale ne réapparaît qu'au Nord des Terres Noires de Pierre Pointue, à la faveur de quelques fenêtres ouvertes dans les grands éboulis du Vermeil.

La première coupe rencontrée montre une lame de gypse (N45 à N50-90°) pincée entre les Terres Noires très disloquées, à débit cubique, au NW, et le Carixien au SE (unité est, de Clamensane-Coste Longue).

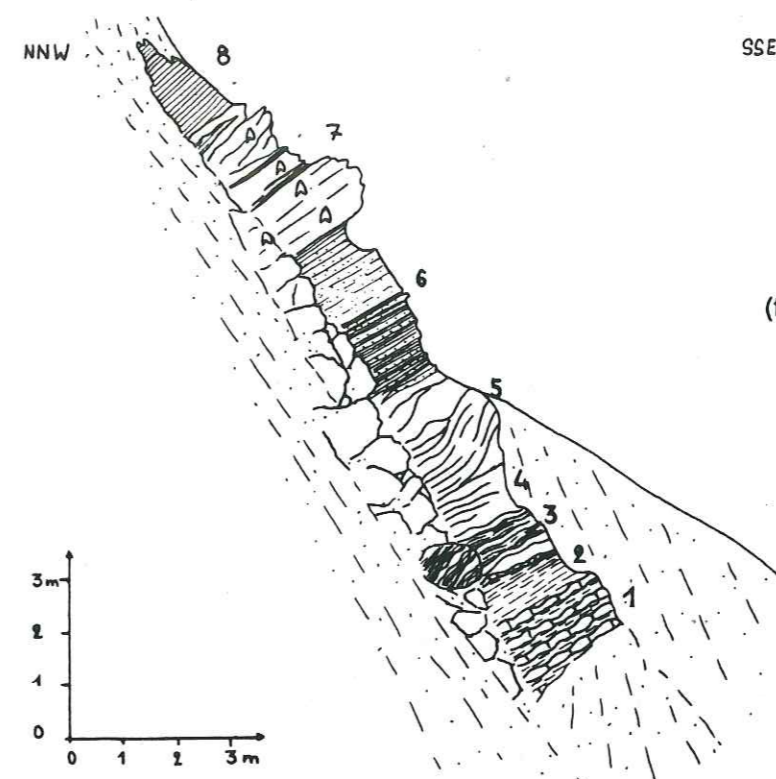
Un niveau à nodules (Oxfordien inférieur ?) permet localement de mesurer un pendage dans le Jurassique : N112-20° NNE.

Les gypses contiennent un niveau de cargneules intercalé, et vers la bordure est, on y remarque un lit lenticulaire très altéré et charbonneux.

De gros bancs verticaux à N45-90° de brèches à éléments de calcaires carixiens séparent la lame des gypses de la barre carixienne de Coste Longue qui se situe ici en rive droite du Vermeil.

Deux cents mètres au NE de cet affleurement, une coupe assez singulière peut être levée (figure n°27).

De bas en haut nous reconnaissons :



(figure n°27) Coupe 19.

- le Sinémurien (1) (N81-50° N);
- puis un niveau gris marneux (2), micacé (60 cm, schistosé selon N67-40° NNW) d'âge indéterminé;
- des calcaires noduleux et des schistes noirs rhétiens (?) (3);
- des alternances de niveaux schisteux gris et de petits bancs calcaires (4) (?);
- un niveau (5) où se retrouvent mêlés des éléments de calcaires (type 4), de gypses, et de débris schisto-gréseux houillers;
- du Carbonifère (6) représenté sur 1,50 m par des schistes noirs micacés admettant quelques petits bancs gréseux intercalés, puis un mètre de grès fins, gris clairs micacés, surmonté par un nouvel ensemble à dominante schisteuse;
- des gypses lités (7), sur 3,50 m, incluant, vers la base, au moins deux niveaux des lentilles charbonneuses, et au sommet une lentille de Terres Noires;
- au sommet de la coupe : les Terres Noires; elles affleurent sur une dizaine de mètres avant de disparaître sous les éboulis; on y remarque quelques niveaux à nodules (Oxfordien moyen ou inférieur) de pendage N170-54° W.

Cette coupe montre donc plusieurs niveaux résédimentés; les Terres Noires supérieures appartiennent peut-être au domaine ouest; la position du Sinémurien de la base est ambiguë, qu'il appartienne aux formations des mélanges ou au Lias du domaine est.

Plus bas sur la pente le Sinémurien réapparaît, très disloqué; certains bancs assez épais et sans interlits marneux suggèrent la proximité de l'Hettangien. Ces niveaux calcaires sont parcourus de filonnets de quartz.

Un peu plus bas encore, affleure le Carixien : dans l'alignement de la précédente barre carixienne (il est ici légèrement renversé : N41-60° NW). La surface supérieure de l'affleurement est recouverte d'un enduit ferrugineux, elle pourrait correspondre à une ancienne surface d'érosion. De nombreux filonnets de quartz parcourent également les calcaires carixiens; des fentes ouvertes offrent de nombreux petits quartz limpides.

Quelques mètres au NE de la coupe, le Houiller contient des débris de plantes indéterminables, les schistes noirs micacés présentent des pendages de N167-30° W rappelant l'orientation des Terres Noires sus-jacentes.

Des éboulis séparent les affleurements des suivants qui paraissent à la faveur d'un ravin : celui-ci montre un développement des gypses (en pelure d'oignon); au SE des gypses, seul le Rhétien affleure sur deux mètres d'épaisseur (N120-14° NNE).

Les éboulis envahissent à nouveau le versant; vers le NE les Terres Noires qui arrivent jusqu'au torrent du Vermeil sont glissées.

Autour du point coté 884 sur le Vermeil, le torrent creuse son cours dans le Sinémurien tourmenté. En rive droite, au-dessus du Sinémurien, viennent en série renversée, une barre hettangienne (N37-47° NW) puis quelques bancs de Rhétien recouvert d'un niveau altéré (un mètre) montrant des débris de Houiller, puis un mètre de Terres Noires surmontées par une lame (1,20 m) de gypses; enfin de nouvelles Terres Noires couronnent le tout.

A l'Est du Rocher de Sainte Catherine affleurent les niveaux vert et jaunes du Keuper (15 m) surmontés de cargneules puis de gypses; ces derniers s'orientent à N178-30° W; les Terres Noires situées au-dessus ont la même direction mais peut-être sont-elles glissées. Les calcaires et pélites du Keuper sont renversés : N0-30° W; une faille méridienne les sépare de l'autre ensemble du Keuper, base de la lame est-ouest de Trias évoquée plus haut.

Le Keuper localisé à l'Est de la faille correspond à la base de la série de Bramefan-Coste Longue (unité est de Clamensane). Seul le Trias à l'Ouest de la faille représente un élément des mélanges.

A partir de ces affleurements de Trias, la bande des mélanges passe en rive gauche du Vermeil.

Le Keuper supérieur surmonté du Rhétien, puis d'une série relativement épaisse de Lias, se suit en oblique sur le versant.

Le versant ouest de Coste Longue-Bramefan est en grande partie occupé par des bois établis sur des éboulis stabilisés; heureusement deux grands ravins permettent d'atteindre les couches en place : le ravin de la Gorge de l'Ours au Nord et un second, quelques centaines de mètres au Sud, qui ne porte pas de nom.

Le ravin "sud" a dégagé, à sa base, des Terres Noires très écrasées, orientées en moyenne à N16-70° WNW; elles sont surmontées par des gypses bréchiqes (N64-54° SSE); à leur contact les Terres Noires sont rebroussées vers le NW. Vers 1000 m d'altitude se trouvent plus ou moins en éboulis des éléments de grès (houillers ?); puis vers 1050 m de nouveaux gypses paraissent à la base de la série de Bramefan.

Le ravin de la Gorge de l'Ours (figure n°28 II) apporte quelques renseignements supplémentaires : comme dans le premier ravin, les Terres Noires en occupent la base, sur les soixante-dix premiers mètres de dénivellée. Près du confluent avec le Vermeil, elles sont particulièrement broyées; les plans de stratification sont méconnaissables; les plans majeurs de failles et diaclases sont à N0-5-90°, N55-30° à 70° SE, N120-70° NNE, N160-50° W; on note également de nombreuses failles plates. Plus haut, vers 950 m, les Terres Noires sont moins accidentées; leur stratification est à nouveau visible et passe de N4-40° E à N135-45° NE 20 m au-dessus.

A l'altitude 1010 m, les Terres Noires (N175-42° E) sont surmontées par une masse de gypses lités selon N78-50° NNW. Le contact entre les deux formations n'est pas très "parlant" : sous les gypses les Terres Noires sont altérées en un niveau argileux et la base des gypses n'est pas non plus typique d'une mise en place tectonique. Les gypses visibles sur 1,50 m seulement disparaissent sous des éboulis, et affleurent à nouveau un peu plus haut dans le ravin. Au niveau (1025 m) on remarque sur 2,50 m du Carbonifère : la base en est représentée par des brèches rousses et la partie supérieure par des schistes noirs très altérés et sulfureux (enduits jaunes); latéralement vers le Nord, et au-dessus du ravin, on note un banc de quartzite (Rhétien ?).

Au-dessus, au Carbonifère succèdent dans le ravin, des formations bréchiqes; elles évoquent à première vue les cargneules du Trias, mais elles présentent une patine rose à rouge, et leur contenu en fait des brèches de pente indurées : elles remanient du matériel triasique (Keuper) mais aussi des fragments de molasse rouge (grès et marnes). Quelques mètres à l'Ouest des gypses et à la base des formations ébouleuses paraît un niveau d'argile très grasse et plastique rouge vif signalant la proximité de l'Oligocène : il existe 500 m au Nord près de la campagne de Noël, un petit affleurement de molasse rouge.

Au-dessus des brèches de pente affleurent des bancs de Rhétien assez disloqués, puis des éboulis envahissent le fond du ravin; ceux-ci contiennent une grande proportion de blocs de quartzites blancs tachetés de roux, qui signalent un Trias inférieur sub-affleurant.

Les éboulis venant au-dessus sont nourris par les niveaux rhétiens et hettangiens. Le Keuper supérieur calcaire et pélitique affleure vers 1100 m, on peut le considérer comme la base de la série de Bramefan : le Rhétien vient au-dessus et après de nouveaux éboulis, vers 1250 m, se suit la coupe du Lias de Bramefan.

Le Carbonifère et le Trias détritique de la Gorge de l'Ours sont les affleurements les plus septentrionaux de ces niveaux "anciens" que j'ai trouvé dans le Vermeil.

Malgré l'étroitesse de la bande centrale dans le secteur de Coste-Longue, le Carbonifère se manifeste sur toute la longueur de la bande; il y est généralement associé aux gypses du Trias.

Les gypses ceinturent à l'Ouest la bande, et sont en contact permanent avec les Terres Noires. Côté est, les rapports avec l'unité de Bramefan sont plutôt confus, mais le plus souvent les Trias des deux unités sont en contact.

3. LA DALLE LIASIQUE DE COSTE LONGUE (figure n°29 II)

Nous avons vu qu'à partir de l'accident à N160-170 de Mirau, la série liasique plonge vers le Vermeil. A l'Est de Viéron, ce Lias du domaine est (principalement Carixien et Domérien) se retrouve en rive droite du torrent, en contact avec les formations des mélanges (essentiellement le Trias); après quelques centaines de mètres, l'unité est se cantonne à nouveau à la rive gauche du Vermeil, et forme la crête de Coste Longue.

Le versant ouest de Coste Longue montre une coupe continue du Keuper au Carixien. Le Carixien s'élève en crête jusqu'au sommet de Bramefan (1658 m).

Sur près de 2 km de Long, depuis Mirau jusqu'au Carixien de Coste Longue, le Dogger occupe la crête et la totalité du versant est.

Du SW vers le NE, les structures, essentiellement des plis, évoluent de N50 à N120; cette évolution se suit également d'Ouest en Est : à proximité des accidents linéamentaires les plis s'orientent à N50-N60-20° WSW tandis que plus distalement vers l'Est, les axes sont à N120-0°.

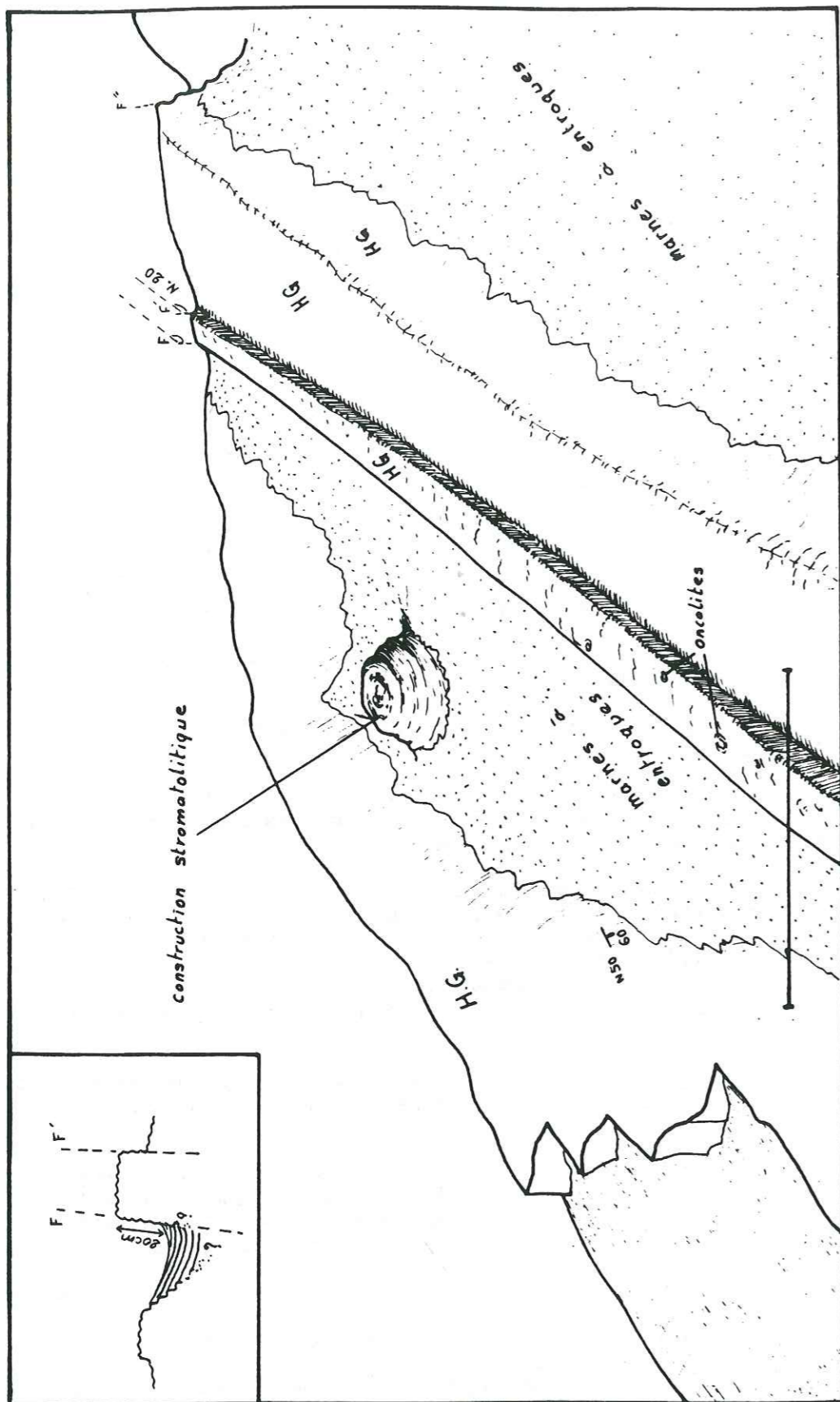
Au Nord de Mirau jusqu'au point coté 1016, s'étend une large bande (environ 600 m) occupée par le Dogger et le Domérien plissés et faillés. Ces terrains montrent un empilement de plis dirigés selon N18 à N35-18° à 30° SSW, qui augmente considérablement leur surface d'affleurement. La structure ne suffit pas à expliquer totalement l'épaisseur du Dogger; le Domérien quant à lui présente, comme à Mirau, environ 100 m d'épaisseur, mais la barre supérieure ne dépasse pas 8 m.

Le Dogger calcaire à la base puis marno-calcaire est nettement plus épais : au NW du point 1016 il atteint 250 m.

A proximité du point coté 1161 le Bajocien repose directement sur le Carixien puis de part et d'autre de la crête paraît de nouveau le Domérien. Celui-ci ne dépasse pas 50 m sur le versant est et sud de Bramefan; il s'épaissit en direction du Vermeil.

La barre carixienne de Coste Longue montre de nombreux accidents qui ont pour la plupart certainement une origine liasique. On observe localement au-dessus des calcaires carixiens très fracturés un banc métrique qui les recouvre en légère discordance (N150-43° WSW); à l'intérieur du banc s'observent des figures de ravinement et des zones d'accumulation de faunes : bélemnites, entroques. Ce banc (peut-être toarcién ?) est lui-même surmonté (contact de ravinement) par un gros banc de calcaires à entroques (2,50 m) probablement bajocien comme les niveaux calcaires de Mirau.

Le ravin situé au Nord du point 1016 porte, lui aussi, les traces d'une activité tectonique liasique : au-dessus des niveaux domériens repose en légère discordance de ravinement un gros banc calcaire terminé par un hard ground. Le hard ground est daté du Toarcién supérieur par sa faune d'ammonites, il tapisse la surface supérieure du banc mais aussi de petits miroirs de failles (figure n°28).



(figure n°28) CONSTRUCTION STROMATOLITIQUE, HARD GROUND TOARCIEU, ET PALEOFAILLES ENCROUTEES.

H.G. : hard ground.

La surface montre localement des figures de mud-cracks; elle présente de nombreux oncolites, on y remarque une construction stromatolitique (stromatolites colonnaires) à section circulaire (1 m) et à structure concentrique soulignée par des lits de petites chailles. L'inclinaison du monticule par rapport à son substrat indique que celui-ci présentait une légère pente.

Le hard ground est recouvert par des faciès marneux à entroques du Dogger. Les marnes admettent très rapidement des intercalations de bancs calcaires où l'on remarque un peu plus haut dans la série (à quelques mètres) de nombreuses surfaces à *Cancellophycus*; associé à ces niveaux, un *Skirroceras* a permis de les dater du Bajocien moyen. La série est donc bien différente de celle de Mirau.

La dalle liasique du domaine est, relevée au Nord (Bramefan) le long d'accidents et de plis d'axes N100 à N120, s'incline au Sud en direction de Clamensane. Le bord ouest de l'unité est déformé à N50-N60 à proximité des accidents linéamentaires à N20-N30 du torrent du Vermeil. Entre Bramefan et Mirau, le Carixien est affaissé dans une zone synclinale préstructurée par les accidents jurassiques : au bas du cône de Mirau le Carixien devait, déjà au Domérien, présenter une pente au Nord à partir d'un réseau de fractures dirigé N90 à N100. Ces directions rappellent celles que l'on retrouve sous le Bajocien supérieur de Mirau (SE).

La tectonique alpine s'est une fois de plus surimposée aux structures jurassiques : la zone affaissée a favorisé la formation de plis au sein des séries marno-calcaires du Dogger et du Domérien.

4. LIMITE NORD DE LA BANDE DES MELANGES

Sans entrer dans les détails de structure, il faut noter que vers le Nord la bande des mélanges disparaît sous les Terres Noires (Vermeil amont). Ces Terres Noires sont ravinées et recouvertes, en discordance, par la molasse rouge. Le Jurassique et le Tertiaire sont plissés à N100; seules les failles occidentales du linéament affectent la molasse rouge. Les failles et diverses structures à N20 du linéament viennent buter sur ce pli.

Au Nord et à l'Est de la structure anticlinale faillée de Bramefan viennent des écaillés à Trias et Lias.

5. CONCLUSION

Le secteur de Vermeil-Coste Longue voit la bande des mélanges se réduire à presque rien; elle est pincée entre des accidents subverticaux du linéament; Carbonifère et Trias inférieur ne sont plus représentés que par de très petits pointements, parfois seulement par des indices sous forme de débris souvent associés aux gypses. La bande des mélanges est localement uniquement représentée par des formations gypseuses.

Le Jurassique moyen à supérieur est bien représenté en rive droite. Les accidents occidentaux affectent le bord des plis du Grand Abian-Jalinier. Entre ces accidents et ceux de la bordure ouest de Clamensane la zone centrale est en fait toujours aussi large qu'à la Gypière mais elle est occupée en majorité par les Terres Noires; ces dernières présentent des faciès caractéristiques de niveaux relativement jeunes (Oxfordien) on peut penser que ces Terres Noires appartiennent en fait à la bande des mélanges mais que ceux-ci légèrement plus anciens se retrouvent enfouis en-dessous; une érosion plus profonde devrait les mettre à jour.

Enfin jusqu'à Bramefan, Lias et Dogger sont une fois de plus soumis à une tectonique distensive délimitant des zones affaissées et des zones hautes, et entraînant des variations d'épaisseur et de faciès.

F. QUELQUES HYPOTHESES ET CONCLUSIONS SUR LES STRUCTURES ET PALEOSTRUCTURES DE CLAMENSANE (figure n°30 II à 34 II)

Il n'existe, dans le secteur de Clamensane, aucune coupe complète allant du Carbonifère au Jurassique. Les nombreux "paquets" de roches à matériel houiller et triasique que l'on trouve, en particulier à la Gypièrre, dans les formations domériennes, insérés dans plusieurs niveaux, puis dans les Terres Noires, permettent de rejeter l'hypothèse de Gidon d'un seul affleurement de Houiller qui constituerait le cœur d'un pli. Le Houiller et le Scythien qui font l'originalité de ce secteur, se sont révélés appartenir à une vaste formation olistolitique.

Les olistolites sont issus d'au moins deux générations d'éroulements sous-marins : un premier ensemble se met en place dans la sédimentation domérienne - un second, dans les Terres Noires du Bajocien et, peut-être, du Bathonien. Il existe trop peu de sédiments datés du Lias supérieur pour savoir ce qui a pu se passer à Clamensane à cette époque qui, partout dans le Subalpin, est connue pour être particulièrement active du point de vue tectonique. Peut-être l'ensemble du secteur était-il soumis à l'érosion ?

On reconnaît, à l'Est, le compartiment qui, au Jurassique, était relevé le long des accidents linéamentaires et qui a alimenté en olistolites la zone de bassin située à l'Ouest. Le compartiment est présentait une légère pente vers l'Est - bloc basculé classique - comme l'indiquent des niveaux à *slumps* dans le Bajocien, des *flute-casts*, des encrinites... Le bord ouest de ce compartiment porte la cicatrice d'anciennes failles normales, aujourd'hui basculées à l'horizontale, comme il avait été indiqué par divers auteurs (Arnaud et al., 1977). Localement, ces paléostrutures sont scellées par des bancs discordants.

Les différents accidents et les discordances sur l'ensemble du secteur, permettent de souligner qu'au Domérien, les failles à N0-N20 jouaient un rôle important dans la structure, mais que la paléogéographie du fond marin était également commandée par des accidents transversaux à N110-120. Ainsi il devait exister un talus principal à regard ouest et de petites structures en marches d'escalier, à regard SSW surtout, mais aussi NNE, déterminant à l'intérieur du bassin et de la zone haute, des sous-unités.

Ainsi, au Nord, sur la zone haute du Domérien et du Bajocien, on remarque une structure en cuvette où s'accumulent des sédiments. Cette structure va servir de guide aux déformations, à l'Alpin. Vers le Sud, dans le bassin et sa bordure, une structure en creux a permis une grosse accumulation de sédiments du Domérien, avec notamment olistolites venus de l'Est, mais aussi du Nord.

On remarque que les olistolites domériennes sont surtout visibles au Sud. Au Nord, le Domérien du bassin n'affleure pas, sans doute en partie masqué par les Terres Noires, mais peut-être aussi parce que le creux de Bramefan-Mirau signe un relèvement relatif moindre de ce compartiment.

Au Bajocien-Bathonien (?) se met en place une nouvelle formation olistolitique. On remarque, dans ces niveaux, d'importantes quantités d'éléments de Houiller et de Trias, souvent très gros (parfois, plusieurs centaines de m³); ces éléments dominent, alors que les blocs de Lias sont rares en dehors des formations domériennes à olistolites qui ont glissé dans les Terres Noires. On peut donc penser que le Houiller et le Trias que l'on rencontre dans les Terres Noires ne sont pas hérités des formations à olistolites du Domérien, mais proviennent d'un nouveau glissement.

La disposition des terrains dans la bande des mélanges montre, à la Gypièrre, à l'Ouest, une zone à gypse triasique, Houiller, Terres Noires et dolomies, avec une partie de mélanges complexes à formation olistolitique domérienne remaniée dans le Dogger - et, à l'Est, une zone à Domérien à olistolites, puis sans olistolite, mais très épais (Champ Long).

Au Nord, la zone à éléments de Carbonifère devient très large vers Rouchon, alors que disparaît la formation à olistolites. La géométrie des compartiments montre que cette formation ne se trouve probablement pas sous Mirau. A l'extrémité nord des affleurements de Houiller, la bande des mélanges disparaît sous les Terres Noires postérieures : elle continue très probablement en profondeur.

On remarque l'abondance des gypses sur le bord ouest de la bande des mélanges. C'est, sans doute, qu'à l'Ouest la faille tertiaire et moderne a joué et que le gypse a pu être expulsé le long de ces fractures. Mais c'est peut-être aussi lié à la période de *rifting*, pendant laquelle des gypses ont pu s'écouler en premier du talus et se résédimer à l'Ouest. Ils ont aussi pu monter par diapirisme le

long des failles normales, en provenance aussi du substrat du bassin (Masclé et al., 1986), d'où leur situation relativement occidentale actuelle.

Compte tenu des différentes observations, je propose donc pour la mise en place post-hercynienne du Houiller de Clamensane :

Une première phase sédimentaire globale au Jurassique, lors des jeux normaux des linéaments, pendant la période *rifting* pré-ludant à l'ouverture de la Téthys ligure. Cette première phase se subdivise elle-même en deux épisodes principaux. D'abord, un premier jeu de failles anté-domériennes crée une structure en horst qui s'érode sous la mer, au moins jusqu'au Trias. Puis, au Domérien, une partie de l'ancienne zone en horst s'affaisse - sur laquelle viennent s'accumuler des sédiments domériens et des blocs issus du démantèlement du nouveau talus voisin. Les rapports du Houiller et de la formation olistolitique domérienne suggèrent que les premières formations à olistolites du Domérien se sont déposées sur ou à proximité du substrat carbonifère. Pour la préparation pré-domérienne des événements, on note que des brèches sédimentaires existent dans le Carixien de Mirau. Toujours au Domérien, le fond était très inégal et un haut-fond pouvait occuper la partie nord du bord du bassin. Par contre, une homogénéisation des fonds intervient à la fin de cette période. On sait peu de choses sur sa remise en cause au Lias supérieur...

Au Bajocien et, peut-être, plus tard, les jeux normaux de la faille reprennent, créant une nouvelle zone de talus, plus à l'Ouest. On voit ainsi au Bajocien, de grands panneaux de talus à matériel houiller et triasique, ancien substratum du Domérien, tomber les premiers dans le bassin. Le jeu entretenu des failles et le recul du talus permet, à la Gypièrre, à d'autres formations de glisser sur l'olistolite bajocienne : c'est d'abord le Domérien avec la première génération d'olistolites - puis le Domérien sans olistolite de Champ Long.

La seconde phase est tectonique : elle concerne la période de déformation de l'ensemble pendant la tectogenèse alpine tertiaire, avec notamment le jeu des failles du linéament et plissement différentiel de la couverture, de part et d'autre de cette large "faille d'Aix en Provence". Ceci entraîne des mouvements décrochants et coulissants. A l'intérieur de la bande faillée, on reconnaît des dispositions de plis originales, auxquelles il ne faut pas attribuer une valeur régionale.

CHAPITRE II - SECTEUR DES MOULIERES

A. PRESENTATION

1. PRESENTATION ET BREF HISTORIQUE

Gras (1840) signale la découverte d'une couche d'antracite au "quartier de la Molière", et remarque que l'environnement géologique est le même qu'à Clamensane : "elle touche également à une masse de gypse et se trouve au milieu des schistes marneux du Lias" (schistes houillers mais aussi Terres Noires).

Kilian (1888) évoque l'antracite des Moulières (d'après les travaux de Gras). Il est intéressant de noter que cet auteur a, dès cette époque, remarqué les galets du Sasse (redécouverts par la suite par Artru, voir ci-dessous) qu'il a attribués à "un placage quaternaire d'origine peut-être glaciaire".

Haug (1891) "ignorant" le Houiller, s'intéresse au Trias détritique, qu'il décrit comme "une masse de grès très compacte à gros grains anguleux", "...ces grès rappellent les quartzites du Trias inférieur du Briançonnais". Il note l'exploitation qui en était faite alors pour la protection de la route de Sisteron à Seyne contre les débordements "de la Sasse". La position des grès dans les marnes bajociennes lui fait interpréter ce Trias comme un lambeau de recouvrement.

Goguel (1939) semble lui aussi avoir "oublié" l'antracite des Moulières (toujours non daté); il n'évoque que le Trias dont la position lui paraît énigmatique, et qu'il interprète comme une "extrusion profonde dans le Bajocien, le long d'une faille".

Lors d'une étude préliminaire, pour l'exploitation d'un sondage pétrolier sur l'anticlinal de Sigoyer, Orgeval et Zimmermann (1957) s'intéressant à la terminaison périclinale du pli, redécouvrent le Houiller de Nibles : "la découverte d'un lambeau de Stéphaniens moyen qui repose en contact anormal sur le Bajocien de l'anticlinal de Sigoyer (s. l.) est à signaler". La flore recueillie, déterminée par Sarrot-Raynaud a permis de dater pour la première fois le Carbonifère des Moulières. Les auteurs signalent le Trias détritique au-dessus du Houiller et font remarquer que le Permien est absent comme à Remollon et à Barles.

Il est à noter que les mêmes auteurs prirent les blocs de grès du Trias, situés au bord du Sasse, pour des barres de grès liasiques (Lias moyen) : la faune recueillie occupant des creux (piégeage de sédiments) dans la roche et en particulier au sommet des blocs et ceux-ci ayant servi de support à la faune fixée. Ils décrivent notamment dans cette série de "Lias moyen" :

- " - des grès à patine noire et de ciment calcaire,
- des intercalations calcaires, fossilifères,
- une brèche à éléments antétriasiques et triasiques.

Par endroits, les passages plus calcaires sont très fossilifères : Ammonites, Bélemnites, Encrines, Pentacrines, Beccs de Nautiloïdes. Le sommet de ces grès calcaires est formé par une véritable brèche, on y trouve du Primaire remanié et des éléments de Trias. Un hard ground termine la série : la

surface corrodée montre de nombreux débris de fossiles. Il correspond à une lacune (Toarcien-Aalénien). Il est surmonté immédiatement par la sédimentation des marno-calcaires du Bajocien."

Artru (1966a) démontre que les éléments de socle, charbon, Trias et Lias du Riou d'Entraix sont des olistolites du Bajocien supérieur, qu'aurait produit l'écroulement d'une falaise située à l'Est. Il n'aborde pas le problème de la colline des Moulières qui pourtant constitue le plus gros affleurement de socle anté-triasique du secteur.

Compte tenu des observations d'Orgeval et Zimmermann, les blocs de Trias encroûté par une faune du Lias moyen, devaient donc, de par leur position dans la série (calcaires et brèches au-dessous, Bajocien marno-calcaire au-dessus), être des blocs déjà resédimentés au Lias moyen.

Beaudoin (communication orale) et son équipe auraient montré qu'une partie des olistolites était de mise en place domérienne, mais surtout que ces olistolites auraient cheminé du Nord vers le Sud. Beaudoin signale d'autre part la présence d'olistolites dans le Domérien des Rochers de Hongrie (Synthèse du Sud-Est, 1984).

Le caractère linéaire des structures comprises entre les Moulières et les Rochers de Hongrie est de mieux en mieux connu; le caractère vertical des principaux accidents est souligné par les travaux de Arnaud et al., 1978a et b, Rousset (1978), Gidon (1982), ... Pour ces différents auteurs le "socle" des Moulières affleure principalement grâce au jeu alpin des failles.

En 1982 une nouvelle interprétation est proposée pour la mise en place du Houiller des Moulières : ce dernier correspondrait à un olistolite oxfordien (Guiomar, 1982). Deux notes reprenant cette hypothèse (Guiomar, 1984; Guiomar et Rousset, 1984) ont fait l'objet d'une "contre-note" (Gidon et Paris, 1985).

La critique m'a montré la nécessité de décrire avec le plus de précision possible les "secteurs clefs" sur lesquels j'ai basé mon argumentation, d'où certains développements et descriptions pouvant sembler fastidieux....

2. DE CLAMENSANE AUX MOULIERES (figure n°35 II)

La bande faillée de Clamensane est apparemment interrompue au Sud du ravin de Gypièrre : les affleurements de Carbonifère, Trias et Lias disparaissent sous les alluvions du Sasse, puis en rive gauche de la rivière les Terres Noires occupent la quasi totalité du versant ouest de la montagne de Jouère. Ces Terres Noires sont en majorité sous la forme de terrains glissés.

Dans le ravin de Rempony et sous le hameau de Maynard, des pointements de Lias ont cependant été épargnés par ces grands recouvrements de surface. Des séries complètes du Trias au Dogger affleurent à nouveau largement à partir du Blacus et se développent en direction de Valavoire : le Lias dessine une large bande orientée à N140.

Ce n'est qu'au Sud du Blacus que l'on retrouve le Carbonifère, c'est-à-dire à plus de 3 km de celui de la Gypièrre. Le Carbonifère et le Scythien constituent le sommet de la colline des Moulières.

A l'Ouest des reliefs des Moulières et du Blacus, on retrouve les accidents N20 qui prolongent au Sud ceux de la Gypièrre; à l'Ouest de ces failles se situent les olistolites décrits par Artru dans le Bajocien supérieur, et essentiellement représentés par de gros blocs de Scythien et de Lias.

3. GRANDS TRAITES DE LA GEOLOGIE DES MOULIERES

L'environnement géologique du Carbonifère des Moulières est très comparable à celui du Carbonifère de Clamensane :

- le Carbonifère et le Trias gréseux sont en rapport direct, d'une part avec des formations évaporitiques du Trias moyen et supérieur, d'autre part avec des Terres Noires;

- le "linéament de Clamensane" se poursuit vers le Sud jusqu'aux Moulières, et au-delà;

- quelques centaines de mètres au NW des Moulières on connaît des olistolites bajociens;

- le Lias et le Dogger qui affleurent à proximité immédiate du Houllier montrent de nombreuses paléostructures accompagnées de variations d'épaisseurs et de faciès.

Cependant le contexte structural du Houiller des Moulières est plus complexe que celui de Clamensane; ici intervient en effet un second linéament : celui des Rochers de Hongrie-Trainon.

La colline des Moulières se situe donc à la croisée des deux linéaments (N20 et N140). Des failles secondaires orientées N50 à N70 complètent le réseau d'accidents qui délimite ainsi un petit compartiment triangulaire, dont l'essentiel est représenté par la colline des Moulières et son "coin" de Houllier et de Trias, "planté" dans les Terres Noires (figure n°42 II).

Le caractère essentiellement vertical de ces failles a conduit à des hypothèses très "verticalistes" de mise en place du Carbonifère (figure n°52 II).

Autour de ce "triangle des Moulières" s'individualisent trois unités structurales et paléogéographiques.

3.a. A l'Ouest

Un premier domaine, appartenant au Bassin dauphinois stricto sensu, est essentiellement représenté par d'épaisses formations de Terres Noires d'où émergent deux types de structures soulignées par des niveaux calcaires : au Nord le pli de Sigoyer, au Sud les Rochers de Hongrie.

- * l'anticlinal de Sigoyer (N100) dessine un large pli dont la voûture est soulignée par les gros bancs calcaires séparés par des niveaux plus minces de Terres Noires. Cette formation est datée du Bajocien. En rive gauche du Sasse l'anticlinal se poursuit de part et d'autre du Riou d'Entraix. C'est autour du confluent de la rivière et du torrent que se localisent les "olistolites d'Artru".

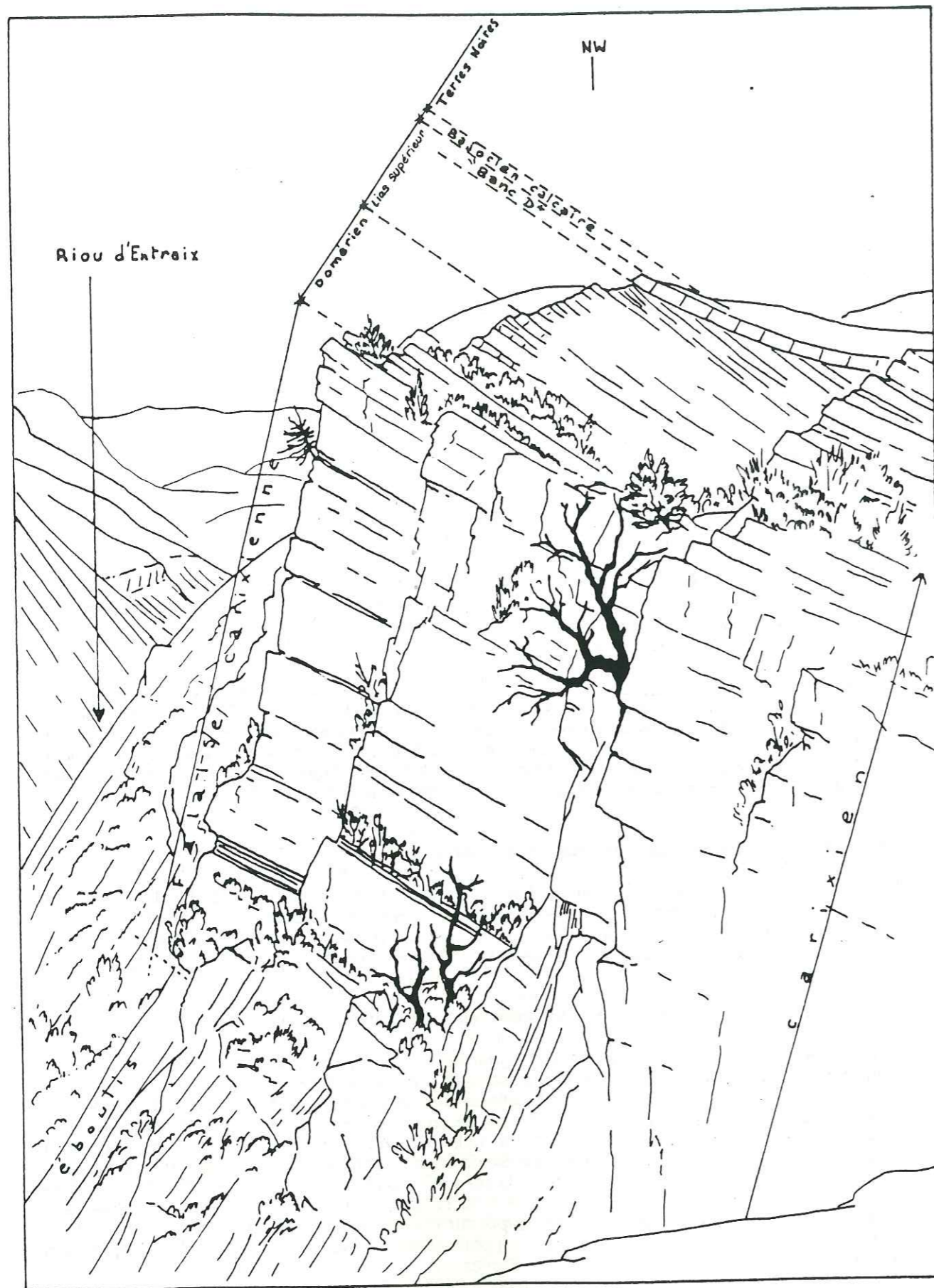
- * l'anticlinal des Rochers de Hongrie, à cœur de Trias, montre deux flancs subverticaux de Lias encore à dominante calcaire. Les Rochers s'alignent sur la structure linéaire N140, mais l'anticlinal, très déformé, n'épouse strictement cette direction que dans sa partie occidentale. Au centre il dessine un pli à N90 qui se redresse à N50 vers l'Est : il ne reste du Lias que le flanc inverse (SE) dont le sommet porte le nom de Saint Laurent. La lame de Lias hachée de failles s'aligne enfin, au NE, sur le linéament à N20. Elle disparaît au niveau du ravin qui sépare le Saint Laurent des Moulières.

3.b. Au Nord et à l'Est : le "Lobe de Valavoire-Clamensane"

L'unité de Valavoire comporte, comme je l'ai déjà signalé, un Lias relativement réduit; il dessine ici une dalle monoclinale peu déformée qui se redresse progressivement au Sud. Ce Lias est surmonté par une épaisse formation de Terres Noires couronnée par la barre tithonique de Jouère culminant à 1886 m d'altitude. Le Lias de cette unité est représenté par les reliefs du Trainon, du Défens et du Blacus.

3.c. Au Sud : l'unité de Saint Geniez, autochtone relatif du Trainon

Cette unité comporte une série allant du Dogger au Crétacé, plissée en synclinaux et anticlinaux coiffés, EW. L'Oligocène rouge détritique, discordant sur ces structures, forme une bande étroite le long de l'accident du Trainon. Au Sud des Moulières l'harmonie des plis EW est rompue à la rencontre de la bande faillée de Clamensane : le Tithonique se dresse en une lame verticale orientée à N20 : la brèche d'Entraix. Dans ce secteur, la bande faillée atteint 1,2 km de largeur, les séries sont verticalisées. Les Trias, Lias et Dogger de Saint Laurent sont eux-mêmes impliqués dans cette structure, et séparés par une faille majeure de la série allant du Bathonien au Cénomaniens de l'unité de Saint Geniez. La faille N20 qui limite ce Crétacé du Trias du Trainon, à l'Est, sépare de même cette bande à dominante verticale d'un Crétacé supérieur que Gidon attribue au Sénonien (notice de la carte Laragne à 1/50 000, à paraître) et qui supporte quelques mètres d'Oligocène rouge. Sénonien et Oligocène appartiennent à l'unité de Saint Geniez.



(figure n°29) DISCORDANCE LIASIQUE AU-DESSUS DU CARIXIEN DE VALAVOIRE.

(Guiomar, 1982)

B. ETUDE DETAILLEE

1. AU NORD ET A L'EST DES MOULIERES

1.a. De Clamensane au Blacus (figure n°36 II)

- Dans le ravin de Rempony, sous le Bajocien, j'ai découvert quelques bancs de calcaires noirs siliceux vraisemblablement domériens. Cet affleurement est malheureusement très mauvais.

- Au bord de la D104 menant à Valavoire, au-dessous du hameau de Maynard, le Carixien se suit sur environ 150 m, puis la barre calcaire descend jusqu'au torrent de Maynard.

Le Lias est limité à l'Ouest par un escarpement de faille. Au-dessus de la route un contact faillé nord-sud sépare le Carixien d'un banc calcaire métrique d'aspect corrodé vraisemblablement équivalent du banc D (Toarcien moyen) décrit par Bodelle (1964) à Valavoire. Au-dessous de la route sont visibles sous le banc D (?) quelques bancs de calcaires à entroques (Domérien ?). Au Sud du ravin de Maynard, sur la rive gauche de son petit affluent, le Lias apparaît à nouveau sous les Terres Noires sub-horizontales. Le Carixien est surmonté par 3 m de Domérien, recouvert en discordance par le Toarcien. Lors du dépôt de ce dernier, le Lias moyen devait accuser un pendage à N12-42° E qui rappelle les mesures obtenues à Clamensane (Champ Long est). Une deuxième discordance angulaire importante (35°) est visible entre Bajocien et "banc D" indiquant un basculement du Lias vers le SW le long d'un accident de direction moyenne N150. Celle-ci annonce les structures linéamentaires des Rochers de Hongrie-Trainon.

1.b. De Valavoire au Riou Boyer

A partir du Blacus, la limite Terres Noires-Lias a un tracé presque rectiligne, de direction N140, sur près de 6 km de long.

Au Sud du village de Valavoire, sous les Terres Noires, le Lias s'élève en un monoclin qui constitue le relief de Trainon (1654 m). Le Riou d'Entraix a creusé profondément son lit dans toute la série liasique et même jusqu'au Trias en amont d'Entraix. Cette profonde érosion permet de suivre les structures du Lias sous les Terres Noires. A proximité du village, en rive droite du Riou, des discordances stratigraphiques entre Terres Noires, Dogger marno-calcaire, Toarcien, Domérien (figure n°29) ont été décrites essentiellement par Bodelle (1964) et également par Beaudoin (1975) qui signale en outre des failles affectant le Carixien et pouvant avoir 12 m de rejet. En certains points, les discordances entre banc "D" et Lias supérieur ou Domérien, montrent que ce banc "D" s'était déposé sur un Lias présentant des pendages N10 à N20-17° ESE et N140-24° NE : nous retrouvons donc toujours la même structuration selon les deux directions rhégnatiques principales.

A l'Ouest de Valavoire, le torrent de Repuirenc (figure n°37 II cadre 1) entame également les Terres Noires puis le Lias. A proximité des cascades, le Carixien est affecté d'une intense fracturation selon trois directions : N160, N35 et N50.

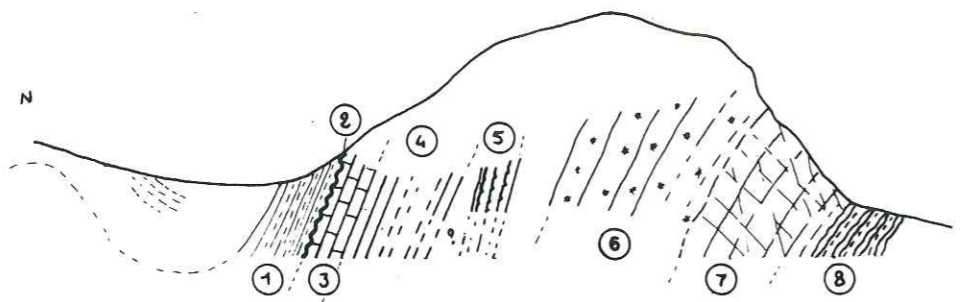
En aval des cascades, les Terres Noires décalées par failles descendent presque jusqu'au torrent; 150 m au SE du coude du ruisseau, on peut les voir en rive droite reposer par l'intermédiaire d'un hard ground, directement sur les calcaires carixiens (Bois de Boyer).

Ce Carixien à chailles a une épaisseur très faible (une dizaine de mètres) par rapport à celui de Valavoire et des cascades de Repuirenc; il a été érodé profondément.

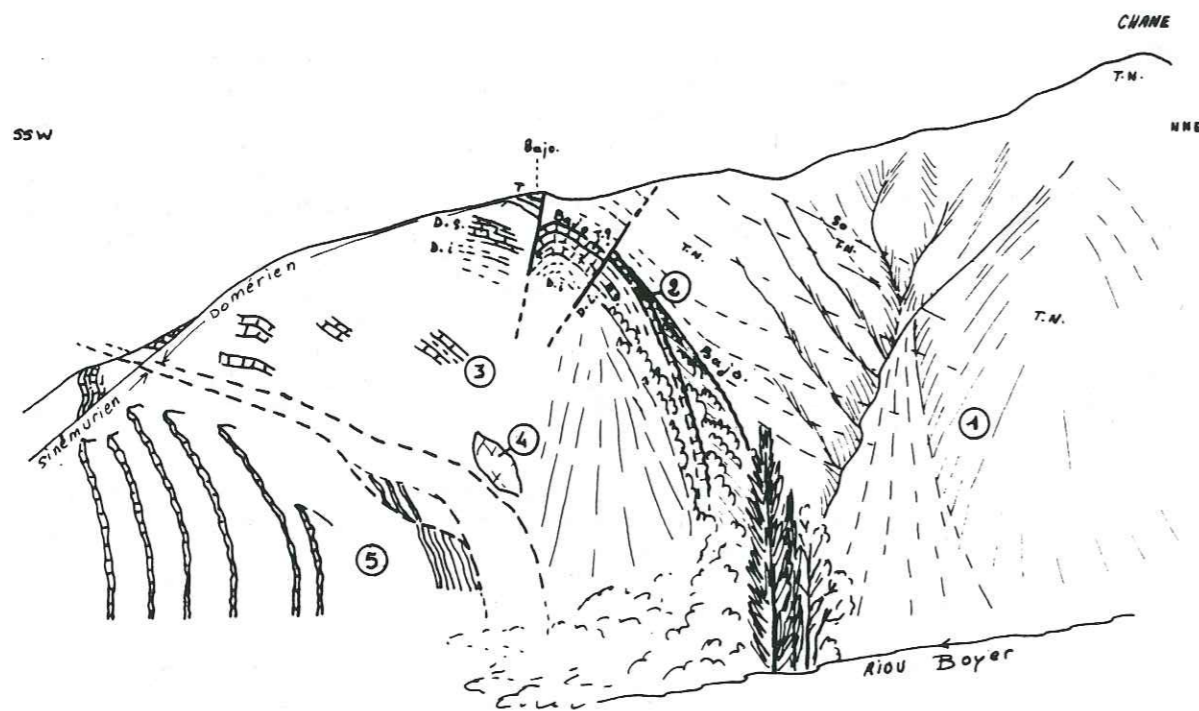
Au Sud il reprend également son épaisseur, il constitue l'ossature du Défens (1037 m) où il est surmonté par quelques mètres de Domérien, de Lias supérieur puis par les Terres Noires.

Les deux hard ground supra-carixiens sont décalés de 270 m en verticale. Le compartiment de la rive droite, à Carixien érodé, devait donc correspondre à une zone haute, alors qu'au Sud, le Lias affaissé était protégé de l'érosion; par jeu différentiel des mêmes accidents, le compartiment érodé se trouve à présent affaissé par rapport au Lias "complet" (230 m) du monoclin du Défens.

L'ensemble liasique du Défens et du Bois de Boyer est affecté par une faille N70. Au Nord de l'accident le Lias présente une structuration visible sur les deux rives du Riou Boyer.



(figure n°30) Butte du Riou Boyer.



(figure n°31) RIVE DROITE DU RIOU BOYER.

Bajo. : Bajocien; D.s. : Domérien supérieur;
D.i. : Domérien inférieur; T. : Toarcien; T.N. : Terres Noires.

1.c. Le Riou Boyer-Chane (figure n°37 II, cadre 2)

Les deux torrents de Brévan et de Repuirenc confluent à l'aval d'un "îlot" de Lias pour former le Riou Boyer (figure n°38 II).

Le Lias inférieur montre une structure semblable sur les deux rives du Riou : l'Hettangien dessine un gros pli cylindrique (N156-3° SSE) mieux visible en rive droite et une succession de barres verticales auxquelles succèdent vers l'Est les barres du Sinémurien affectées de failles et plis aigus (plans axiaux subverticaux) de direction N160. Ces structures doublent quasiment l'épaisseur du Lias inférieur.

Au-dessus du Sinémurien (partie amont du Riou) les coupes diffèrent d'une rive à l'autre :

- en rive gauche, le Carixien forme une barre calcaire d'environ 5 m d'épaisseur seulement; il est directement surmonté par les bancs calcaires et siliceux du Toarcien. L'épaisseur de ces niveaux, difficile à apprécier, n'est que de quelques mètres; les bancs sont très plissés avec des plis d'axe N140 à 160 subverticaux déversés vers le SW (certains plans axiaux sont horizontaux); des failles normales (N160) à regard ouest décalent les bancs d'une dizaine de centimètres chacune; ces accidents pourraient être d'âge liasique ou du moins être anté-Terres Noires.

En remettant à l'horizontale le Toarcien, les failles prendraient alors une direction N154 avec un plongement de 52° vers le SW s'alignant ainsi selon l'une des principales directions régionales.

La limite Lias supérieur-Bajocien est masquée par des éboulis, mais elle correspond à l'évidence à une faille inverse rebroussant le Toarcien sous le Dogger;

- la petite butte (figure n°30) de Lias précédemment citée constitue un intermédiaire entre les séries liasiques des deux rives du Riou. Le flanc Nord du petit relief montre, sous le Dogger marno-calcaire (1) légèrement plissé, un hard ground (2) couronnant 2 m de calcaires en gros bancs (3) (Bajocien ?) puis environ 8 m de marnes et calcaires (4) (Lias supérieur ?) venant au-dessus de 3 m de calcaires siliceux (5); ces derniers présentent à la surface supérieure des bancs, des figures de mud-cracks et des encroûtements stromatolitiques; on y trouve de petites ammonites d'affinité toarcienne. Sous le Lias supérieur le Domérien (6) est représenté par 8 m de calcaires à entroques très accidentés. Les calcaires à chailles du Carixien (7) n'ont que 10 m d'épaisseur et surmontent les calcaires noduleux et marnes du Sinémurien (8), plissés.

Le flanc sud est beaucoup plus tectonisé, principalement au niveau du Domérien où l'on relève des plis N160-5° à 20° NNW et des failles de même direction, plongeant à l'Ouest d'environ 40° (jeux décrochant dextre);

- en rive droite (figure n°31) au niveau du cours d'eau, la coupe est difficile à suivre. D'amont en aval, on observe une trentaine de mètres de Dogger (1) à tendance plus calcaire que les véritables Terres Noires qui le surmontent; des éboulis et une végétation assez dense masquent le contact avec une barre calcaire (2) (1,50 m) terminée par un hard ground et de pendage beaucoup plus accusé que ceux du Bajocien. A l'Ouest de ce niveau affleurent par place des marnes et calcaires du Domérien (3). Entre ce Domérien colonisé par les broussailles et les belles coupes de Sinémurien (5) s'observent quelques amygdales métriques de Carixien (4). La structure subverticale à l'Est s'incline rapidement vers l'Ouest : le contact faillé entre Domérien et Sinémurien s'horizontalise. Une vingtaine de mètres au-dessus du lit du torrent, les bancs à dominante calcaire du Domérien tronquent sur environ 200 m de long la série verticalisée du Sinémurien et de l'Hettangien.

Dans le ravin séparant les reliefs de Blacus et de Chane, le Domérien plonge à l'Ouest. L'accident se manifeste sous forme d'une faille normale à N170-75° W; il sépare le Domérien de l'Hettangien du flanc nord de l'anticlinal liasique déjà évoqué. Ce flanc nord est en outre affecté par une faille N20-40° WNW ayant joué en décrochement senestre (N15-5° NNE), mais le déplacement a été extrêmement faible.

Au-dessus et à l'Ouest de l'anticlinal, le ravin a entaillé une épaisse formation essentiellement calcaire attribuable au Domérien : les calcaires noirs siliceux à patine rousse, très fracturés occupent une centaine de mètres d'épaisseur. Cette dernière est exagérée par la tectonique, mais il est probable que le Domérien ait atteint au minimum 50 m de puissance.

Vers le haut du ravin et sur le flanc sud de Chane (figure n°31), succèdent aux faciès calcaires des alternances de marnes noires micacées et de bancs calcaires pétris d'entroques (5 m ?, rappelant les niveaux de la butte liasique du Riou Boyer). Cet ensemble se termine par une barre calcaire à patine rousse contenant localement des chailles noires.

Dans ce secteur, Bodelle (1964) a décrit une coupe (C. des Claux) : il aurait trouvé sous ce Domérien encrinétique le Carixien, et la série comprise entre les Terres Noires et le sommet du Carixien n'atteindrait qu'une dizaine de mètres seulement. Cette épaisseur est tout à fait improbable à proximité

de la crête de Chane; je suppose que sa coupe est en fait synthétique et utilise différents affleurements du flanc sud de Chane.

Bodolle décrit 3 m de Dogger terminés par un hard ground; pour moi cette surface à galets et ammonites oncolitisés appartient au Lias supérieur, la faune ayant des affinités toarciennes. Le contact entre ce banc calcaire à surface durcie et les Terres Noires est faillé. A proximité de la crête sur le flanc sud, les Terres Noires et le Lias sont affectés de failles normales à faibles rejets (d'ordre métrique) et de direction N140. Au-dessus du Lias supérieur des calcaires et des marnes signalent la présence du Bajocien; très épais ici il se développe rapidement vers le Riou Boyer et vers l'Est pour atteindre une trentaine de mètres. Le banc induré faiblement penté vers le NNW de 27° à 30° vers le haut du versant plonge vers le Riou Boyer en accusant un pendage de N125-75° NE, soulignant ainsi, malgré la présence d'une large invisibilité, une discordance angulaire importante entre le Dogger et le Lias supérieur.

Nous reviendrons plus tard sur ces structures du Riou Boyer et de Chane mais il convient de souligner, dès à présent, les importantes différences que présentent les coupes de Lias situées de part et d'autre du Riou Boyer :

- à deux cents mètres de distance l'épaisseur du Domérien varie de 0 à 50 m au minimum;

* le Dogger repose en forte discordance sur un hard ground toarcien;

* le Bajocien varie de 0 à 30 m.

Enfin rappelons la complexité des structures affectant le Lias alors qu'à proximité, le Défens correspond à un monoclinel liasique relativement peu affecté par la tectonique.

1.d. Blacus (figure n°37 II, cadres 3,4 et 5)

Le Blacus dessine un des angles SW du "lobe" de Valavoire. Les accidents N20 séparent les séries liasiques, du flanc nord de l'anticlinal de Sigoyer. Les failles N140 parcourent le flanc SW du Blacus; Cette fracturation a servi de guide au Riou d'Entraix entre le Blacus et les Moulières, dans les épaisses masses de gypses communes aux deux reliefs.

Le Blacus, comme Chane, est séparé du Défens par le Riou Boyer.

Au Nord et à l'Est, les Terres Noires de l'unité de Valavoire viennent recouvrir les séries inférieures très tectonisées.

Blacus SE (cadre 3)

Au NE du relief, les Terres Noires passent en continuité à celles de Chane, avec des pendages comparables, les mesures se situent autour de N100-45° N. Le versant NE montre une série marno-calcaire du Bajocien, dont l'épaisseur peut être estimée à 20-30 m.

Au niveau du chemin des Claux, le contact des Terres Noires avec les niveaux sous-jacents n'est pas visible. Les premiers bancs calcaires qui affleurent appartiennent déjà vraisemblablement au Domérien : une barre calcaire, d'un mètre d'épaisseur, à patine rousse et silex noirs, surmonte environ 3 m de calcaires noirs siliceux. Au-dessous viennent les formations essentiellement calcaires, à patine rousse, que nous avons déjà signalées à Chane.

Ces calcaires sont extrêmement fracturés, affectés de nombreuses failles, pour la plupart orientées selon N170-35° à 60° E. Ces failles inverses déterminent de petits chevauchements qui augmentent considérablement l'épaisseur apparente du Domérien. Les glissements banc sur banc sont fréquents, les pendages (autour de N130-50° NE) montrant des déplacements d'Est en Ouest tout comme les jeux des failles : de N90 à N100. Dans cette formation calcaire s'observent d'autre part quelques failles subverticales à jeu normal, dirigées N20, et des formations en plis EW auxquelles s'associe un réseau de fractures qui ont ultérieurement joué en décrochements senestres. Des stries à la surface de certains bancs indiquent également une compression NE-SW.

Les calcaires se suivent sur 200 m, le long du Chemin menant à Entraix; vers son extrémité SW, le Domérien paraît de plus en plus fracturé, puis totalement broyé au niveau de son contact chevauchant sur une formation marneuse grisâtre contenant du gypse. Sous ces niveaux à gypse s'observent des brèches à éléments de Domérien, puis, au-delà d'une épaisse brèche de pente consolidée par de la calcite karstique, affleurent des pélites et marnes jaunes du Keuper (environ 3 m) qui reposent sur un

mélange bréchiq ue de Terres Noires et de gypses. Le gypse "sain" est visible dans les ornières du chemin, les Terres Noires quant à elles affleurent quelques mètres plus loin (5 m). Le contact faillé, localement N154-45° ENE, du Domérien sur les niveaux à brèches et Trias, correspond ici au déversement vers le SW d'un accident à tendance verticale que l'on suit sur le versant jusqu'au Riou Boyer.

En rive droite du Riou Boyer, partie aval, la bande de terrains située au SW de l'accident, affleure assez largement; on y reconnaît deux ensembles de Terres Noires et plusieurs lames et amas de gypses, qui leur sont étroitement associés (figures n°37 II et 39 II).

Une première masse de gypse (1) "ferme" la structure au SW : sa partie supérieure présente un litage selon N153-45° ENE (qui rappelle le plan de chevauchement), un niveau de brèches de gypse où l'on note la présence d'un micro-pli couché vers le Sud, d'axe N80-15° W, sépare l'ensemble supérieur des gypses venant au-dessous; ceux-ci présentent une structure différente : la stratification, très redressée, dessine des plis en genoux de plans axiaux N130-60° NE.

Un premier ensemble de Terres Noires (2) dessine une bande nord-sud tronquée par les gypses. Elles occupent une cinquantaine de mètres d'épaisseur à la base de l'affleurement. Les Terres Noires sont "ceinturées" par les gypses : une lame de gypse associée à des dolomies et des carneules constitue la limite orientale, puis passe une trentaine de mètres au-dessus du Riou, par dessus les Terres Noires, pour rejoindre la première masse gypseuse. Une lame de gypse traverse de part en part l'affleurement jurassique dans son tiers supérieur. D'un mètre d'épaisseur à l'Est, la lame atteint 4 à 5 m lorsqu'elle fusionne à l'Ouest avec la première masse de gypse.

Les Terres Noires de la partie inférieure sont essentiellement structurées verticalement; les pendages et les failles sont en majorité verticaux ou avec une forte pente à l'Ouest, leurs directions oscillent entre N0-30 et N160-180. Malgré l'apparente homogénéité de la stratification, de nombreux plis d'ordre métrique à décamétrique sont visibles. Les plans axiaux, principalement verticaux, sont parfois déversés à l'Est et associés à des cisaillements plans dont les stries, de direction N70 à N100, soulignent un sens de déplacement vers l'Est. Cette direction de compression est d'autre part confirmée par la schistosité (S2) et des micro-plis.

Une schistosité (S1) orienté N130-80° SW peut localement apparaître; on note la présence d'une famille de failles inverses sensiblement de même direction que S1, à regard NW et dont les stries orientées en moyenne N60-65° ENE caractérisent un mouvement vers l'WSW.

Sur la plupart des plans de failles (d'orientation différente) ne sont conservées que des stries faiblement pentées résultant de jeux successifs en décrochement nord-sud, tantôt dextres et tantôt senestres.

◦ *La lame de gypse intra-Terres Noires* leur est sécante. A l'Est, elle forme un banc proche de l'horizontale localement penté de 35° vers le NW. Vers l'Ouest où elle s'épaissit, son litage devient N0-45° W, j'ai pu observer à ce niveau une lentille centimétrique de débris de schistes noirs houillers et d'anhracite incluse dans ces gypses. Une petite faille normale (N0-75° W) décale de quelques dizaines de centimètres vers le bas et à l'Ouest la barre gypseuse; celle-ci présente alors un litage orienté selon N38-58° NW.

◦ *Les Terres Noires (2')* venant au-dessus ne sont pas conformes aux bancs de gypse, la stratification en est plus redressée (N45-48° NW à N5-75° W au contact).

Les pendages verticaux N0 à N30 sont fréquents, cependant les plans de stratifications ont des orientations beaucoup plus variées que dans la partie inférieure des Terres Noires. On y observe des plis métriques d'axes N20 à N30 associés à des failles inverses de même direction. Des blocs isolés de calcite provenant de filons (jusqu'à 30 cm d'épaisseur) dilacérés par la tectonique, ont enregistré des jeux de failles normales (N30-85° ESE) repris en décrochements senestres. Ces mêmes décrochements (N25) se retrouvent sur des plans de failles de direction N130 et pentés d'une soixantaine de degrés vers le SW, ainsi que sur certains accidents relativement plans (N25-30° WNW) affectant les Terres Noires.

Au sommet de la formation les pendages sont faibles : 25° à 30° vers le Nord, les directions varient de N50 à N125. Le contact avec les gypses et carneules supérieurs est généralement recouvert d'éboulis de Lias; localement, on observe entre les gypses et les Terres Noires quelques bancs calcaires très recristallisés. Ce niveau présente quelques têtes de plis couchés d'axe N27; un accident N145-42° NE montre un déplacement relatif des calcaires vers le SE (N135). Une autre direction d'axe : N70 (antérieur ?) signale une direction de contrainte franchement méridienne.

La bande triasique (3) qui limite à l'Est ce premier ensemble de Terres Noires (2) a une direction de N155 à N170; elle est inclinée d'une cinquantaine de degrés vers l'Est. Un deuxième ensemble de Terres Noires (4) dessine une large bande (N150) qui s'élève sur le flanc de Blacus jusqu'au chemin des Claux où, bréchifiées, elles sont mélangées à du Trias gypseux. Les plans de stratification sont en majorité inclinés vers l'Est ou le NE de 40° en moyenne avec des directions variant de N130 à N180. Elles contiennent de nombreuses lames ou lentilles métriques de gypse; certaines paraissant en conformité avec les Terres Noires, d'autres au contraire sont tout à fait obliques (exemple : gypse : N0-35° E surmonté de Terres Noires : N165-80° E). Les directions sont alors de N0 à N20.

Comme dans la première série, les Terres Noires sont affectées de nombreuses failles nord-sud, mais ici, elles sont inclinées à l'Est : le plus souvent d'une cinquantaine de degrés. On note la présence de failles de direction N55 (50° vers le SE), de failles plates, et d'une schistosité méridienne avec une pente de 40 à 75° vers l'Est.

Quelle que soit l'inclinaison des failles, les stries conservées sur les différents plans sont horizontales ou très peu pentées (jusqu'à 25°) et se regroupent en deux familles perpendiculaires :

- des stries nord-sud (mouvements dextres et senestres);
- des stries à N100 (mouvements dextres et senestres).

Les Terres Noires (4) de ce deuxième ensemble contiennent de petits bancs calcaires, noduleux, ainsi que quelques nodules isolés. Ces faciès rappellent certains niveaux du Callovien voire de l'Oxfordien inférieur mais aucune faune n'a été trouvée.

Ces faciès calcaires étant plus abondants vers la haut et l'Est de l'affleurement on peut penser que la série est à l'endroit. Le premier ensemble (2) de Terres Noires (ouest) pourrait se situer plus bas dans la série.

Les Terres Noires (4) sont surmontées par une lame de gypse (5) supportant directement quelques bancs de Rhétien (6) qui dessinent une gouttière synclinale nord-sud d'ordre métrique.

Le contact Terres Noires-Trias n'est visible qu'en un point où je n'ai malheureusement pas pu prendre de mesures suffisantes; il est le plus souvent masqué par les productions calcaires d'une source encroûtante.

Vers le bas, les gypses sont remplacés par un banc métrique de brèches (N0-65° E). Le Rhétien est représenté par des calcaires noirs à patine rousse alternant avec des pélites noires, auxquels succèdent des calcaires noirs à patine grise. L'épaisseur de cette bande de Rhétien varie de 1 à 5 m environ, et s'élève sur le versant selon une direction globale de N160.

Dans le détail les bancs sont en fait plissés :

- axes nord-sud (N0-N10);
- axes EW (N100).

Les plis à N100 sont affectés de failles :

- des failles liées au plissement et qui ont ultérieurement joué en décrochement dextre;
- des failles plates qui tronquent les bancs.

Les stries des deux familles d'accidents indiquent une compression d'Ouest en Est (N85 à N97), postérieure à une compression nord-sud; leur pente varie de 0 à 40° vers l'Est.

◦ *Le Domérien* (7) succède vers l'Est au Rhétien; le contact Trias-Domérien, relativement plan au niveau de la route des Claux, se verticalise dans le versant du Blacus : à mi-pente, les bancs verticaux du Rhétien et du Domérien sont séparés par un étroit ravin nord-sud.

Des failles N0 à N25 verticales ou inverses, auxquelles s'ajoutent quelques troncatures, présentent toutes des stries de direction N80 à N92 indiquant un mouvement vers l'Est des deux formations.

Le Domérien est localement rebroussé vers l'Ouest (N170-80° W). La fracturation est parfois telle que l'on ne discerne plus la stratification. Trois plans principaux découpent les calcaires : N50-15° SE, N165-85° W, N50-85° SE.

Au bord du chemin qui longe le flanc du Blacus au niveau du Riou Boyer, un niveau broyé (1 m d'épaisseur), où l'on reconnaît des bancs de Sinémurien très tectonisés, est pincé entre les calcaires domériens à l'Ouest et des calcaires hettangiens à l'Est (8); ces derniers dessinent un pli (N10-10° N) à déversement ouest. La structure paraît résulter d'une première compression EW interférant avec des accidents nord-sud ayant peut-être une origine plus ancienne. La déformation intéresse à la fois

l'Hettangien, le Sinémurien et le Domérien; elle s'accompagne d'un réseau de fentes (à remplissage de calcite) dirigées à N90.

Une deuxième phase tectonique intervient, responsable de la création d'une deuxième génération de stries sur les précédents plans de failles et discontinuités qui sont réutilisés; seules les directions de déplacement changent : elles deviennent N65 à N75. Les mouvements relatifs paraissent tantôt dextres tantôt senestres; des fentes de traction, visibles dans le Domérien quelques mètres au-dessus de la structure, militent plutôt en faveur d'un déplacement de celui-ci vers le NE.

A mi-pente, le Domérien présente de nombreuses troncatures aux stries horizontales qui résultent de mouvements vers le NW suivant la direction N110.

Retenons pour l'instant de cette première approche du Blacus la présence :

- d'un ensemble ouest composé de lames de Terres Noires et de gypses; ces gypses contiennent un indice de Carbonifère;

- d'un ensemble est appartenant à l'unité de Valavoire constitué en grande partie d'une importante masse de calcaires domériens directement au contact du Trias.

Au-dessus de la piste des Claux qui recoupe le flanc sud de Blacus peu d'affleurements émergent des éboulis; ceux-ci sont alimentés par des calcaires domériens. Très localement, dans le prolongement vers le NW de l'accident principal, le Trias se signale par une mince lame de gypse impliquée dans un pli de calcaires domériens très disloqués. Sous ce premier pli sont visibles d'autres calcaires domériens tectonisés : de petits plis d'entraînement (axe N15) vers l'Ouest associés à des cisaillements succèdent vers le haut à une autre structure plissée (axe N165-15° S déversé vers l'Ouest).

Quelques mètres plus bas paraissent quelques mètres de Terres Noires très riches en gypse; au-dessous affleure à nouveau du Domérien : bancs de marnes et calcaires plissés (axe environ N3-10° S). L'étendue des zones d'invisibilité ne permet malheureusement pas d'analyser les rapports des différents terrains entre eux; nous constatons que de part et d'autre de la zone où affleurent le gypse et les Terres Noires, dominent les formations domériennes.

A l'Ouest du sommet se dresse la barre calcaire à chailles du Carixien; elle est surmontée de quelques mètres de Domérien calcaire et marneux. Le Carixien présente une centaine de mètres d'épaisseur, de nombreuses failles nord-sud décalant les calcaires vers le bas de la pente. Cette décompression est soulignée par de nombreux filons et filonnets nord-sud de calcite. Des failles EW (jeu décrochant N100 dextre) séparent les calcaires carixiens des différentes masses de Domérien évoquées précédemment.

A l'Ouest, sous des crêtes de Carixien, le versant est occupé par une végétation dense; seule affleure, à la base, la large bande de gypses qui s'étend sur les deux rives du Riou d'Entraix.

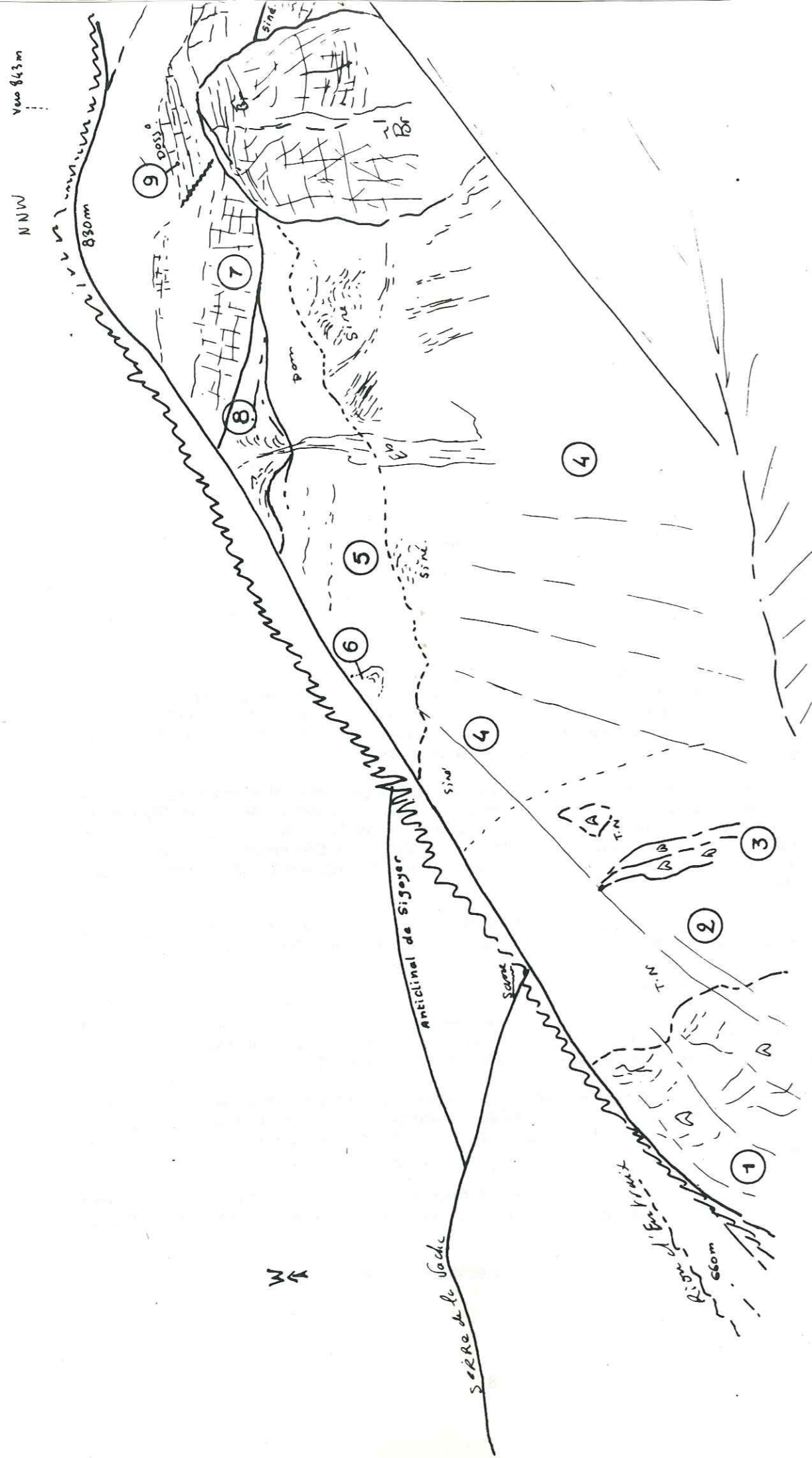
Blacus centre (cadre 4)

Entre les deux sommets du relief de Blacus - 906 et 841 - s'ouvre, vers l'Ouest, un large cirque rocheux qui se rétrécit vers le bas pour se terminer par un étroit ravin dans les gypses. De grands épandages d'éboulis tapissent les pentes sous des falaises très fracturées.

Sur les cartes (1/80 000, minute à 1/50 000) n'est présentée qu'une série monoclinale, allant du Trias aux Terres Noires; dans le détail les structures sont assez compliquées et mettent en jeu plusieurs ensembles de terrains (à Trias et Lias) mais surtout, l'un d'eux contient un petit affleurement de Carbonifère.

A titre anecdotique je n'ai pas vu ces quelques mètres carrés de Houiller lors de mon relevé cartographique pour le DEA, mais après avoir travaillé à la Gypièrre, je pouvais m'attendre à le trouver là...

Les arrachements nord et sud offrent des coupes sensiblement différentes.



(figure n°32) RAVINEMENTS NORD DE "BLACUS CENTRE".

a Partie nord des arrachements (figures n°32 et 41 II)

A la base, les gypses (1) occupent une trentaine de mètres d'épaisseur : gypses blancs, assez purs, ou brèches de gypse et dolomies litées. Le litage de la formation est assez homogène, autour de N140-40° à 70° NE. Vers la base s'observent de petits plis d'axe N130-140.

Les Terres Noires (2) venant au-dessus et à l'Est ont des pendages très variés avec comme horizontales : N25, N45, N60, N100. Très disloquées, elles contiennent de nombreux débris de calcite issus de la fragmentation de filonnets.

Une schistosité parfois visible N140-70° NE, s'apparente aux structures des gypses. De petits cisaillements signalent quant à eux une contrainte de direction N115 exercée d'Est en Ouest.

A l'extrémité est, des Terres Noires percent des cargneules (N0-90°) et une étroite lame de gypse (3); ceux-ci se développent vers le Sud et présentent un litage subhorizontal.

Au-dessus des Terres Noires et cargneules, une large bande de Sinémurien (4) traverse le versant. Vers l'Ouest les bancs de Sinémurien quasiment réduits à l'état d'éboulis, ne permettent pas l'observation de leur contact avec les autres formations. Vers l'Est les bancs, mieux conservés, sont subverticaux, de direction N140.

Au-dessus et au Nord, cette formation calcaréo-marneuse est recoupée par une deuxième bande de terrains cette fois-ci d'âge domérien (5); les directions des couches varient de N68 à N80, avec un pendage de 50 à 40° vers le SSE.

La limite entre Domérien et Sinémurien est jalonnée par des filons de calcite EW; un réseau secondaire de filonnets (nord-sud) parcourt les bancs de Domérien.

Vers le sommet des arrachements se reconnaissent quelques bancs marno-calcaires de Bajocien (figure n°32 (6)).

Le Domérien essentiellement composé d'alternances calcaires et marneuses tend à devenir plus calcaire (patine rousse) et plus massif vers le haut et vers l'Est. Ici ces niveaux sont surmontés par environ 2 m de calcaires en petits bancs, pétris d'entroques, puis par des brèches. Dans ce secteur est, se retrouve l'accident qui sépare le Domérien du Sinémurien; des satellites de ce dernier affectent principalement le Domérien. Les failles N80 ont un plongement d'une soixantaine de degrés vers le Nord ou le Sud, et comportent des stries N125-55° NW ou 55° SW; elles témoignent d'un affaissement des compartiments nord et donc principalement du Domérien par rapport au Sinémurien. Les niveaux domériens sont affectés par au moins une faille relativement plate engendrée par la compression dirigée du NE vers le SW.

Le Domérien est surmonté par la barre calcaire du Carixien (7); à l'Ouest, elle est mieux conservée : on y reconnaît des chailles noires branchues caractéristiques. Un des accidents principaux N80 affecte la barre calcaire mais les stries révèlent cette fois-ci un décrochement senestre de la barre vers l'WSW (N72).

La base des calcaires repose sur la brèche signalée plus haut; cette dernière, essentiellement composée d'éléments domériens, contient néanmoins des débris de roches du Lias inférieur. Elle est parfois stratifiée (N30-68° ESE). Le contact entre les deux formations est faillé : le plan varie de N135 à N150-40° à 55° NE. Les stries de direction N20 indiquent un déplacement vers le SSW du Carixien sur la brèche. L'accident se suit sur toute la longueur de la petite falaise (Carixien) mais vers l'Ouest les brèches disparaissent; sous le Carixien s'observent des calcaires en bancs assez réguliers peu épais (10-20 cm) à patine jaunâtre; je n'ai pu déterminer leur âge, leur faciès rappellent les calcaires du Dogger mais aussi les niveaux situés entre les faciès typiques du Carixien et du Sinémurien.

L'accident entre ces calcaires et le Carixien, orienté N150-55° ENE, montre ici des stries de direction N106 : le déplacement relatif du Carixien s'effectue d'Est en Ouest.

Les calcaires - indéterminés - dessinent un pli anticlinal cylindrique (plurimétrique) d'axe N7-20° S; le flanc ouest est séparé par un ravinement comblé d'éboulis (passage de faille probable) d'une autre structure légèrement plissée (axe N0-10° S) où l'on voit un contact anormal superposer les calcaires indéterminés à ceux plus roux du Domérien. Les surfaces extrêmement striées indiquent la même direction N102 que précédemment, mais dans un sens relatif différent (d'Ouest en Est).

Au-dessus de la première barre carixienne la structure est assez confuse : beaucoup d'éboulis, de buissons, mais surtout l'ordre stratigraphique n'est pas respecté; on peut voir localement le Dogger surmonter directement le Carixien, puis le Domérien réapparaître plus haut (jeux de failles normales). Vers l'extrémité est de la barre, celle-ci se termine par une surface mamelonnée orientée N160-40° E et surmontée par 3 à 4 m de calcaires et marnes (9) (figure n°41 II) rappelant tout à fait le Bajocien (ici la barre du Carixien n'a que 4-5 m d'épaisseur alors qu'elle en atteint une quinzaine à l'Ouest).

Quelques mètres au-dessus de ce dernier affleurement paraissent à nouveau des calcaires carixiens (10) (figure n°41 II); ils sont très recristallisés et envahis de filons de calcite. De gros filons (1 m et plus) parcourent le versant; leur patine grise les rend très semblables aux rochers de Carixien; la plupart sont subverticaux et montrent des directions principalement N150 (N130 à 160) mais aussi N5 à 15. Ces gros filons signalent une direction EW à NE-SW (N40 à N100); la plupart portent des traces des contraintes alpines.

A proximité (Ouest) du point coté 841, le sommet du Carixien dessine une dernière crête; peu penté (N135-8° NE), il est découpé par de nombreuses diaclases verticales selon deux directions : N60 et N170.

Le Carixien est surmonté par quelques mètres de Domérien calcaire et marneux, couronnés par une petite barre siliceuse, à patine rousse; viennent ensuite 1,50 m de calcaires et marnes bajociens (et Lias supérieur ?) (13) terminés par un hard ground.

Les Terres Noires (14) qui se développent au-dessus de la surface durcie donnent la forme arrondie du sommet.

La coupe comprise entre les Terres Noires et le Carixien est ici très peu épaisse : une dizaine de mètres au plus (cette coupe n'est pas visible sur la figure n°32 II). Latéralement vers le Nord le Domérien s'épaissit (voir plus loin coupes de Blacus nord). Au Sud du relief 841 (figure n°41 II), nous voyons un hard ground supra-Carixien s'infléchir prenant alors brusquement vers la pente un pendage N10-50° E; le Domérien (12a) est fortement discordant sur cette surface : ses bancs accusent un pendage de N28-20° ESE. Il se développe vers l'Est en une grosse barre calcaire (12b) rousse, siliceuse : la falaise d'environ 5 m de haut souligne la courbe du cirque rocheux dans sa partie supérieure. Sous la barre, sur quelques mètres d'épaisseur, le Domérien prend un faciès à dominante de marnes noires micacées (12c), puis redevient, vers la base de la série, à nouveau plus calcaire avec des passées marneuses peu importantes (12d). C'est dans l'axe du ravin principal que le Domérien atteint un maximum de puissance : 40 à 45 m. La série est extrêmement fracturée, surtout vers le bas.

Vers la moitié inférieure de l'affleurement du hard ground (Carixien-Domérien), les bancs calcaréo-marneux ne recouvrent pas directement la surface durcie : l'érosion a dégagé sur une quinzaine de mètres de long et quelques mètres de large, entre le hard ground (toujours subméridien) et le Domérien, la surface supérieure et encroûtée d'un gros banc conglomératique (11) de pendage approximatif : N80-45° S. Les galets assez bien roulés, semblent provenir uniquement du Carixien; ils sont de taille décimétrique et certains éléments atteignent même 30 cm de long. De nombreux rostrés de bélémnites balayés par les courants ont échoué çà et là entre les galets. Vers le bas, le banc disparaît sous les éboulis; vers l'Ouest les filons de calcite envahissent le Carixien dont on ne perçoit plus les pendages.

Bien que le Domérien soit très affecté par la tectonique, il ne semble pas que les failles alpines soient responsables de l'épaisseur qu'il atteint dans cette partie de Blacus. Les discordances angulaires, les hard-grounds et les conglomérats permettent de penser que les jeux de failles liasiques ont engendré un fond marin très accidenté.

b Axe du Ravin

Avant d'envisager les grands arrachements de la moitié sud du cirque il nous faut considérer quelques affleurements situés le long du ravin principal (figure n°41 II). Passés les bancs de Sinémurien décrits plus haut (4), un amas de brèches (Br) forme une grosse "dent" en-dessous de la première falaise de Carixien. Ses éléments sont empruntés essentiellement au Sinémurien au bas de la formation puis vers le haut (et le Nord) au Domérien. Vers l'Est les matériaux du monticule prennent l'aspect de cargneules.

Entre le monticule bréchiq ue et la falaise calcaire (7-9) se succèdent sur quelques mètres : en rive droite : une lame de gypse, des brèches - équivalant probablement de celles que nous avons observées entre Domérien et Carixien (br) -, puis une petite barre de calcaires hettangiens (Hett) et environ 3 m de bancs de Sinémurien (Sin) pincés entre l'Hettangien et la falaise (Carixien ?).

L'ensemble est extrêmement broyé et les accidents verticaux EW venant du versant nord montrent ici un jeu senestre souligné par des stries N95-30° E. Les calcaires qui constituent le ressaut (cascade) sont particulièrement accidentés, parcourus de grandes diaclases; de larges fentes ont permis une circulation karstique à l'origine d'abondants enduits de calcite. Ceci ajouté aux problèmes topographiques ne m'a pas permis d'attribuer un âge certain à cette barre qui, venant dans le prolongement du Carixien (du Nord), et surmontant quelques bancs écrasés de Sinémurien pourrait appartenir aussi au Carixien.

N'oublions pas cependant qu'il existe à proximité des bancs calcaires (Bajocien ?) venant au-dessus du Carixien et qui disparaissent (broussailles, éboulis) au niveau de la falaise; celle-ci n'en est peut-être que le prolongement ?

Passée la cascade, le Domérien est subaffleurant (base de l'épaisse série). Si la barre est carixienne, on devrait trouver entre les deux formations le hard ground qui est de règle dans le secteur. Il n'en est rien : la surface structurale qui prend tout son développement vers le Sud est en fait très postérieure à la sédimentation liasique. Les calcaires font rapidement place à des brèches (Br.k.) cimentées par la calcite karstique; localement, on observe des ébauches de draperies à la base de bloc en surplomb. Sous la falaise, dans l'alignement des gypses, s'étendent en rive gauche du ravin (figure n°40 II) des pélites vertes et jaunes très disloquées du Keuper (Ks). Les niveaux noirs, lités, venant au-dessus pourraient être assimilés à des bancs schisteux noirs du Rhétien (Rhé) : ceux-ci affleurent effectivement à quelques mètres de là vers le Sud. Vu de plus près cependant, ces quelques mètres carrés sombres, appartiennent en fait au Carbonifère (H); les schistes noirs et grès fins sont plus ou moins mélangés au Trias, la formation présente des alternances de niveaux issus de bancs désagrégés du Carbonifère et de niveaux provenant essentiellement du Keuper : lits argileux gris-verdâtres.

La description du versant sud apportera quelques éléments supplémentaires à la connaissance des structures des différents terrains qui composent ce secteur complexe du Blacus.

c Arrachements rive sud du cirque (figures n°40 II et 41 II)

Vus du Nord, les arrachements de la série gauche (Sud) du cirque rocheux intéressent trois ensembles lithologiques différents :

- vers le haut : des formations gris-jaunâtres du Domérien dessinent une bande en triangle allongé, étroite vers le Sud au niveau du sommet 906, et s'élargissant en direction du ravin décrit plus haut;

- au-dessous : un ensemble calcaire gris extrêmement fracturé - les écroulements fréquents alimentent en grande partie les cônes d'éboulis - dessine lui aussi un triangle, opposé au premier; les calcaires épais de seulement 5 m environ à la cascade (Nord) prennent de l'ampleur vers le Sud. Si la roche n'avait pas été aussi pourrie, nous aurions une belle falaise d'environ 50 m. Les deux triangles se complètent pour former une bande aux bords relativement parallèles dans la moitié supérieure du cirque;

- à la base : se dessine une bande qui tranche par son aspect et sa couleur; la formation gris-jaunâtre, composée d'une alternance de bancs calcaires et marneux, est très ébouleuse. La faible compétence des roches et leur état de fracturation les vouent à l'écroulement rapide. Quelques crêtes à l'ossature suffisamment solide résistent tant bien que mal à l'érosion; l'une d'elles offre une coupe particulièrement intéressante (coupe b).

Vers le bas des cônes d'éboulis se dressent des monolites plurimétriques de brèches de pentes (consolidées par des encroûtements de calcite karstique) soulignant ainsi l'épaisseur que peuvent atteindre ces formations dans le secteur. Ce type de brèches quaternaires de versant étant relativement fréquent, je tiens à insister sur le fait que les autres formations bréchiq ues ne leur sont en aucun cas assimilables.

Notons enfin que vers l'Ouest, alors que le cirque se referme, affleure au bas des pentes l'épaisse bande de gypses de la rive droite du Riou d'Entraix.

Contrairement aux affleurements décrits sur l'autre versant, les gypses ne sont pas ici associés aux Terres Noires. Localement dans la pente boisée (entre le cirque et les affleurements de Blacus-Sud), on observe directement au Nord du Trias une barre très disloquée attribuable à l'Hettangien.

De ces arrachements sud du cirque, je décrirai succinctement une coupe (a) située à leur limite sud (a1), puis, dans leur partie centrale, une seconde (b) avec plus de détails, le reste des affleurements étant considéré dans son ensemble.

c1 Coupe Sud (a): Les affleurements sont très mauvais, mais la situation de la coupe permet de se faire une première idée des terrains qui composent les deux ensembles :

- gris et formé de calcaires;
- brun et à alternances calcaires-marnes;

plus au Nord en effet ces derniers deviennent inaccessibles.

De bas en haut :

des bandes disloquées de calcaires noirs à patine rousse et marnes noires du Domérien (1) (figure n°41 II) alimentent les éboulis du bas de la pente. La première impression que donnent ces niveaux est celle de terrains glissés sur la pente, mais d'une part on ne les retrouve pas plus haut, d'autre part les bancs ne tardent pas à s'organiser de façon moins anarchique; ils se redressent, passant vers le haut à des calcaires à patine rousse, pétris d'entroques (2), faciès fréquent au Domérien supérieur. Ces bancs sont flanqués de calcaires noirs du Rhétien (3); le contact faillé n'a pu être mesuré. Les calcaires rhétiens s'élèvent sur plusieurs mètres le long de la crête, ils sont très écrasés; il est possible que les bancs dessinent des plis très comprimés. Au-dessus, quelques mètres chaotiques correspondent peut-être à des niveaux hettangiens-sinémuriens, plus ou moins écroulés sur place; vus à partir du versant opposé, on y distingue un pli couché au flanc supérieur cisailé (figure n°40 II) Cet ensemble supporte un gros bloc très recristallisé rappelant les dolomies triasiques (5).

Immédiatement au-dessus, affleurent des alternances de bancs calcaires et de pélites du Trias supérieur (6) (Rhétien et Keuper supérieur); les pendages sont proches de l'horizontale. Une nouvelle zone ébouluse, nourrie par les premiers niveaux (7) de la falaise, masque leur contact avec le Trias. Ces calcaires extrêmement bréchifiés, forment un premier ressaut; les pendages sont très faibles; les roches sont affectées de très nombreuses diaclases verticales et injectées de filons (1 m et plus) de calcite, principalement verticaux, nord-sud. Bien que le calcaire soit souvent très recristallisé, il présente des affinités très nettes avec l'Hettangien : il est noir à la cassure, la patine gris sombre; la stratification en petits bancs est régulière. Cette première barre que l'on suit sur presque tout le versant, atteint au maximum une dizaine de mètres.

Au-dessus et à l'Est, de gros filons verticaux et des amas de calcite (8), séparent ces premiers niveaux calcaires d'une deuxième masse (9), également très fracturée; la roche et sa patine sont beaucoup plus claires. Le calcaire est plus massif, sans stratification visible. De nombreux filons et brèches s'observent à mi-pente. Vers le haut, dans la roche mieux conservée commencent à paraître des chailles noires branchues. Le Carixien au sommet de la formation calcaire retrouve donc son aspect habituel; il est terminé par un hard ground faiblement penté vers l'Est.

Un filon vertical de calcite (N155) sépare le calcaire carixien des marnes et calcaires domériens qui affleurent à l'Est; ceux-ci présentent un pendage de N168-27° E. La partie supérieure du filon est tronquée par un accident tangentiel dont il ne reste qu'une surface striée : N50 à N65, horizontales (mouvement vers le Sud).

Le Domérien (10) est visible sur quelques mètres, mais au-delà, en direction du sommet, la végétation est trop dense pour suivre les affleurements. Notons cependant qu'immédiatement à l'Est du point coté 906 paraissent les premiers bancs marno-calcaires du Bajocien.

Nous venons de voir avec cette première coupe, que, tant la bande inférieure brune que la bande calcaire grise venant au-dessus, sont très hétérogènes.

c2 Coupe nord (b) : Au-dessus des éboulis paraît une formation marno-calcaire du Domérien (1); des blocs calcaires paraissent emballés dans les faciès marneux, puis se dressent des bancs orientés en moyenne à N19(2).

Les calcaires se présentent sous forme de bancs peu épais, sombres, à taches rousses et pétris d'entroques (Domérien supérieur ? ou Sinémurien ?). Latéralement, on reconnaît des niveaux appartenant au Sinémurien avec gryphées (3).

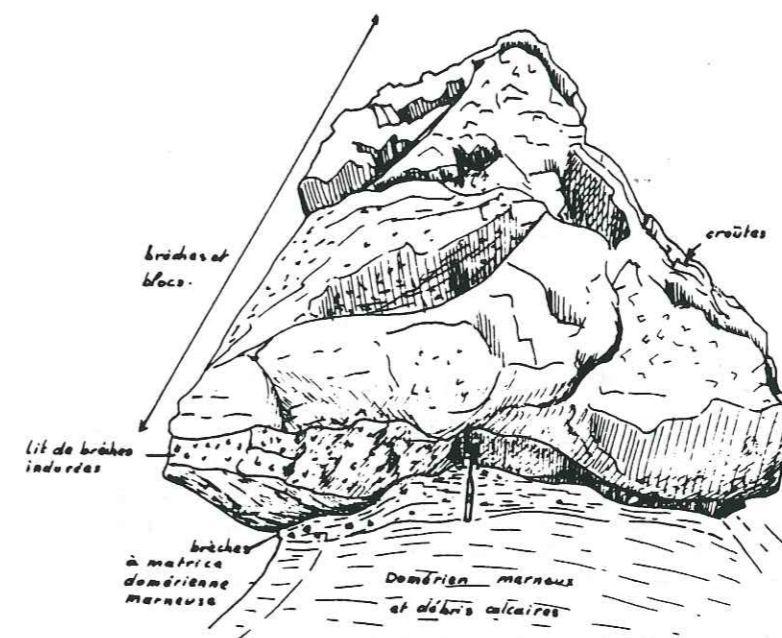
Au-dessus de cette première "dent" rocheuse, affleurent quelques mètres d'un niveau argileux (5) provenant de l'altération de pélites du Keuper qui lui donnent des couleurs rose, noires et verdâtres; cet ensemble contient des traces de gypse. Les affleurements de Keuper et de Rhétien s'étendent plus largement vers le Nord en direction des gypses déjà cités.

Le versant sud de la petite crête est un peu plus clair : au-dessus et à l'Est des barres subverticales, leur succède une formation plus chaotique où l'on reconnaît des éléments calcaires et marneux du Domérien.

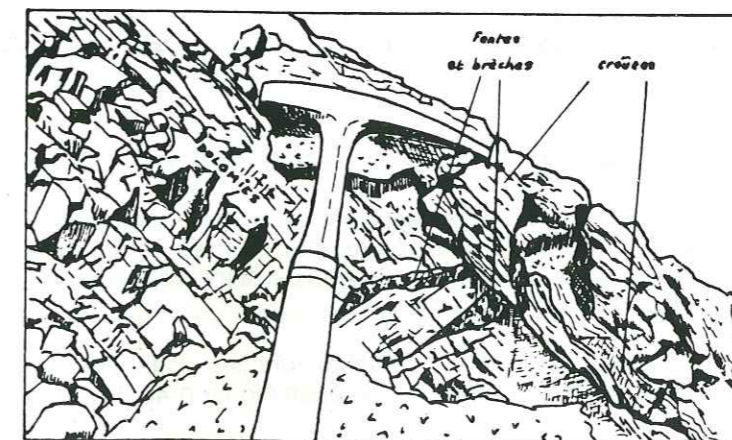
Toute la formation présente un pendage assez fruste et relativement faible vers l'Est; vers le haut elle est davantage marneuse et contient des débris de calcaires domériens. Elle est surmontée par la bande rosâtre à éléments de Keuper (5), puis par quelques lits sombres contenant des schistes noirs du Rhétien; au-dessus reposent des niveaux bréchifiés de Domérien ((6) de (b) figures n°40 II et 41 II), encore bien lités. Dans les derniers 20 cm, le faciès est franchement bréchique. Certains éléments appartiennent au Lias inférieur ainsi qu'au Trias. Sur cette formation à matrice essentiellement marneuse et peu compétente, repose pratiquement à plat, un gros bloc (7) (figure n°33a) de plusieurs mètres cubes et d'une épaisseur maximale de 2 m, d'aspect massif, il est en majeure partie constitué de brèches à matériel très grossier et dolomitique issu du Trias; vers le sommet le bloc est plus homogène, sa stratification originelle est conservée. La surface supérieure est encroûtée par des produits calcitiques et ferrugineux. Ces derniers imprègnent localement des brèches à petits éléments qui pénètrent dans des fentes ouvertes dans les bancs dolomitiques (figure n°33b).

Les encroûtements roux sont recouverts par les niveaux marneux sombres et micacés du Domérien (3 m). Vers le haut les marnes sont de teinte gris clair : altération ? ou niveau stratigraphique plus élevé (Bajocien) ?

(figure n°33) OLISTOLITE DU TRIAS - FENTES ET CROUTES.



a : vue d'ensemble de l'olistolite et des brèches;



b : détail des fentes et des croûtes.

La position structurale du bloc est tout à fait comparable à celle de certains éléments de Trias rencontrés à la Gypièrre et son interstratification au sein de niveaux domériens milite en faveur d'une interprétation "olistolitique".

Notons qu'un lit de brèche (ultérieurement indurée) joue le rôle de tapis roulant-à la base du bloc (de plus en plus disloqué et bréchifié vers le bas); à la surface inférieure bréchique, presque plane, on observe quelques stries NE-SW (héritage du glissement sous-marin ou tectonique tardive ?).

Le contact bloc-Domérien n'a visiblement pas une origine tectonique; les brèches ne sont pratiquement pas tectonisées.

Les niveaux de Keuper supérieur et de Rhétien que l'on trouve quelques mètres sous le bloc sont vraisemblablement eux aussi résédimentés "par paquets" dans le Domérien qui les encadre.

Au-dessus des derniers niveaux marneux (8) domériens (?), des calcaires et pélites noirs du Rhétien (9) puis de gros bancs calcaires (10) (Hettangien ?) constituent la base de la falaise. L'état de la roche ne permet pas à ce niveau, des observations assez précises sur les relations qui existent entre les différents ensembles.

Certains bancs de Rhétien sont notamment entièrement remplacés par de la calcite. Notons la présence d'un accident subméridien affectant les premiers bancs de Rhétien; celui-ci a joué en décrochement (senestre ?) de direction N130).

Les calcaires hettangiens noirs bien lités venant au-dessus, sont peu pentés (N170-30° E). Le reste de la falaise n'est pas accessible; on reconnaît cependant au-dessus de la première barre, le passage de nombreux filons de calcite (11) qui font place vers le haut à une roche très bréchifiée (Carixien probable (12)). Le haut de la coupe est occupé par des niveaux essentiellement marneux du Domérien (13); le secteur extrêmement faillé montre des affleurements très éboulés.

Quelques remarques sur les coupes a et b des arrachements sud

Les deux coupes a et b nous renseignent principalement sur les ensembles inférieur et moyen du versant.

L'ensemble brun inférieur est donc essentiellement constitué par :

- une bande de Domérien éboulés : marnes et blocs plus ou moins disloqués de calcaires à patine rousse;
- une bande de calcaires roux à entroques (Domérien supérieur ?);
- des bancs liasiques, Sinémurien et/ou Hettangien, dessinant des plis;
- une bande de Domérien marneux et bréchique, discontinu contenant des olistolites;
- un liseré continu de Trias supérieur : Keuper et Rhétien qui couronnent l'ensemble marno-calcaire. Ces affleurements de Trias s'évasent vers le Nord; rappelons qu'à proximité du ravin, un petit affleurement de Carbonifère est associé aux pélites (page 91).

La masse calcaire très fracturée qui constitue la partie moyenne du versant, paraît résulter de la juxtaposition tectonique de deux barres : les calcaires hettangiens ne sont séparés du Carixien que par de gros filons calcitiques (N160-170) et par des brèches (de Carixien). Cette structure est issue d'un jeu de faille initialement normal.

c3 Partie supérieure des affleurements sud du cirque - relations avec les coupes a et b

La limite des escarpements calcaires avec les faciès plus marneux du Domérien (b13), est très inclinée et correspond à la résultante de trois directions de fractures : Nord-Sud, EW et NW-SE.

On remarque du Sud au Nord :

- au point culminant du Carixien, un filon nord-sud sépare le Carixien du Domérien;
- quelques dizaines de mètres au Nord de ce promontoire carixien, des ravinelements creusés dans le Domérien calcaréo-marneux soulignent le passage d'accidents EW; le Carixien situé au-dessous montre de grands plans de failles (N) selon lesquels se sont affaissés les compartiments nord;
- des Terres Noires (environ 6 m), subhorizontales gisent au-dessus d'un niveau calcaire condensé, surmontant lui-même le Domérien (figure n°40 II); la position des Terres Noires

dans ce secteur où l'on ne voit pratiquement que du Domérien, signale le passage d'un accident malheureusement masqué par les recouvrements de surface;

- plus au Nord encore, la limite de la falaise calcaire avec le Domérien s'assimile à la surface supérieure d'un banc de brèches (1 m), encroûtée par de la calcite karstique.

La surface structurale, N135-55° NE, soulignée par l'érosion, rejoint le ravin principal (les brèches y ont déjà été évoquées). La surface paraît correspondre à un plan de faille qui a par la suite servi de drain aux circulations karstiques. Les structures de l'ensemble calcaire sous-jacent semblent buter contre cette ligne structurale; l'accident serait donc très tardif (en relation avec la position des Terres Noires vue ci-dessus ?).

Ce dispositif résultant du jeu de plusieurs accidents s'oppose donc à la simplicité relative du versant de la rive droite du Cirque; la discordance du Domérien sur le Carixien n'est ici pas visible. L'ensemble des affleurements suggère que l'épaisseur du Domérien diminue à nouveau à proximité du Blacus mais le nombre et l'importance des accidents invitent à la prudence.

Blacus nord (cadre 5)

Pour finir la description du Blacus, il faut à présent aborder sa terminaison nord : Trias et Lias s'ennoient dans le versant, les Terres Noires affleurent abondamment.

a Au NW du point coté 841, des ravinelements descendant vers le Riou d'Entraix mettent à l'affleurement les Terres Noires; celles-ci ont une centaine de mètres d'épaisseur.

Pour une raison de qualité d'affleurement, la coupe a été levée d'Ouest en Est; cela permet de plus de suivre l'évolution des structures suivant cette direction.

A l'Ouest et donc à la base, les Terres Noires sont très tectonisées; la stratification ne se discerne plus des plans de fractures (D1, S1); ce secteur se caractérise par de nombreuses failles plates dont les stries, de direction très homogènes autour de N30, signalent des mouvements chevauchants vers le SSW.

Quelques dizaines de mètres plus haut et vers l'Est, les Terres Noires sont fortement écrasées selon des plans verticaux nord-sud et EW. Localement on observe un réseau de fentes remplies de calcite, de direction N20 à N30, pentées le plus souvent à l'WNW de 25 à 50°. Ces fentes sont recoupées par une autre famille de fractures toujours soulignées par de la calcite, mais dont les plans sont proches de l'horizontale ou faiblement inclinés vers le Sud. Ces différentes discontinuités, mais principalement les dernières, ont été utilisées comme plans de failles; les stries montrent toutes un mouvement vers l'WNW (moyenne : N100). Ces mêmes stries se retrouvent sur les plans N87-90° (décrochements senestres) qui doivent correspondre à la stratification : un peu plus haut, des microrythmes dans la sédimentation permettent de différencier le pendage des couches (N85-85° S) des autres plans.

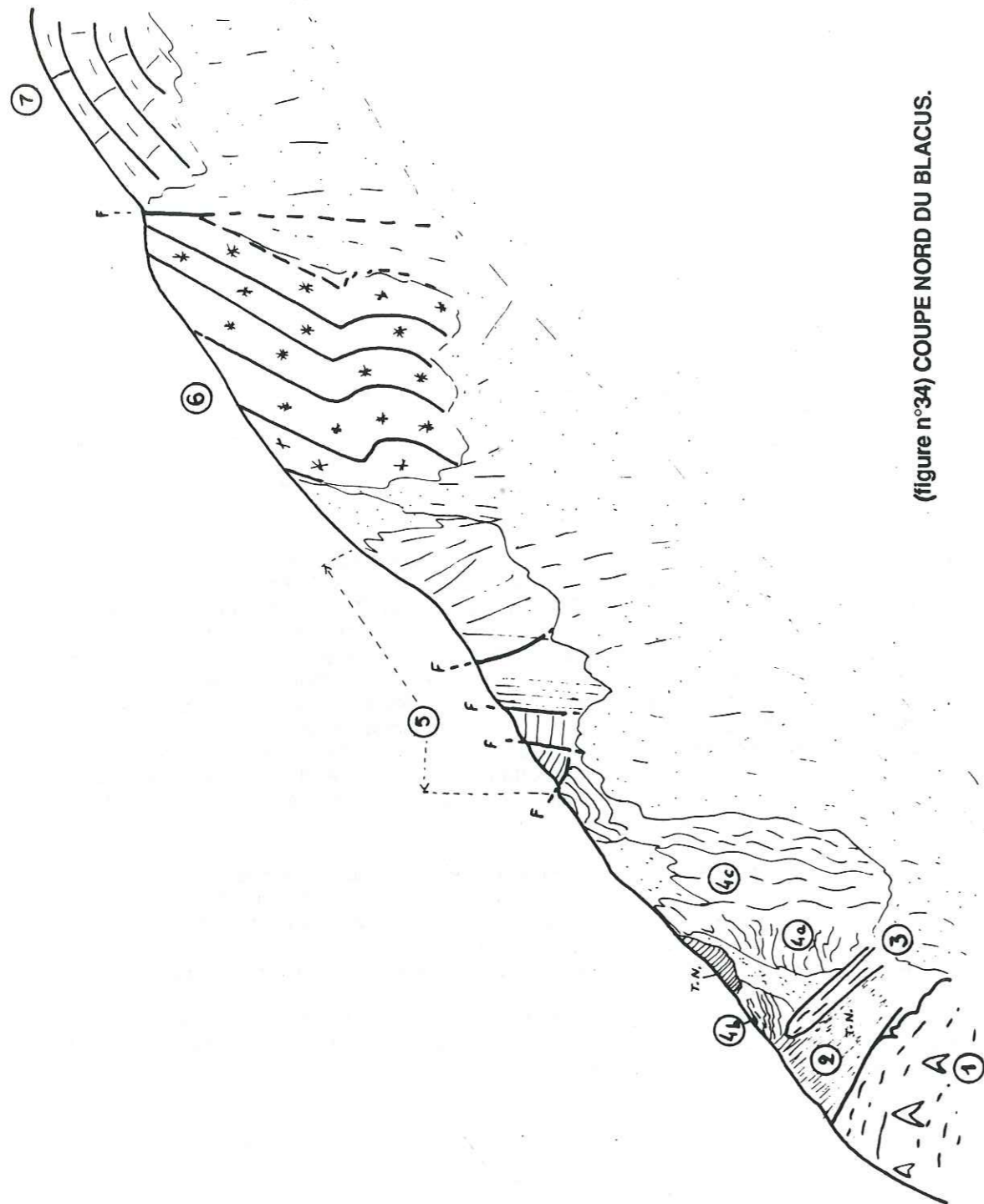
Après une zone très écrasée où l'on note une schistosité N135-80° SW, les Terres Noires se débitent - en plus de leur stratification - selon cinq plans différents : N5-65° E, N12-32° W (fentes à calcite), N110-85° SSW, N125-45° SW, N170-80° W.

Latéralement, les Terres Noires conservent le même pendage sur plusieurs dizaines de mètres; cette régularité est rompue par un niveau (1 m et plus) de teinte rousse qui pourrait à première vue passer pour une formation de surface. Ce niveau est induré par des produits karstiques et calcitiques. Il présente un litage assez fruste; le contact de base ondulé, varie de N140-42° NE à N123-55° NNE. Sur les lits inférieurs relativement durs, de discrets enduits d'un vert intense signalent la présence de malachite.

La partie médiane de la formation est bréchique, non indurée, les éléments sont principalement issus des Terres Noires. Vers le sommet, paraissent à nouveau des bancs indurés qui se terminent par un lit riche en calcite et qui présente de petites cristallisations fibroradiées d'aragonite.

La situation sur une crête de cet affleurement ne permet pas d'observer le passage aux Terres Noires venant au-dessus. Il est recouvert par un niveau très altéré et par des formations glissées sur la pente.

La formation rousse comporte de nombreuses stries sur les surfaces de ses lits les plus durs, ou sur des accidents plans qui les recoupent. A la base, des stries horizontales indiquent un déplacement relatif du bloc supérieur d'Est en Ouest. Au contraire, vers le sommet de la formation, un plan strié (N16-45° ESE) révèle un mouvement relatif de l'ensemble susjacent vers l'ESE.



(figure n°34) COUPE NORD DU BLACUS.

Le contenu du niveau roux, Terres Noires bréchifiées mélangées et emballées dans une matrice issue du Trias, ainsi que le dispositif d'ensemble, suggèrent que nous avons là, la cicatrice d'une extrusion de "Trias"; les gypses auraient été expulsés vers l'Ouest, laissant derrière eux quelques résidus de roches évaporitiques qui ont permis la cristallisation de minéraux particuliers.

Les Terres Noires arrivant au-dessus ont une structure tout à fait identique aux précédentes. Ce n'est que quelques dizaines de mètres plus haut, qu'elles présentent un pendage plus faible et de direction différente : N173-40° E. Une schistosité N100-90 indique un écrasement perpendiculaire à celui qui a provoqué la structure décrite ci-dessus (expulsion de Trias). Quelques mètres plus haut, les Terres Noires sont hachées de failles dont les plans varient de N142-75° NE à N170-35° E, et qui ont joué en décrochements dextres et senestres. La stratification s'aligne sur ces directions de failles. Cet ensemble de Terres Noires est tronqué par un accident tangentiel (N110-36 à 55° NNE); les Terres Noires sus-jacentes accusent un déplacement d'Ouest en Est. Sans pouvoir préciser la chronologie, certaines stries résultent d'un mouvement relatif du Blacus (Sud) qui est relevé vers le SW (stries N45-48° N).

Vers le haut des affleurements de Terres Noires, les structures sont de moins en moins visibles, la dislocation venant sans doute de la tendance au glissement; localement la stratification peut être mesurée mais elle est très variable (N35-48° SE, N65-55° SSE).

Une première lame de gypse perce les Terres Noires, puissante d'un mètre seulement à l'Ouest, elle s'épaissit rapidement vers l'Est où elle atteint plusieurs mètres. Le gypse est couronné par un niveau induré calcitique et ankéritique sur lequel se trouvent associés des cristaux fragmentés de gypse limpide, d'aragonite, de barytine et de sidérose. Cette association rappelle le niveau roux intra-Terres Noires décrit plus haut. Le gypse a un litage orienté selon N18-35° WNW.

Les Terres Noires qui surmontent la première lame, sont très bréchiques mais conservent cependant une vague stratification à N125-20° SW, donc très oblique par rapport au gypse. Plus haut l'affleurement est très mauvais, les Terres Noires glissent sur la pente.

Un deuxième ensemble gypseux taillé en falaise (quelques mètres) surmonte les Terres Noires. La base des gypses (N128-25° NE) repose sur un niveau (10 cm) d'aspect sableux et de couleur orangé. Les Terres Noires visibles sous cette formation ont perdu leurs structures; elles apparaissent sous forme d'un matériel assez homogène, argileux, quelque peu bréchique. Dans la masse s'observent quelques nodules denses (5 à 10 cm de diamètre) constitués de produits ankéritiques. La deuxième masse de gypse est recouverte par des Terres Noires, mais le versant n'offre pas de véritable affleurement.

La bande de gypse que l'on suit tout le long du versant SW du Blacus se termine dans le versant nord. L'affleurement le plus septentrional de cet ensemble gypseux est représenté par une petite lame isolée dans les Terres Noires, et située dans le ravin EW qui sépare le Blacus stricto sensu de la crête qui le prolonge vers le NW.

Des épandages ébouleux colonisés par la végétation séparent ces coupes (Terres Noires, Gypses) des arrachements décrits précédemment (figure n°34); des ravinements au-dessus de la lame de gypse principale (figure n°34) offrent une coupe où l'on retrouve le Lias. La masse de gypse (1) supporte ici quelques mètres de Terres Noires (2), elles-mêmes surmontées d'une lame de gypse (3) de quelques mètres d'épaisseur seulement. Gypses et Terres Noires ont sensiblement le même "pendage" à N15-50° ESE; les marnes présentent une schistosité N15-75° ESE.

Des bancs de Sinémurien (4a) viennent au-dessus de la lame de gypse; celle-ci disparaissant au Nord, le Sinémurien (4b) vient directement au contact des Terres Noires. Les petits bancs calcaires boudinés et intercalés de marnes se prêtent particulièrement à la dislocation, mais aussi les affleurements intéressants à la fois le Sinémurien, les Terres Noires et les gypses ne sont-ils pas favorables à l'observation des contacts.

Les terrains situés un peu plus haut sur la coupe s'organisent tous selon une même direction comprise entre N15 et N30; les pendages sont généralement très forts.

Dans la partie inférieure du Lias, se développent les calcaires et marnes du Sinémurien (4c), puis, sur une dizaine de mètres, les alternances de calcaires et marnes surmontées d'une petite falaise calcaire paraissent correspondre au Domérien (5); au-dessus se dressent, sur une quinzaine de mètres, des bancs (50 cm) de calcaires à entroques, noirs à taches rousses et à joints-marneux (Domérien supérieur (6) ?). A cette barre succèdent vers l'Est des calcaires et marnes bajociens (7). Au sommet des arrachements (légèrement au Sud de la coupe) le Dogger vient au-dessus d'un hard ground couronnant un gros banc calcaire (plus d'un mètre) rappelant le banc D de Valavoire (Toarcien, Bodelle, 1964).

Du Sinémurien au Bajocien, les différents ensembles qui viennent d'être décrits sont séparés par des failles subverticales de direction N8 à N32; certains plans portent des stries peu pentées vers le SW engendrées par des déplacements senestres, d'autres portent des stries de direction N10 à N60 (avec un maximum à N10) qui ont un plongement plus fort : 40 à 75° vers le Sud ou le SW - la plupart des mouvements étant senestres.

A la limite supérieure du Sinémurien, un accident tangentiel fait légèrement chevaucher vers le SSW les formations sus-jacentes.

Un accident EW à fort pendage vers le Nord montre des stries de direction moyenne N124 (environ 45° vers l'WNW). Ces dernières paraissent liées à des plis déversés à l'Ouest, avec des plans axiaux horizontaux. Ces plis affectent aussi bien les bancs très redressés du Domérien (?) que les calcaires marneux du Bajocien.

L'accident N175-80° E qui tronque les calcaires à entroques et les sépare du flanc ouest des bancs bajociens ne porte malheureusement pas de strie visible.

Une dizaine de mètres au-dessus de la zone ravinée, affleurent des calcaires massifs (3 m), à silex noirs et à patine rousse; très fracturés, ils sont terminés par une surface bréchiq ue encroûtée, dont la direction N65 diffère de celle des pendages (N50-40° NW).

b. Au Nord du sommet 841, les affleurements sont assez rares et discontinus; les quelques bancs de Lias que l'on retrouve dans le versant présentent un pendage vertical ou très fortement penté à l'Ouest (direction des couches N20). Des failles subverticales N30 montrent un jeu normal relevant le compartiment du Blacus, puis un jeu coulissant, le Blacus se déplaçant vers le SSW; les stries ont un plongement d'une trentaine de degré vers le SSW.

Ce même versant est entaillé par un ravin orienté NW-SE (cadre 5). La rive gauche est entièrement occupée par des calcaires et marnes du Domérien, de pendage : N82-42° N.

La rive droite très escarpée montre plusieurs niveaux superposés; les Terres Noires (N95-35° N) constituent l'essentiel de la pente avec 6 à 7 m d'épaisseur. Au-dessous s'observe un faciès plus schisteux et plus sombre (1,50 m) contenant de petits bancs (quelques centimètres) de calcaires noduleux (Bajocien ou Aalénien ?); Ces derniers reposent par contact faillé plus ou moins dysharmonique sur un banc calcaire irrégulier (1 m), comparable au banc "D". Les surfaces, supérieure (faillée) et inférieure (très ondulée, mais en moyenne N0-48° E), ne permettent pas de mesure de discordance. L'accident "supérieur" montre un déplacement vers le SW (stries N55-20° SW) de l'ensemble marneux reposant sur les calcaires.

Quelques mètres au SW de cette coupe, le Domérien affleure sous le bancs "D" (?); de nombreuses failles qui traversent le versant sont responsables des variations de pendage du Domérien : de N140-68° NE à N80-40° N du SE au NW. La tectonique rend ici aussi impossible l'observation d'une discordance. Les failles incriminées appartiennent à deux familles de direction :

- au SE : des failles sensiblement EW pentées au Sud de 40 à 60° (postérieures à l'accident tangentiel) qui relèvent au Nord le Lias;

- au NW : un plan de faille N18-75° WNW, qui limite les affleurements de Lias; les stries subméridiennes (N6-36° N) indiquent un déplacement relatif du compartiment NW (Terres Noires) vers le Sud.

Au Nord du ravin, seules affleurent les Terres Noires. Elles appartiennent à la bande de Terres Noires qui ceinture au NE le relief du Blacus.

Dans l'extrémité NW du relief, ces Terres Noires présentent, comme vers le SE, des pendages variant peu : N100 à N90-30° N environ; ceux-ci ne sont perturbés qu'à proximité du sommet 841 (légers plissements et failles N10 à N30).

En conclusion sur le Blacus :

Dans le Blacus se retrouvent les mêmes structures qu'à Champ Long. Au NE du relief, existe un Domérien épais, discordant sur diverses structures. Au SW, des formations issues de plusieurs générations de glissements sous-marins, contiennent notamment des pans rocheux glissés après le Bajocien, puisque des dépôts de cet âge sont entraînés dans le mouvement. Ces formations contiennent, en particulier, de grands panneaux à Domérien et Sinémurien.

Le Domérien glissé contient les traces d'une première génération de mouvements, avec des olistolites de Trias bien caractérisés. Le dispositif suggère que, comme à Clamensane, une zone de "crête" a dû être profondément érodée avant ou au début du dépôt du Domérien. La limite domérienne du bassin et du talus est masquée par les sédiments bajociens du Blacus nord-est et est. Le talus des Terres Noires, lui-même glissé, est présent dans la partie sud-est de Blacus, où affleure un Lias très tectonisé; la structure est rajeunie à l'Alpin par remobilisation des anciennes failles. Un accident à N80 limite au Sud l'ensemble glissé.

2. A L'WNW DES MOULIERES : L'ANTICLINAL DE SIGOYER EN RIVE GAUCHE DU SASSE (figure n°42 II)

2.a. Rive droite du Riou d'Entraix : flanc nord

La crête qui s'élève à partir du confluent du Sasse et du Riou d'Entraix, jusqu'au Blacus, correspond au flanc nord de l'anticlinal de Sigoyer.

A l'extrémité WNW de ce petit relief, les bancs de Bajocien accusent un pendage vers le Nord de 47°; après quelques dizaines de mètres vers l'Est, la stratification est déjà perturbée par un accident (N160-45° W) dont les stries caractérisent un déplacement du compartiment ouest vers le SW (N23-35° SSW). A l'Ouest les couches ont une direction N40. A partir de ce premier accident on n'observe plus que très rarement des plans de stratifications N90 à N100 : ils varient en général de N130 à N160, avec une pente au NE. Le Bajocien puis les Terres Noires stricto sensu qui lui succèdent à l'Est sont extrêmement fracturés.

Sous le point coté 684, s'observent de gros blocs olistolitiques - décrits par Artru - ce sont essentiellement des éléments de Trias : quartzites et calcaires dolomitiques, à l'Ouest, puis à l'Est, surtout des éléments de Lias.

Nous ne décrivons pas en détail le secteur, notons cependant qu'au NE de la ruine de Bas Entraix les affleurements de Terres Noires (Bajocien supérieur-Bathonien) présentent des couches de direction N20 à N30 pentées de 30 à 60° vers l'ESE. Des failles subméridiennes indiquent des déplacements, coulissant selon ces mêmes directions. Toutes les Terres Noires sont très écrasées (schistosité subverticale et subméridienne : N0-20 à N160-180).

Vers le sommet, les Terres Noires sont débitées en crayons (une stratification : N134-25° ENE et une S1 N170-27° E).

Les pendages mesurés sur l'ensemble du secteur (du Sasse à Bas Entraix), et portés sur un canevas de Wulff, s'organisent en un pli cylindrique d'axe N116-30° WNW, déformé selon un axe N60-45° ENE. Les nombreux accidents liés au "linéament de Clamensane" sont responsables de cette torsion.

2.b. Flanc sud - Serre de la Vache

Le Riou d'Entraix a creusé son lit dans l'axe de la structure. Le flanc sud de l'anticlinal forme donc l'ossature du Serre de la Vache, petit relief qui s'allonge au Sud en direction de la colline des Moulières dont il est séparé par un col.

Secteur des olistolites

De même que pour le flanc nord, les olistolites syn-bajociens se concentrent dans l'extrémité WNW de la structure.

Les blocs appartiennent principalement au Trias : calcaires, dolomies, cargneules, mais surtout grès scythiens (éléments décamétriques); les blocs liasiens, moins abondants, semblent surtout alimentés par le Domérien. Un niveau à galets de quartz et débris de schistes métamorphiques marque le sommet de la formation olistolitique; au-dessus sur plusieurs dizaines de mètres, les bancs calcaréo-marneux bajociens retrouvent leur rythmicité. Artru signale ici des éléments pouvant être rattachés au Carbonifère; je n'en ai pas observés.

Il est intéressant de noter l'interstratification dans les bancs calcaires bajociens associés aux olistolites, de niveaux gréseux, provenant de la resédimentation grain à grain du Trias inférieur : la resédimentation d'éléments "exotiques" n'est donc pas uniquement catastrophique.

Certains gros blocs de Trias présentent des fentes remplies de calcaire bajocien. La surface supérieure du dernier gros olistolite est recouverte par des calcaires (20 à 50 cm), eux-même encroûtés par un enduit ferrugineux où l'on retrouve quelques débris de schistes métamorphiques.

* La surface décrite ci-dessus, est reprise par une faille : les stries indiquent un mouvement senestre réalisé dans la direction de l'axe anticlinal. Elles sont inclinées vers l'Est et sont liées à la déformation de l'anticlinal, ployé à proximité d'un important accident nord-sud : l'axe plonge à l'Est.

Les traces d'une compression EW qui étaient nettes dans les affleurements du Blacus, se retrouvent donc ici, à l'Ouest des accidents linéamentaires de Clamensane.

Au Sud des affleurements à olistolites

Passé l'accident N160, les bancs du Bajocien, verticaux, sont très régulièrement orientés N100 à N115. A proximité du point coté 601 (lit du Sasse) une importante dysharmonie est visible entre les derniers bancs relativement calcaires; on y observe de nombreux plis à plans axiaux très redressés (N115-75° S); quelques têtes de plis sont plus nettement déversées au Nord. Au plissement, s'associe une schistosité importante, de même orientation que les plans axiaux.

Des failles inverses, également de direction N115, mais de plongement plus important (80°) recoupent la schistosité; on peut les associer à la déformation ultérieure, du Nord vers le Sud, responsable de l'accentuation de la structure plissée du Serre de la Vache (Sigoyer).

Crête et flanc sud

La crête du Serre de la Vache, dessinée par les calcaires, est relativement homogène dans sa structure.

Le versant sud présente de nombreuses complications tectoniques, outre la dysharmonie entre les calcaires et les Terres Noires stricto sensu; les bancs bajociens sont eux aussi assez fortement affectés.

Les pendages des Terres Noires sont très variables mais ils s'organisent principalement selon deux systèmes de plis :

- N100-110 : pli cylindrique - anticlinal de Sigoyer;
- N52 : pli conique qui se ferme au SW;

Un troisième ensemble de pendages, moins bien représenté, paraît résulter du jeu d'accidents à N140.

Les failles et les plans de schistosité montrent nettement la présence d'une première compression du Sud vers le Nord (S1 N115 et déversement au Nord des plis); une seconde intervient qui accuse le pli WNW-ESE de Sigoyer, orientée du Nord vers le Sud, elle redresse la structure (flancs verticaux et légers chevauchements vers le Sud de certains bancs).

Des accidents de directions variées (N20 à 50, ou Est- Ouest : anciennes failles remobilisées) portent des stries N40 résultant de mouvements dextres ou senestres. Une dernière génération de stries, de direction N105, matérialise l'ultime compression orientée ici vers l'WNW.

Dans le détail, principalement au niveau des derniers bancs bajociens, s'observent quelques complications; peut-être faut-il voir en certains petits accidents et plis (inférieurs au mètre) les traces de phénomènes tectono-sédimentaires d'âge bajocien, ou plus jeunes.

Au col entre le Serre de la Vache et les Moulières

On n'observe plus de gros bancs calcaires; les niveaux calcaréo-marneux qui occupent le col appartiennent sans doute encore au Bajocien supérieur, les couches, subverticales, ont une direction N100. Elles sont parcourues de nombreuses fractures nord-sud, verticales.

Lorsque s'amorce la pente des Moulières, des faciès plus calcaires affleurent à nouveau localement. Malgré la mauvaise qualité des affleurements, on note des pendages N32-54° NNW recoupés par une schistosité nord-sud, puis, à quelques mètres de là, des niveaux très écrasés "structurés" selon N32-0°. Ce contexte suggère le passage d'accidents dans la zone boisée et ébouluse.

Dans le même secteur, et sous forme de blocs épais, se retrouvent des niveaux détritiques du Bajocien contenant de finis débris de roches du socle.

Immédiatement au Sud du col

Des ravinements sont creusés dans les Terres Noires; celles-ci présentent un faciès à petites plaquettes plus calcaires (N133-85° SSW) qui évoque le Callovien.

Une centaine de mètres au Sud de ces affleurements, dans la partie haute du ravin de la Berche, les Terres Noires très tectonisées présentent encore localement la direction N130 à N140 - avec des pentes allant de 45° à 70° vers le SW -; au-dessus et à l'Est, les couches se redressent : tout d'abord orientées N150-80° WSW, puis N160-90°, elles sont recoupées par de nombreuses tronçatures (déplacements d'Est en Ouest). De nombreuses failles N105 à N120-85° NNE à jeu décrochant senestre, limitent au Nord cet ensemble de Terres Noires et affectent celui qui vient au-dessus; la stratification devient alors N5-65° à 90° W.

Plus bas dans le ravin de la Berche (au SSW du col), l'horizontale des couches varie de N10 à N50, les pendages sont inclinés à l'Ouest ou au NW. Les Terres Noires affectées d'accidents subméridiens ou au contraire presque EW, montrent dans ce secteur des mouvements relatifs du Nord vers le Sud; ce n'est que dans la partie basse du ruisseau que les pendages redeviennent homogènes avec une direction de l'horizontale à N100-110.

Entre le col et le sommet des Moulières

La crête qui s'élève du col vers les Moulières, dessine une première bosse (805 m) avant le sommet principal (871 m).

La partie sommitale de cette bosse est très boisée; par places affleurent des marno-calcaires bajociens, puis des blocs dispersés de Trias calcaire. A une trentaine de mètres du point coté 805, des blocs plurimétriques se présentent cette fois-ci en place, reposant sur des calcaires et marnes bajociens (N165-25° WSW) et recouverts par ce même Bajocien. Comme au Riou d'Entraix, nous sommes en présence d'olistolites. L'affleurement montre trois gros blocs principaux disloqués, associés à des conglomérats (éléments ayant jusqu'à 20 cm de diamètre). Ici également des faciès calcaires du Bajocien encroûtent les blocs, et des fentes ouvertes ont été remplies de sédiments détritiques gréseux remaniés du Trias inférieur.

Sur la crête, les bancs calcaréo-marneux du Dogger présentent une stratification nord-sud pentée à l'Ouest d'une cinquantaine de degrés. Sur quelques dizaines de mètres de long, de part et d'autre du point 805, pointent des blocs, principalement des calcaires dolomitiques du Trias, et quelques plus rares éléments de grès carbonifère.

Le versant nord très couvert n'offre pratiquement pas d'informations; quelques éléments de Trias éboulés (?) et des bancs calcaires bajociens laissent supposer que la série du Serre de la Vache se poursuit au moins jusque dans ce secteur.

La présence de ce Bajocien supérieur à olistolites, nettement plus au Sud, et 150 à 200 m plus haut que les olistolites du Riou d'Entraix, montre que des accidents relativement importants sont responsables de sa position actuelle. Il s'agit en particulier des accidents N160-180 et N20-30 que l'on a déjà rencontrés en rive droite du Riou d'Entraix et dans toute la zone linéamentaire de Clamensane.

3. LES MOULIERES

Le sommet de la colline est occupé par les formations gréseuses du Carbonifère et du Trias inférieur qui dessinent un "coin" "planté" dans les Terres Noires. Seul le flanc ouest du relief est intéressant :

- le Carbonifère et le Trias y affleurent bien;
- de providentiels et profonds ravinements ont mis à jour le contact entre les formations détritiques et les Terres Noires.

Une partie des affleurements de ce versant a été décrite dans la note de 1984 (Guiomar et Rousset); certaines brèches y étaient décrites, entre les Terres Noires et le Carbonifère des Moulrières.

M. Gidon et J.L. Pairis (1985) contestent l'existence de ces brèches sur le versant ouest; pour eux les brèches sont quaternaires et se situent à l'Est (page 123 et figure n°52b II).

Ayant eu par la suite l'occasion de présenter ces mêmes brèches à G. Mascle puis à J. Philip, il m'est apparu nécessaire d'étudier plus à fond les brèches elles-mêmes et leurs relations avec les Terres Noires et le Carbonifère, d'où la description peut-être fastidieuse en 3.a., ci-dessous.

3.a. Crête et versant ouest (figure n°43 II)

Trias et Carbonifère du Nord vers le Sud

* Au Nord du point coté 805 (1), sur la crête qui s'élève vers le sommet de la colline des Moulrières (871 m) affleurent en grande quantité des blocs métriques à décimétriques de Trias : calcaires, dolomies, cargneules; le couvert végétal est trop dense pour livrer des contacts intéressants.

Lorsque la pente devient plus douce, vers 850 m, de nombreux blocs de Trias inférieur gréseux paraissent et remplacent les éléments de Trias moyen et supérieur.

* Cent cinquante mètres au NW du point 871, se dresse une première barre gréseuse subverticale (2), appartenant au Trias inférieur; à partir de la crête elle descend sur une cinquantaine de mètres dans le versant; bien qu'elle se décompose en plusieurs gros blocs, elle conserve une direction moyenne de N65. Vers le SE la barre "s'appuie" sur des niveaux (1 m à 1,50 m) quartzitiques très fins de couleur claire qui rappellent certains faciès du sommet du Scythien. Au-delà, toujours vers le bas des affleurements, et vers le haut, les schistes noirs et les grès houillers (3) sont en contact tectonique avec le Trias (2). Un contact faillé N30-30° NNW fait reposer le Trias sur le Carbonifère; les stries ne sont pas visibles ici, mais le plan se redresse à la verticale quelques mètres plus bas : le miroir strié indique alors un décrochement dextre à N30. A proximité de la crête, le Carbonifère montre des couches orientées selon N8-50° E puis N130-55° ENE.

En crête, sur quelques dizaines de mètres, la structure des grès est très chaotique, nous verrons avec les coupes du flanc ouest à quoi correspond cette structure.

* A proximité du sommet s'étendent les principaux affleurements de Carbonifère et de Trias gréseux.

Le Carbonifère dessine une large bande (120 m - 30 m - 50 m) de direction N25. On le suit depuis la crête (environ 865 m) jusqu'à la cote 785 sur le versant ouest, où il disparaît sous des éboulis. La moyenne des pendages est de N20-48° ESE.

Le Carbonifère est ceinturé à l'Est par les grès arkosiques du Scythien, dont les bancs inférieurs dessinent eux-aussi une bande orientée à N25-30° NNE. La discordance est tectonisée : en crête la limite Trias-Houiller est verticale, de direction N30 et recoupée par une faille verticale N90 - les stries plongent à l'Est de 35° et indiquent un déplacement relatif senestre d'Est en Ouest. A l'extrémité inférieure des affleurements, le Scythien très grossier (galets de quartz de plusieurs centimètres de diamètre), de pendage N17-65° ESE, parcouru de nombreuses fractures verticales EW, repose sur le Carbonifère broyé par un contact ondulé N168 à N175-35° à 58° E; les stries ne sont pas mesurables. Un accident à plongement plus fort (80°) et de direction N140 affectant la base du conglomérat indique quant à lui un coulisement dextre sensiblement selon la même direction, les stries sont faiblement inclinées au SE (page 165 et figure n°66 II).

Au delà des bancs triasiques (4) de même direction que le Stéphanien, le Trias gréseux affleure largement vers le SE (4-5), avec des pendages variés. A partir du sommet jusqu'à l'extrémité sud des affleurements, les grès sont extrêmement altérés : la crête sud se découpe dans une formation

rappelant des arènes granitiques. Au total, le Trias inférieur affleure sur 170 m de long (crête) et environ 120 m de large.

A l'extrémité sud (6) s'observent des faciès fins du Trias gréseux avec de rares pseudomorphoses de sel rappelant les faciès sommitaux de la formation détritique passant au Muschelkalk (cf. Mirau, Barles). Les derniers bancs ont un pendage inverse (page 115).

Les Terres Noires et leur contact avec le Carbonifère et le Trias

Les Terres Noires affleurent immédiatement sous l'ensemble Carbonifère-Trias. Elles ne sont jamais en contact direct avec les coupes de Stéphanien et du Trias inférieur : à la limite entre les deux ensembles s'observent des formations bréchiques, le plus souvent accompagnées de blocs. L'épaisseur, la composition, et les pendages de ces formations varient beaucoup d'une coupe à l'autre.

α Au Nord : secteur de la barre gréseuse N60 (figure n°43 II)

Quelques dizaines de mètres au Nord de la barre, les Terres Noires présentent un pendage N120-30° SSW; au pied des blocs de grès, les couches jurassiques plongent au contraire vers l'intérieur du massif : N130 à N146-32° à 40° NE; et on note la présence d'un petit pli (décimétrique) d'axe N20-30° NNE. Entre les Terres Noires "normales" et les blocs triasiques, un niveau bréchique très recristallisé associe des éléments de Terres Noires à des faciès détritiques fins du sommet du Trias gréseux.

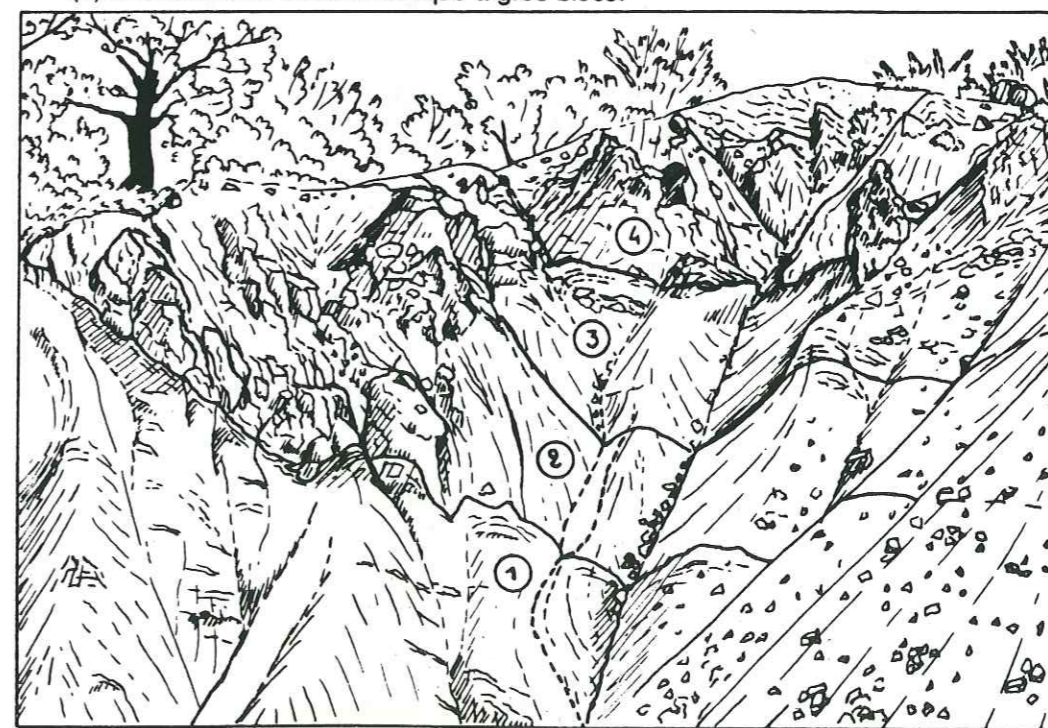
La base de la barre de grès se subdivise en deux gros blocs. Sous le bloc nord s'observent de plus des brèches à l'aspect de cargneules qui encroûtent la surface des grès; bloc et enduit sont affectés par une faille orientée selon N78-70° N (mouvement senestre selon N90-28° W, N88-25° W, N116-60° WNW). Le bloc sud, quant à lui, est limité par un accident N10-70° E portant des stries N29-30° NNE et N41-42° NE (mouvements senestres).

Vers le Sud, la barre de Trias gréseux est bordée, comme nous l'avons déjà signalé, par une bande de terrains bréchiques et de Carbonifère, suivie d'une bande jaunâtre pulvérulente dont le matériel est principalement issu de dolomies fortement altérées.

β Ravinements nord (coupe 1) Affleurements situés entre la barre (2) N60 et les affleurements de Stéphanien (3) (figure n°43 II)

Au Sud de la bande jaune (ci-dessus), des ravinements offrent de belles coupes. Les figures n°35 et 45 II permettent de se faire une première idée de ces affleurements; de bas en haut on distingue :

- (1) les Terres Noires;
- (2) une formation jaune orangée, "sableuse";
- (3) une formation rouge bréchique à blocs;
- (4) une formation claire chaotique à gros blocs.



(figure n°35) LIMITE NORD DES FORMATIONS BRÉCHIQUES AU-DESSUS DES TERRES NOIRES.



(figure n°36) FORMATION ROUGE : LAMINITES ET BRECHES,
DETAIL DE LA FIGURE N°46 II.

Pour faciliter la description nous décrivons la coupe du haut vers le bas.

• La formation à gros blocs (4)

Nous avons déjà signalé (p. 102) entre la barre nord (N60) et la bande de Carbonifère (N25), la présence de bancs gréseux et plus rarement schisteux (carbonifères) assez désorganisés au niveau de la crête, avec des pendages très variables.

Au sommet des arrachements, la stratification paraît proche de l'horizontale, les bancs très fracturés gardent cependant une certaine cohérence dans les mètres supérieurs de la coupe; ils passent très vite vers le bas à une formation totalement disloquée constituée de gros blocs disjoints (Houiller et Trias). La formation chaotique repose sur la formation rouge.

Vers le Sud, à partir de la crête, de grosses barres de grès plongent vers le versant ouest des Moulrières, avec tout d'abord (Nord et haut de la coupe) un pendage moyen vers l'WNW, puis un ensemble de barres disjointes subverticales de direction N30 à N40, que l'on suit sur plusieurs mètres dans la pente. Au bas de ces affleurements, sont encore visibles quelques bancs de grès, qui, toujours avec la même direction de couches, plongent cette fois-ci vers l'ESE de 55°; ce dernier ensemble de bancs (figure n°35) vient au-dessus de niveaux schisteux noirs bréchifiés et mêlés à du Trias calcaréo-dolomitique appartenant à la formation rouge.

• La formation rouge (3) (figures n°36 et 46 II)

La formation rouge se distingue par sa couleur, mais aussi et surtout par son hétérométrie; on y distingue plusieurs lithofaciès :

- un faciès à blocs : les éléments, de taille centimétrique à décimétrique, sont principalement empruntés au Carbonifère et au Trias inférieur; des éléments de calcaires dolomitiques s'observent à la base. Les blocs sont reliés par une matrice bréchique très poreuse;

- des brèches : la granulométrie en est très variable, les éléments sont les mêmes que précédemment mais il s'y ajoute des débris de sédiments plus fins (laminites). La matrice est rare et argileuse; la brèche est extrêmement poreuse; cette porosité paraît être tardive : certains pores (centimétriques) sont tapissés de produits ferrugineux pulvérulents qui devaient à l'origine occuper tout le volume du vide. On note souvent un granoclassement (petites séquences positives);

- des laminites : ces faciès très finement détritiques présentent sur quelques dizaines de centimètres d'épaisseur, des microrhythmes. La structure est soulignée par la différence de couleur des lamines : jaunes, grises, orangées, rouille. La stratification est parfois légèrement ondulée; on y observe de nombreuses petites failles normales vraisemblablement synsédimentaires. En lame mince s'observent de minces séquences positives. La base des laminites présente de petits quartz dans une matrice argileuse; la proportion de cette dernière augmente vers le sommet, les grains de quartz devenant plus rares et très petits. De petites lamelles de micas soulignent parfois une direction de courant.

Des lavages de sédiments prélevés en divers points, ont été réalisés afin de préciser le milieu de dépôt et si possible l'âge; malheureusement aucun reste organique n'a été trouvé, les seuls éléments des refus de tamis étant des quartz, des micas, des calcites (ou dolomites), des débris ferrugineux; quelques très rares quartz pyramidés (inférieurs au millimètre) sont vraisemblablement hérités de fentes à quartz présentes dans les terrains houillers.

- des faciès pulvérulents : jaunes et rouges, quelquefois gréseux, certains de ces niveaux sont tout à fait amorphes; certains semblent provenir de niveaux de laminites ou de brèches très fines, fortement altérées. Ces niveaux extrêmement colorés et très "mobiles" donnent leur teinte à l'ensemble de la formation.

L'aspect chaotique de la formation rouge (3) provient d'une part de l'hétérogénéité du matériel, d'autre part de l'organisation de ce même matériel : les différents faciès représentés ne forment pas de couches continues. Les faciès fins sont ravinés : généralement, la limite entre les formations à blocs et les laminites, est un contact de ravinement. Les petites failles normales traduisent un tassement, résultant sans doute de ces érosions et de l'arrivée massive de matériel grossier non classé.

Seuls les faciès de brèches et les laminites montrent des plans de stratification permettant des mesures :

- vers le Sud des affleurements (ravin n° 2) les couches sont verticales (figure n°46 II) ; une brèche presque uniquement à éléments de schistes carbonifères est dirigée selon N165, au-dessous viennent des brèches à éléments variés dont les directions varient de N0 à N12 et de N150 à N180. Vers le bas de cette coupe les lamines ont un pendage subhorizontal (localement, on peut mesurer un pendage : N145-25° NE), et la base, ici constituée d'un niveau à blocs, est inclinée de 50° vers l'Est (N170-50° E).

Au Nord de cette coupe, le ravin (2) montre à nouveau des "bancs" de blocs et de brèches verticaux; la stratification est confirmée par les lits de brèches dont la direction se situe autour de N150-N160.

A la limite nord des coupes (sommet du ravin (1)), paraissent à nouveau des faciès de laminites grises et jaunes, recouvrant ici des niveaux à blocs de Muschelkalk et de grès houillers; l'ensemble dessine un pli anticlinal assez irrégulier :

- le flanc est, est faiblement incliné (10 à 20° vers l'ESE), mais on n'en voit qu'une infime partie;
- le flanc ouest est fortement penté;
- l'axe (N175-7° S environ) est déformé au Nord en même temps que changent de direction les formations bréchiques; les lamines suivent le mouvement, prenant un pendage N83-45° N : elles plongent donc sous la barre gréseuse nord.

Les variations de pendages que l'on observe au sein de la formation rouge prouvent que cette dernière est tectonisée malgré son curieux aspect de "fraicheur".

* La formation jaune (2)

La limite des formations rouge et jaune est peu nette; on la devine malgré tout sur le versant et elle paraît parallèle à la limite Terres Noires-formation jaune (figures n°36 et 45 II). La formation jaune orangée (3 - 4 m) d'aspect sableux provient essentiellement d'un matériel dolomitique très altéré; localement se distinguent quelques débris de calcaires, mais aussi des fragments de bancs jaune-verdâtres du Keuper (axe du ravin principal). Cette formation repose par un contact plan, incliné vers l'intérieur du massif, sur les Terres Noires.

A l'extrême base les niveaux jaunâtres contiennent quelques débris de grès triasique; l'un d'eux, plus volumineux (10-20 cm), présente une surface supérieure tectonisée : le plan faiblement penté au Sud, porte des stries de direction N5 engendrées par un mouvement senestre.

Hormis ce petit bloc, le matériel, de par la dimension des grains et sa trop faible cohésion, n'a pu enregistrer de façon visible la tectonique. Cette formation occupe la première bande au-dessus des Terres Noires mais également une partie de la rive droite du ravin nord qu'elle se partage avec les Terres Noires; le contact a ici une géométrie très variable (paragraphe suivant et figure n°47 II).

* Les Terres Noires (1)

Les Terres Noires situées à la base des coupes sont extrêmement tectonisées; les pendages variant beaucoup, elles paraissent désorganisées. Sous les affleurements de "sables jaunes" dolomitiques, les derniers centimètres de Terres Noires sont "amorphes", sous forme d'argile dans laquelle se retrouvent des éléments de la formation susjacente. La base de ces niveaux argileux peut être mesurée (N25-10° ESE) mais elle est très onduleuse; les Terres Noires situées au-dessous présentent une schistosité N15 à N25. Un filon de calcite (10 cm, N145-72° SW) est ponctuellement visible au sommet de ces Terres Noires.

En rive droite du ravin nord (1), la formation jaune est un peu plus compactée, sa base parfois en léger surplomb au-dessus des Terres Noires peut être à divers endroits mesurée (N60-70° NNW, N75-50° NNW, N40-35° SE), elle n'est quasiment jamais conforme avec le pendage des marnes jurassiques. La limite avec les Terres Noires est ici sinueuse, cette géométrie résulte principalement de l'orientation de la coupe par rapport au contact : celui-ci sub-parallèle à l'axe du ravin est souvent proche de la verticale. Les Terres Noires paraissent plaquées et légèrement engagées sous la formation jaune de la rive droite.

Dans ce ravin nord, sur une quarantaine de mètres de dénivelée, la structure des Terres Noires a été étudiée avec quelques détails.

◦ Sur l'affleurement, quelques plis d'ordre métrique (ou inférieur) peuvent être mesurés : les axes se répartissent en deux familles de direction : N25-20° NNE et N60-20° WSW, avec des plans axiaux verticaux ou fortement pentés vers l'Ouest ou le NW. Notons la présence d'un petit pli (décimétrique) N80-10° E déversé vers le Sud.

◦ La projection stéréographique de la totalité des pendages des Terres Noires permet de retrouver à quelques degrés près, les mêmes directions d'axe et fait apparaître deux autres familles de plans, plus discrets, qui s'organisent en plis d'axes : N110-18° ESE et N139-28° SE.

Nous reconnaissons dans toutes ces directions structurales celles déjà observées dans le Blacus.

Les failles présentent les mêmes familles de directions que celles définies par les axes de plis, mais ici deux familles dominent : Nord-Sud et EW. Les directions de stries sont elles aussi Nord-Sud et EW. Les Terres Noires fortement comprimées sont schistosées, les plans de schistosité sont parfois difficilement différenciables de la stratification. Les plans de schistosité, verticaux, se répartissent en deux ensembles de direction : N25 et N60.

Sur la première crête de Terres Noires, au Sud de la bande jaune N60, se trouvent plantés des éléments de calcaires dolomitiques triasiques, répartis en deux niveaux. Le niveau supérieur (1) est constitué d'un assemblage de plusieurs blocs, sur une hauteur maximale de 1,50 m et sur une largeur de 4 m. Le sommet du bloc principal (N20-45° ESE) est surmonté par des Terres Noires "informes", sans structure apparente, mais qui deviennent vers le haut nettement écrasées par la tectonique et passent en quelques décimètres à des Terres Noires "normales" (de pendage N40-45° SE).

Quelques mètres plus bas, pointe dans les Terres Noires le deuxième ensemble de blocs (2) plus ou moins disjoints (1,40 m sur 0,50 m); les calcaires dolomitiques sont ici très recristallisés et envahis par de la calcite; toutes les surfaces sont extrêmement striées. Les Terres Noires venant au-dessus ne sont pas tectonisées. A la partie supérieure, mais surtout à la base des blocs, se remarquent des faciès pulvérulents jaunes ((2) panorama Ni2) auxquels sont mêlés des débris de Terres Noires.

Ces deux ensembles peuvent être sans ambiguïté interprétés comme des olistolites.

En rive droite (figure n°47 II), où la structure est plus complexe, s'observent également des blocs (3) beaucoup plus discrets (0,40 m maximum) de Trias, insérés dans les Terres Noires, et en particulier dans le prolongement vers le Nord du niveau à bloc inférieur précédemment décrit. Au-dessus de quelques blocs (décimétriques) alignés selon la stratification, un lit (4) (centimétrique à décimétrique) de "produits jaunes" recoupe quant à lui (N45 à N55-40° NW) les Terres Noires (N27-90°). Les petits olistolites sont recouverts d'un enduit roux.

A plusieurs niveaux sur les coupes du ravin paraissent des lits de Terres Noires de teinte jaunâtre à brune avec parfois des lits millimétriques plus sombres.

Dans l'axe du ravin une coupe (en 5) peut être levée au sein de ces Terres Noires montrant quelques faciès particuliers (à quelques mètres du niveau supérieur à l'olistolite). Au-dessus des Terres Noires "normales" s'observent, de bas en haut :

- a- des Terres Noires mal structurées (aspect argileux assez massif) mais relativement indurées;
- b- une formation gréseuse jaunâtre, assez fine avec des débris de Terres Noires passant progressivement à c;
- c- une formation comparable à b, mais plus grossière; les grains très anguleux sont principalement représentés par des débris de pélites verdâtres du Keuper (0,40 m);
- d- des Terres Noires sous forme d'argile se débitant en petites boules;

e- des Terres "Noires" de teinte rousse, d'aspect argileux (1,30 m), reposant par un contact tectonique sur les Terres Noires sous-jacentes (contact : N155-53° ENE; et stries : N35-50° NE senestres puis N0-30° N dextres);

f- un lit pulvérulent blanchâtre, décimétrique;

g- des Terres Noires "normales".

Conclusion partielle sur { α et β }

A partir de ces ravinements nord qui font affleurer les Terres Noires sous des formations remaniant du Trias et du Carbonifère, nous pouvons déjà faire un certain nombre de remarques et tirer quelques conclusions.

* Les Terres Noires

- elles ne sont pas en contact direct avec les coupes de Trias inférieur et le Carbonifère;

- elles sont surmontées (contact soit moyennement incliné vers l'intérieur du massif soit vertical) par des niveaux bréchiques : matériel pulvérulent à sableux à la base - très altéré -, puis niveau à brèches et blocs mieux structuré, qui supporte une formation chaotique à gros blocs et bancs de Carbonifère disloqués;

- elles contiennent des olistolites métriques (ou plus petits) de Trias, associés à des niveaux jaunes pulvérulents remaniés, de même type que ceux qui surmontent les Terres Noires;

- elles contiennent des interstratifications de terres "noires" présentant un faciès particulier, argileux et roux, ainsi que des lits détritiques à éléments de Trias;

- l'aspect très désorganisé des Terres Noires est un résultat de la tectonique, on y retrouve les directions structurales déjà décrites dans les autres secteurs, en particulier dans le Blacus.

* Les formations jaunes proviennent de la désagrégation de dolomies et pélites du Trias moyen et supérieur (rares éléments de Trias gypseux).

* Les formations rouges présentent des faciès de laminites où l'on reconnaît des phénomènes de décantation et des figures de courants (faibles), des niveaux très grossiers, non classés, à blocs, en contact ravinant avec les niveaux plus fins de laminites et de brèches. La stratification des niveaux lités montre que la structure est souvent verticale et localement plissée.

Les faciès et la structure permettent de repousser les hypothèses :

- d'une formation de versant;
- d'une brèche tectonique.

La formation rouge remanie des éléments de Trias et de Carbonifère; les faciès argileux constituant une matrice rare et parfois organisés en lamines paraissent correspondre à des Terres Noires, je n'ai malheureusement pas trouvé de microfaune confirmant cette hypothèse - ce qui n'a rien de surprenant dans ce milieu presque uniquement constitué de matériel détritique, et sachant qu'il est très rare de trouver de la faune dans les Terres Noires.

Le manque de microfaune et les faciès ne permettent ni de confirmer, ni d'infirmer que le milieu de dépôt ait été marin;

* l'ensemble du dispositif évoque la mise en place d'un matériel essentiellement grossier dans un milieu aquatique.

La présence de gros blocs et de pans entiers de roches, suggère que ce matériel provient de l'écroulement d'une falaise sous-aquatique. Compte tenu des observations faites sur les Terres Noires sous-jacentes, il paraît logique d'envisager cet écroulement comme un phénomène contemporain de la sédimentation des Terres Noires;

* la structure d'ensemble (Terres Noires et formations sus-jacentes) de ce secteur nord résulte principalement d'un plissement d'axe N60. Les Terres Noires supportant les formations "tiltées" se trouvent au cœur du pli.

γ Vers le Sud

La structure des Terres Noires est moins complexe. Les pendages varient tout d'abord de N30 à N70-55° à 90° ESE ou SSE.

Le dernier contact visible vers le Sud avec les formations jaunes du secteur nord est incliné comme la stratification des Terres Noires (N35-55° SE).

Les Terres Noires montrent sous ce contact une schistosité N70-90°. Quelques dizaines de mètres plus bas et vers le SW, elles présentent deux plans de schistosités : N30-90° et N75-90°; les pendages s'organisent assez régulièrement selon N40-75° SE.

Des niveaux roussâtres de Terres "Noires" peuvent s'observer dans le prolongement vers le Sud de ceux décrits en β .

δ Coupe 2 Rive droite du ravin 3

Sur la crête, les Terres Noires (1) ont tout d'abord (Ouest) un pendage N55-30° SE, avec une forte schistosité selon N85-90°; puis vers le haut des affleurements elles sont plus faiblement inclinées au SSE (N75-25° SSE).

Les brèches affleurent malheureusement assez mal à cause des éboulis.

Elles dessinent une bande nord-sud, de quelques mètres de large, entre le Houiller et les Terres Noires. La limite avec les Terres Noires est soulignée par plusieurs amygdales (plurimétriques) de calcaires dolomitiques du Muschelkalk.

A cette formation rouge s'associe ici du gypse - sous forme de petits cristaux translucides assez abondants - ainsi que des filonnets et petits amas de sidérose.

Un bloc de Muschelkalk ((3) sur la figure n°48 II) est inséré dans les Terres Noires, à leur limite supérieure. A l'Ouest du bloc la stratification des couches jurassiques est N55-70° SE, à l'Est par contre les Terres Noires sont très disloquées et en grande partie masquées.

Les flancs ouest et est du bloc de Muschelkalk, subverticaux, correspondent à des plans de failles de direction N150 à 160, dont les stries indiquent des mouvements dextres vers le SSE. On peut rattacher à cette compression, une schistosité affectant les Terres Noires (N65-90°).

Le bloc (3) repose sur une deuxième masse de Muschelkalk. Des Terres Noires très écrasées sont visibles à sa base (Sud); les Terres Noires venant directement à l'Ouest du bloc sont faillées : les plans (N62-38° SSE) peu différents de la stratification, portent principalement des stries résultant d'un mouvement dextre (du Nord vers le Sud), mais aussi des stries NE-SW faiblement inclinées au SW (mouvement senestre postérieur aux stries nord-sud). Un second plan de faille (N75-54° SSE) porte, quant à lui, des stries sensiblement EW plongeant de quelques degrés vers l'Est (dextre).

ϵ Du ravin 3 au ravin 4

A partir de la limite SSW de la bande carbonifère, la bande de blocs de Muschelkalk, bordée par celle des brèches rouges, s'infléchit brusquement et prend une direction moyenne de N60 à N90 (R4). La limite entre les Terres Noires et les blocs de Trias suit elle aussi cette nouvelle direction. Le Muschelkalk se développe et forme à présent une véritable barre de plusieurs mètres de large.

* Les Terres Noires délimitées par les blocs de Trias à l'Est et au Sud

Le ravin qui descend du Carbonifère (R3) permet d'observer la complexité des structures des Terres Noires qui affleurent en rive droite, la rive gauche étant occupée par des blocs et des barres du Muschelkalk.

Les niveaux de Terres Noires qui supportent les blocs (1) et (2) décrits ci-dessus, descendent vers le ravin, puis les couches s'inclinent au NW, dessinant ainsi une synforme. Le pli est très tectonisé, les pendages varient beaucoup et sont souvent difficiles à mesurer; le risque d'erreur est donc assez important, il paraît toutefois que l'ensemble des mesures s'organise en un pli conique d'axe N36-60° NE (70°). Le flanc WSW très faillé présente des plissements secondaires (plis métriques), des plis-failles; un des accidents (N160), jouant en faille normale, abaisse le compartiment ouest d'environ 2 m, le rejet est souligné par la présence de niveaux plus argileux et roux. Des filonnets de calcite

accompagnent cette famille d'accidents avec des directions variant de N135 à N160, et une inclinaison de 80° vers l'Est.

Notons un autre accident toujours de même orientation dont le jeu en coulissement senestre (stries inclinées de 43° vers le NNE) relève le compartiment ouest, postérieurement au jeu de failles normales.

Ces niveaux de Terres Noires, quelques mètres à l'Ouest de l'axe du pli principal, sont localement affectés d'une schistosité N20-90° et montrent des microplis à plans axiaux subhorizontaux et d'axes N175-5° N.

En quelques mètres - vers l'Ouest - la structure devient extrêmement complexe.

Sous les éboulis de Terres Noires sont parfois visibles des blocs de Muschelkalk; les calcaires dolomitiques débordent légèrement sur la rive droite du ravin. Les Terres Noires sont très broyées, je n'ai pu réaliser dans ce secteur un relevé exhaustif de tous les accidents; soulignons l'importance de failles et de schistosités subverticales orientées selon deux familles de direction : N20-30 et N70-90.

Des accidents obliques et souvent proches de l'horizontale sont également fréquents.

Les stries montrent trois directions de déplacement : Nord-Sud, EW et N50-60, le sens en est très variable; quelle que soit l'inclinaison des failles, les stries sont quant à elles toujours très peu pentées.

Vers le bas des affleurements les plans de schistosité se répartissent selon : N20-25 et N45-50.

A proximité de la limite avec le Muschelkalk, un accident relativement important (N73-85° SSE) délimite au Sud un compartiment où l'on reconnaît de petits olistolites de grès blancs.

Ces grès se présentent sous forme de boules de dimension décimétrique, emballées dans une matrice rousse (Terres "Noires") et parfois dans un matériel pulvérulent jaunâtre (dolomies altérées) contenant quelques petits débris de quartz du Trias inférieur ou du Carbonifère.

Ces faciès pulvérulents ou sableux interstratifiés dans les Terres Noires se retrouvent à plusieurs niveaux, de part et d'autre de l'accident N73 et certains de ces lits soulignent des plans de failles (dysharmonie). Il en est de même pour les Terres "Noires" rousses.

• Le Trias

◦ les calcaires dolomitiques du Muschelkalk

- le Muschelkalk déborde légèrement sur la rive droite du ravin, les bancs plongent au NW (N50-65° NW) sous les Terres Noires;

- en rive gauche, le Muschelkalk forme une crête constituée d'énormes blocs (métriques à décamétriques) très marqués par la tectonique.

Les pendages des barres principales se situent autour de deux directions principales : N30 et N70 (direction des couches).

Les accidents majeurs sont dirigés EW : N90 à N125, avec des stries signalant une compression nord-sud;

◦ les gypses (gypses et contact avec les Terres Noires)

A l'extrémité ouest du Trias, sous un chaos de gros blocs de dolomie, affleurent des gypses; ils dessinent un pli antiforme N60. Le flanc NW est en contact avec les Terres Noires.

Les Terres Noires très écrasées ont une structure verticale sensiblement de même direction que les gypses.

Le contact entre gypses et Terres Noires n'est pas rectiligne : les deux formations s'interpénètrent. On peut voir, associées aux Terres Noires, et s'intercalant entre différentes lames de gypse, de grosses amandes de grès (triasiques ou carbonifères).

Dans l'axe du ravin qui traverse la masse de gypse, affleurent à nouveau des calcaires dolomitiques; le dernier bloc est limité par une faille inverse EW pentée au Sud de 70°.

Notons la présence d'un accident situé à quelques mètres de là dans les Terres Noires, vertical, de direction N118. Les stries verticales sont recoupées par une deuxième génération de stries provoquées par un décrochement dextre.

Après un amas de gypse (N80-82° N) en rive gauche du ravin qui limite au Sud les affleurements de Carbonifère, le versant est occupé par de gros blocs éboulés de Houiller et de Trias gréseux, et envahi par la végétation. Une dernière masse de gypse (N135-30° NE) perce la formation ébouleuse quelques dizaines de mètres au SE des derniers gypses.

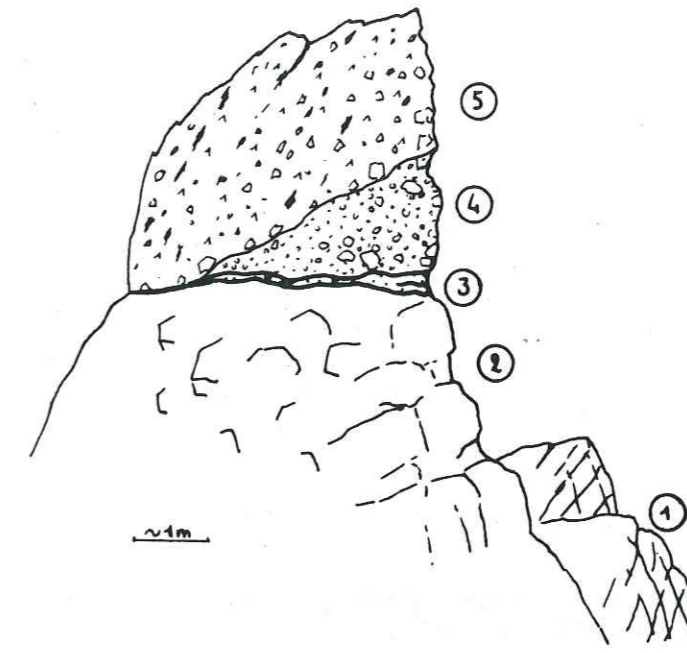
• Les brèches

Les faciès de brèches affleurent à nouveau assez bien entre la barre dolomitique et la coupe plus méridionale de Carbonifère.

Les bancs inférieurs de Carbonifère, de pendage N35-70° SE, "s'appuient" contre la formation bréchiq.

Sur la figure n°37, on peut voir à l'arrière plan la crête dessinée par ces brèches indurées.

Sur son flanc nord, cette crête présente la coupe suivante (Guiomar, 1982, modifié) de haut en bas :



(figure n°37) COUPE DANS LES BRECHES, ENTRE LES RAVINS 3 ET 4.

1- des calcaires dolomitiques du Muschelkalk (limite est de la barre); des éboulis masquent le passage au niveau 2;

2- un niveau à blocs de grès blancs et gris (Stéphanien et/ou Trias inférieur);

3- un niveau très écrasé, bréchiq., souligné par des lits charbonneux pulvérulents (centimétriques); orientés N70-40° SSE; les éléments sont à la fois gréseux et calcaréo-dolomitiques;

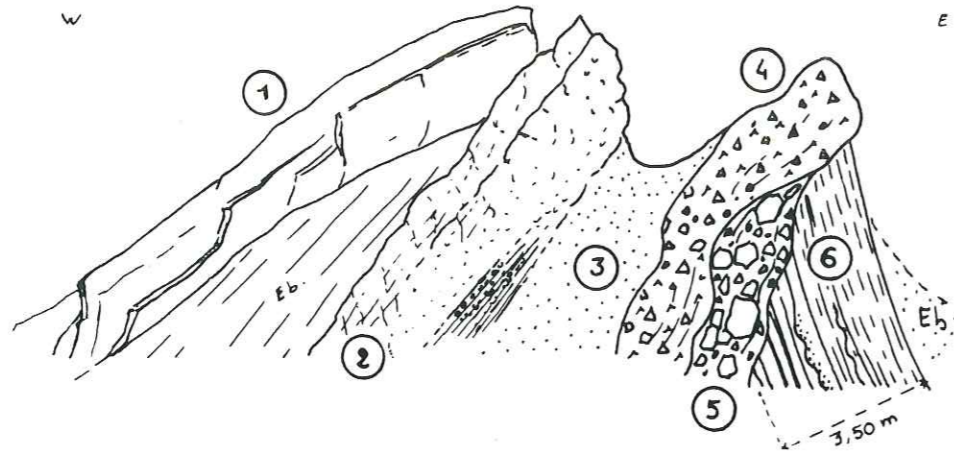
4- des brèches à éléments principalement dolomitiques et assez arrondis;

5- une brèche rouge couronnant le tout; on y reconnaît des débris de schistes et grès fins très altérés et de dolomie; la brèche est très riche en petits cristaux transparents de gypse qui lui confèrent une induration assez importante.

Sur le versant sud de la crête - compte tenu des pendages orientés vers le Sud - les brèches descendent assez bas vers l'Ouest, parallèlement à la bande de Muschelkalk.

La base des grès conglomératiques houillers extrêmement altérés, presque totalement "arénisés" succède latéralement vers l'Est aux brèches rouges gypseuses, on ne peut dire grand chose de ce contact.

Une quinzaine de mètres plus bas, une coupe peut être levée depuis les dolomies triasiques jusqu'aux bancs altérés du Carbonifère (figure n°38). De l'WSW vers l'ENE se succèdent sur une dizaine de mètres d'épaisseur des bandes subverticales de faciès variés :



(figure n°38) BRECHES, DOLOMIES ET TERRES NOIRES (?) DE LA COUPE 3.

- 1- les dolomies triasiques (N71-72° NNW);
- 2- une bande de dolomies très altérées en voie d'"arénisation"; vers le bas, ces niveaux s'organisent en lits finement bréchiques (resédimentation des débris de dolomie) orientés selon N39-75° NW;
- 3- une bande de dolomie pulvérulente, totalement altérée; elle correspond à un creux topographique, son matériel étant très sensible à l'érosion;
- 4- une bande de brèches rouges indurées par des gypses et à éléments issus en majorité du Carbonifère ((5) page précédente);
- 5- un niveau bréchique à blocs de dolomie qui paraît en contact ravinant "sur" 4;
- 6- un ensemble grisâtre à rouge, de faciès fins représentés par de petits bancs marneux et calcaires extrêmement recristallisés et parcourus de filonnets de gypse et de calcite. Certains lits plus épais (quelques centimètres) sont gréseux, la base en est ondulée et légèrement ravinante; ils sont parfois granoclassés; d'autres, contiennent de fins débris de dolomie. Localement s'observent de très fins lits rouges (millimétriques) intercalés entre les niveaux gris sombres. Bien que l'état très recristallisé de la roche constitue un problème pour l'identification de ces niveaux, je pense néanmoins que ces derniers peuvent être attribués aux Terres Noires. Notons entre autres que les faciès sombres intercalés de lits rouge brique se retrouvent dans la bande de Terres Noires située au Sud des Moulières (page 117).

En lame mince, la roche apparaît parcourue de filonnets de gypse et de calcite; les phénomènes de recristallisation y sont très importants, mais dans certaines zones "préservées", il semble qu'il existe des filonnets clastiques gréseux.

Les pendages du niveau (6) se situent autour de N62-60° SSE, les indices de polarité indiquant que les couches sont à l'endroit. Les contacts de ces niveaux calcaréo-marneux avec la brèche rouge (4) et le niveau à blocs (5) correspondant vraisemblablement à une discordance de ravinement.

Une invisibilité de quelques mètres sépare ces derniers faciès des grès carbonifères altérés.

Conclusion partielle sur { δ , ϵ }

- dans ce secteur les contacts moyens sont proches de la verticale; leur direction N30 au Nord devient N70 à N90 vers le Sud;

- les Terres Noires sont toujours très tectonisées, on y observe en plusieurs points des niveaux particuliers de détritiques fins ou de marnes argileuses rouges, interstratifiées dans les Terres Noires "normales" et parfois englobant de petits olistolites de grès.

Le faciès très recristallisé et parfois détritique (6) est probablement un équivalent des Terres Noires; celles-ci se situent au-dessus des brèches rouges et sous le Carbonifère;

- les blocs de Muschelkalk (1) et (2) de δ ne jalonnent pas un accident majeur entre Terres Noires et Houiller. Ce sont des olistolites plus volumineux que ceux que l'on rencontre dans les Terres Noires plus bas et également dans le Nord; après leur mise en place dans les Terres noires, ils sont avec ces dernières, tectonisés ensemble ultérieurement;

- les faciès de brèches diffèrent quelque peu de ceux observés au Nord :

- les brèches contiennent du gypse, parfois du charbon;
- les brèches sont plus fortement tectonisées, localement très écrasées; par suite elle ne présentent plus la forte porosité qui caractérisaient certains niveaux des coupes nord;
- on n'observe pas de laminites claires;
- les formations à blocs gréseux sont assez réduites;
- la base, au lieu d'être représentée par des faciès fins, est au contraire très grossière et les blocs appartiennent au Trias moyen et/ou supérieur : le matériel est pratiquement le même, la granulométrie change;

- la terminaison sud des affleurements est principalement organisée en anticlinal d'axe N60-70 à cœur de Trias;

- l'ensemble des blocs et barres triasiques, est vraisemblablement glissé dans les Terres Noires au même titre que les barres et blocs de grès houillers et triasiques des coupes nord de α et β ;

- les gypses sont associés à ces formations "tiltées" mais peuvent avoir été remobilisés à l'alpin;

- la bande de Carbonifère vient immédiatement au-dessus ou à l'Est des formations à blocs et brèches, il n'y a nulle part de brèches d'origine tectonique entre les Terres Noires et le Carbonifère.

Conclusion sur le versant ouest des Moulières

Les observations sur le versant ouest des Moulières me permettent de conclure à la mise en place olistolitique du Houiller et du Trias dans les Terres Noires. Les olistolites de Muschelkalk se mettent en place les premiers; ils sont suivis par la sédimentation de brèches et de laminites issues de l'érosion du talus. Ensuite, un léger rejeu des failles provoque le glissement d'un grand compartiment à Houiller et Trias dans le bassin.

3.b. Les Terres Noires du Serre de la Vache au Saint Laurent

Vers la base de la colline des Moulières, affleurent de façon discontinue les Terres Noires, depuis les niveaux calcaires du Serre de la Vache au Nord, jusqu'à la crête du Lias de Saint Laurent au Sud.

Du Serre aux Moulières, nous avons décrit de nombreux accidents appartenant à la famille du "linéament de Clamensane". Ces accidents se poursuivent sur tout le versant ouest des Moulières. La bande faillée est ici large de 150 à 200 m.

De nombreuses failles N20 séparent le haut de la colline (Terres Noires, Trias, Houiller) de sa partie inférieure (Terres Noires). Ces failles se prolongent dans la bande sud des Terres Noires et au delà, limitant ainsi la lame liasique du Saint Laurent de la bande de Terres Noires, de même direction, située entre le Saint Laurent et la brèche d'Entraix (figures n°35 II et 53 II).

Le versant ouest du Saint Laurent, lui aussi limité par un accident sensiblement de même direction, est légèrement chevauchant sur les Terres Noires ouest.

Les Terres Noires ouest, du Serre de la Vache jusqu'au ravin (7) situé au Sud de la ruine des Moulières-Basses, sont tout d'abord alignées sur la structure du pli de Sigoyer; vers le Sud elles présentent localement des directions de plissements et de failles à N140, puis N50-60, pour devenir plus régulièrement pentées au Nord d'une quarantaine de degrés (en moyenne : N80-40° N).

Les Terres Noires gardent ce pendage le long de la crête en rive droite du ravin (Sud Moulières-Basses), du lit du Sasse jusqu'à proximité des affleurements où sont mêlés les gypses et les Terres Noires au fond du ravin. Les deux ensembles de Terres Noires sont ici séparés par des accidents méridiens (N12-80° E à N165-40° ENE) dont les stries indiquent des jeux de failles inverses et de décrochements dextres.

Les Terres Noires très écrasées ont une schistosité N0 à N5-90°.

Dans la partie aval du ravin, s'observent des plans de schistosité verticaux de direction N93 à N120, et de nombreuses failles de pendages variés mais dont les directions sont comprises entre N110 à N134.

Cette famille d'accidents, dont on retrouve plusieurs témoins dans le Trias du ravin, semble donc diriger ce ravin, et sépare les Terres Noires "ouest" des Terres Noires chevauchées par le Saint Laurent.

Du point de vue des faciès, il faut signaler (ravin 8) l'existence d'un niveau roux (figure n°37 II) d'environ 1,20 m d'épaisseur, identique à ceux déjà rencontrés dans les Terres Noires des Moulières (pages 108, 109 et 112). Comme dans les cas précédents l'aspect en est massif et argileux, la stratification est fruste, le faciès est intercalé dans des Terres Noires "classiques".

La formation rousse ainsi que les Terres Noires inférieures ont un même pendage : N54-29° NW; les Terres Noires venant au-dessus ont un pendage un peu plus fort et leur direction diffère d'une vingtaine de degrés (N32-38° WNW).

L'affleurement se situe dans la zone affectée par les accidents linéamentaires (figures n°37 II et 53 II) mais appartient encore au "compartiment" ouest des Terres Noires (Sigoyer).

Le petit compartiment des Moulières est séparé des Terres Noires de Sigoyer par des accidents du linéament de la faille d'Aix en Provence, bien qu'il appartienne à la même unité paléogéographique : le bassin dauphinois.

3.c. La bande de Terres Noires au Sud des Moulières, ses rapports avec le Trias

Au Sud des Moulières une large bande de Terres Noires interrompt les affleurements de Trias; elle s'étend depuis le lit du Riou d'Entraix à l'ENE, jusqu'à la terminaison du Saint Laurent, où se rencontre à nouveau du Trias : sur environ 800 m de long, elle est orientée à N70.

Le versant est (figure n°49 II)

* Le Trias en bordure des Terres Noires

Le versant est des Moulières est très boisé; la couverture végétale s'est développée sur les formations triasiques. Le sommet est occupé par les grès du Trias inférieur; puis aux 2/3 de la pente se dressent des barres calcaires et dolomitiques de Muschelkalk, parcourues de failles subverticales principalement de direction méridienne; l'affleurement est limité à l'Est par un accident N157-90° dont les stries (pentées de 55 à 70° vers le NNW) indiquent un mouvement senestre. Des faciès particuliers sont associés à ces barres :

- des faciès de "dolomie capucin", en partie altérée et de couleur rouille;
- des faciès "sableux" de dolomies plus claires, jaunâtres (comme sur le versant ouest) associés à des blocs en voie d'altération. On y remarque la présence discrète de chalcopryrite et de malachite.

Le bas de la pente est occupé par des cargneules et des gypses.

* Le contact Trias-Terres Noires

La limite avec les Terres Noires paraît rectiligne à N70, mais le contact n'est visible qu'en un point noté (7)(figure n°49 II) et encore n'est-il pas favorable à une quelconque interprétation.

A la base les Terres Noires sont assez désorganisées, localement de petits bancs plus calcaires permettent de connaître la stratification (N17-60° WNW); les plans principaux correspondent à une schistosité dont l'orientation moyenne se situe autour de N60-70° NNW.

Au-dessus, avec un contact très peu penté - non mesurable -, repose une formation bréchique, d'environ 3 m d'épaisseur, contenant des éléments de quartz, de calcaire, de dolomie et de gypse. Ces brèches non indurées supportent des blocs à l'aspect de cargneules : brèches cette fois-ci indurées et présentant une certaine porosité; les éléments sont identiques à ceux de la brèche inférieure quoique plus grossiers. Viennent au-dessus des niveaux détritiques fins schisto-gréseux de Trias (sommet du Tg ?) injectés de gypse (altération des pyrites ?), puis des faciès grossiers altérés en sables.

L'ensemble du dispositif peut correspondre soit à une formation de versant, soit à une série renversée de Trias (comme au col) et (?) de Terres Noires, le tout très altéré tardivement - dans cette hypothèse, les Terres Noires viendraient donc au-dessus du Trias -.

* Les Terres Noires

Les Terres Noires sont encore - et toujours - très tectonisées, les plans de stratification ne sont pas toujours discernables des autres plans engendrés par la tectonique. La structuration est principalement verticale; les directions majeures de S0 et S1 sont comprises entre N40 et N60.

A mi-pente les petites ammonites et les faciès à nodules calcaires permettent de dater précisément de l'Oxfordien inférieur une partie importante de ces Terres Noires sud.

Le col

Nous avons déjà évoqué page 103, le Trias de ce secteur : les faciès sommitaux du Trias gréseux (6) sont en position renversée. Les pendages (N67-33° NNW) sont comparables à ceux des Terres Noires qui affleurent quelques mètres au Sud.

Le dernier bloc de faciès grésos-conglomératique porte des surfaces : N32-60° WNW et N46-68° SE, striées; les coulissements senestres s'effectuent respectivement vers l'WNW (N122-60° WNW) et le Sud (N2-60° S). Le contact avec les Terres Noires n'est pas observable.

Les Terres Noires très "tectonisées" présentent à proximité du Trias des faciès marneux alternant avec des niveaux de calcaires marneux qui signalent la stratification : les couches verticales ont une direction N60; elles sont affectées d'une schistosité N120-90°.

Le versant ouest

Comme sur le versant est, la végétation envahit les zones ébouleuses correspondant aux "affleurements" de Trias et de plus ici à ceux du Carbonifère.

Le contact avec les Terres Noires n'est jamais visible. La limite nord des Terres Noires s'aligne sur celle du versant est vers N70.

Cette limite est parfois jalonnée de petits pointements émergeant des éboulis, de brèches à éléments de gypse ou de différents matériaux issus du Trias, mais toujours imprégnés de gypse.

* *Le sommet du versant (derniers 50 m en dénivelée)*

Vues à partir de la terrasse quaternaire de Nibles, les Terres Noires paraissent s'organiser en trois bandes parallèles, inclinées vers la colline des Moulières (figure n°43 II); elles se distinguent par une différence de couleur : en particulier la bande située à la limite du Trias est nettement gris jaunâtre. Sur le terrain la structure est plus complexe, mais la limite entre la bande de Terres Noires jaunâtres et la bande grise centrale correspond néanmoins au passage d'une faille (N70-75° WNW) de part et d'autre de laquelle les pendages des Terres Noires varient considérablement.

Au Sud de l'accident les couches (N67-78° WNW) s'orientent sensiblement comme lui; leur direction rappelle celle de la limite Terres Noires-Trias; au Nord, se dessine un pli d'axe N3-18° N accompagné d'une schistosité dont les plans verticaux oscillent entre N0 et N30; des micro-plis N30-0° soulignent de même la compression locale dirigée de l'ESE vers l'WNW ou d'Est en Ouest.

Le versant se caractérise en outre dans sa partie supérieure par une structuration verticale: essentiellement N20-30 (failles, stratification); les couches ondulent autour de ces plans, les plis (plurimétriques) ainsi dessinés ont un plan axial horizontal et un axe N20 à N30-0°.

D'autres directions de plis interviennent dans la structure : N40 à 60 et N130. Notons la présence d'accidents N5-90°.

"L'état" des affleurements ne permet pas ici de dégager les relations existant entre les différents éléments structuraux, surtout d'un point de vue chronologique.

◦ Vers 750 m, entre les ravins 5 et 6, sous un ensemble de Terres Noires - d'orientation N145-50° NE, paraissent sur 2 m d'épaisseur, des intercalations de Terres Noires (de faciès assez calcaire : callovo-oxfordien) et de niveaux jaunâtre (résédimentation de Trias).

Ces "Terres Noires" recouvrent des faciès jaunâtres à débris de pélites triasiques envahis de nombreux cristaux aciculaires d'aragonite en "hérisson". Ces niveaux occupent l'arête et le versant nord d'une crête EW; le ravin (6) qui entame au Sud ce petit relief, à ses deux rives taillées dans les Terres Noires (N30-N40-90°) : les formations de Trias "remanié" n'affleurent pas au Sud.

◦ Plus bas, vers l'WSW les niveaux jaunâtres font place à des gypses. La lame de gypse orientée tout d'abord N125-30° NE, s'allonge en direction du ravin (5) venant immédiatement au Nord de la crête; elle recoupe en aval l'axe du ruisseau et repose sur les Terres Noires.

En rive gauche, la lame épaisse de 1,50 m, est subverticale et de direction N140, orientée comme l'accident qui sépare les gypses des Terres Noires.

Les Terres Noires sont broyées à proximité du contact. Quelques mètres "sous" les gypses, on reconnaît des faciès oxfordiens à nodules; ces niveaux plus compétents ont bien enregistré la déformation cassante : on relève notamment une faille N146-90° - liée au contact Trias-Terres Noires - dont le miroir porte des stries caractérisant un coulissement senestre (N146-20° à 25° SE); cette direction de compression est confirmée par une schistosité N54-90°. Les pendages des Terres Noires s'organisent en outre en pli d'axe : N18-76° SSW.

En rive droite, les gypses s'épaississent (jusqu'à 2,50 m) et sont plus fortement pentés; l'orientation des couches est comparable à celle du plan de contact (N105-55° NNE) des gypses sur les Terres Noires.

Sous le contact, une schistosité (N115-48° NNE) affecte les Terres Noires.

Les plans de stratification visibles quelques mètres sous la bande gypseuse, sont faiblement inclinés à l'Ouest; vers l'aval ils plongent rapidement à la verticale dessinant ainsi un pli anticlinal d'axe N5-4° S.

L'axe du ravin est sur quelques mètres dirigé par un accident N45-80° NW; les stries indiquent un premier jeu en faille normale, suivi d'un coulissage senestre dirigé N50-25° SW. Le pli décrit ci-dessus se retrouve sur les deux rives; l'axe est affaissé en rive droite d'environ 1,50 m : l'accident est donc postérieur au pli.

Le sommet des gypses de la rive droite (N85-48° N) est recouvert par des Terres Noires; l'affleurement est de très mauvaise qualité mais on reconnaît néanmoins une schistosité N110-90° de direction comparable à celle qui a été relevée sous les gypses. Localement on observe au-dessus des gypses une formation argileuse et bréchique jaunâtre et noire remaniant visiblement des niveaux charbonneux, mais la présence en ce point de formations de versant, nous incite à la prudence quant à sa mise en place.

◦ Les gypses disparaissent ensuite dans le versant éboulé, mais les Terres Noires se suivent le long du ravin (5); elles y sont affectées de nombreux plissements et failles. La principale structure du secteur correspond à des plis (plurimétriques) de plans axiaux sub-horizontaux et d'axes N20 à N25-10° NNE.

Les pendages sont pour la plupart très redressés et recoupés par des cisaillements plans qui indiquent une compression locale exercée d'Ouest en Est.

◦ Quelques dizaines de mètres en aval se retrouve sur la rive droite du ravin, un bloc de gypse (2 m de long) flottant au sommet des Terres Noires. Ce gypse correspond à la lame précédente qui affleure ici, grâce au jeu normal d'une faille subverticale (N20), affaissant le compartiment ouest de quelques mètres.

A l'Ouest de la faille principale, sous les gypses, les Terres Noires dessinent un pli d'entraînement d'axe N15-20° NNE couché vers l'Ouest. Sous ce pli s'observent d'autres plis, de dimension plus importante (plurimétriques) en particulier un pli d'axe N20-0° en rive droite du ruisseau; celui-ci est guidé par la structure sur plusieurs mètres. Vers le Nord à proximité de la zone faillée, l'axe s'infléchit et plonge de quelques degrés vers le NNE, puis il est plus nettement déformé (N50-30° NE); la charnière est alors surmontée par un pli (N176-25° S) déversé à l'Ouest.

Le flanc est de ce dernier pli se redresse au contact d'un premier accident (N172-90°), souligné par de la calcite; le plan présente des stries pentées de 20° vers le Nord, le coulissement dextre, proche du décrochement, est responsable de la torsion de l'axe N20 en axe N50.

Quelques mètres à l'Est de la zone faillée (N172 à N20), les Terres Noires sont plus régulièrement dirigées à N22 avec des pendages subverticaux; la stratification est soulignée par de nombreux lits millimétriques de couleur rouge brique : ces faciès ont été évoqués à propos des Terres Noires hypothétiques associées aux brèches du versant ouest des Moulières (page 112).

Jusqu'à la rupture de pente du ravin l'axe du pli N22 se suit aisément, le ruisseau suivant jusqu'ici un lit très peu penté. Le ruisseau franchit ensuite en cascades les escarpements de Terres Noires pour descendre vers les gypses du ravin des Moulières (entre Saint Laurent et Moulières).

Terres Noires et gypses du ravin à la limite des Moulières et du Saint Laurent

La figure n°39 donne un aspect général de la rive droite du ravin

◦ On y reconnaît le pli N20 décrit ci-dessus, la charnière passe en rive gauche du petit ravin (R 5-6) (ici l'axe est N27-6° NNE). Sur ce versant le flanc supérieur du pli pourrait être pris pour un fauchage de couche, mais la structure tectonisée se confirme en rive droite comme nous l'avons vu.

◦ Vues avec plus de recul, les Terres Noires situées de part et d'autre du petit ravin paraissent correspondre à une structure plissée plus importante : une antiforme de Terres Noires soulignée par une lame de gypse.

Ces gypses (1) en amygdales métriques discontinues, constituent le prolongement vers l'Ouest de la lame décrite précédemment; ils se développent à nouveau en une lame (2) de plusieurs mètres d'épaisseur, vers le Sud, avec une direction N15 et un plongement vertical. De part et d'autre de cette lame, les Terres Noires ondulent : la direction des couches varie de N15 à N40, avec une pente de 40 à 90° vers l'WNW ou de 65° à 90° vers l'ESE.

Au fond du ravin, les gypses s'incurvent vers l'Ouest ou le NW. En rive droite s'observent plusieurs lames, plus minces, recoupant les Terres Noires (les gypses : N25-55° WNW à N55-60° NW; les Terres Noires : N85-25° N).

En rive gauche, les gypses prennent de l'ampleur et constituent une première masse, en dôme (4) qui perce les Terres Noires. Au sommet, les gypses sont orientés selon N80-80° N. Les Terres Noires venant au-dessus et à l'Est, présentent des faciès plus calcaires du Callovo-Oxfordien; leur pendage ne devient régulier que quelques mètres au-dessus du contact (et à l'Est d'un accident vertical N25-90°); sur plusieurs dizaines de mètres la direction des couches se situe alors autour de N65 avec des pendages forts 70 à 90° indifféremment vers le SE ou le NW.

La limite est de la masse gypseuse est mesurable en (4) : les couches de gypse plongent à l'Est (N165-70° ENE), leur direction est identique à celle de l'axe horizontal d'un pli situé sous la base des Terres Noires.

Le pli intéresse des bancs calcaires appartenant soit au Lias, soit au Trias; la roche est extrêmement tectonisée et recristallisée.

A l'Ouest du pli, affleure une masse de calcaires dolomitiques également très tectonisée; elle supporte les gypses.

Ce Trias est parcouru de gros filons de calcite EW.

L'affleurement est limité par une faille inverse N127-64° SW, qui sépare ainsi l'ensemble {Trias - Terres Noires} du Sud des Moulières, de l'ensemble {Trias - Lias - Terres Noires} du Saint Laurent (rive gauche du ravin).

A l'Ouest de la masse de gypse (4), la rive droite est creusée dans les Terres Noires et le gypse.

Deux importantes masses de gypse occupent le bas des coupes :

◦ la première (5), vient dans le prolongement de la masse précédente; la surface supérieure est subhorizontale, les Terres noires venant au-dessus accusent un pendage de 55° vers l'WSW.

A sa limite est, le gypse présente des couches (N177-70° E) qui plongent en direction du petit ravin (aval de R 5-6) avant de se raccorder à la masse (4).

Au-dessus du point d'inflexion des couches de gypses, on voit une lame subverticale de gypse (6) qui "flotte" dans les Terres Noires du versant. Les Terres Noires sont quant à elles très écrasées; elles sont en particulier affectées

- .. d'une schistosité N165-80° SSW;
- .. de petits plis d'axe N23-45° SSW déversés à l'Est.

A l'extrémité Ouest, le gypse (5) plonge à l'Ouest dessinant un pli N15-10° NNE. Le contact avec les Terres Noires est souligné par une brèche mêlant gypses, Terres Noires, pélites, dolomies; la brèche est orientée selon N10-55° W.

Entre les masses (5) et (7) les Terres noires sont principalement structurées par une schistosité N45-65° NW, les couches sont de même direction mais un peu plus pentées. De petites lames de gypses flottent au-dessus de la limite est de la masse (7), et les Terres Noires dessinent de petits plis (décimétriques) N135-10° NW au-dessus de ces niveaux;

◦ la limite est de la seconde masse (7) est légèrement plissée et soulignée par des accidents qui affectent les Terres Noires; ces dernières pentées de 25° vers l'ENE sont recoupées par :

- .. une faille presque EW inclinée de 75° vers le Sud et jouant en décrochement dextre;
- .. une faille dirigée NE-SW pentée de 42° vers le SE, postérieure à la faille ci-dessus; le coulissement dextre est indiqué par des stries N37-15° NE.

◦ En aval, le gypse (7) plonge au NW (N50-80° NW); il est ici couronné par plusieurs bancs de dolomies et de brèches à dolomies et Terres Noires, ces brèches soulignent le contact entre les deux formations.

Les Terres Noires sont elles aussi plissées, mais la direction du plongement est légèrement différente de celle mesurée au niveau des gypses.

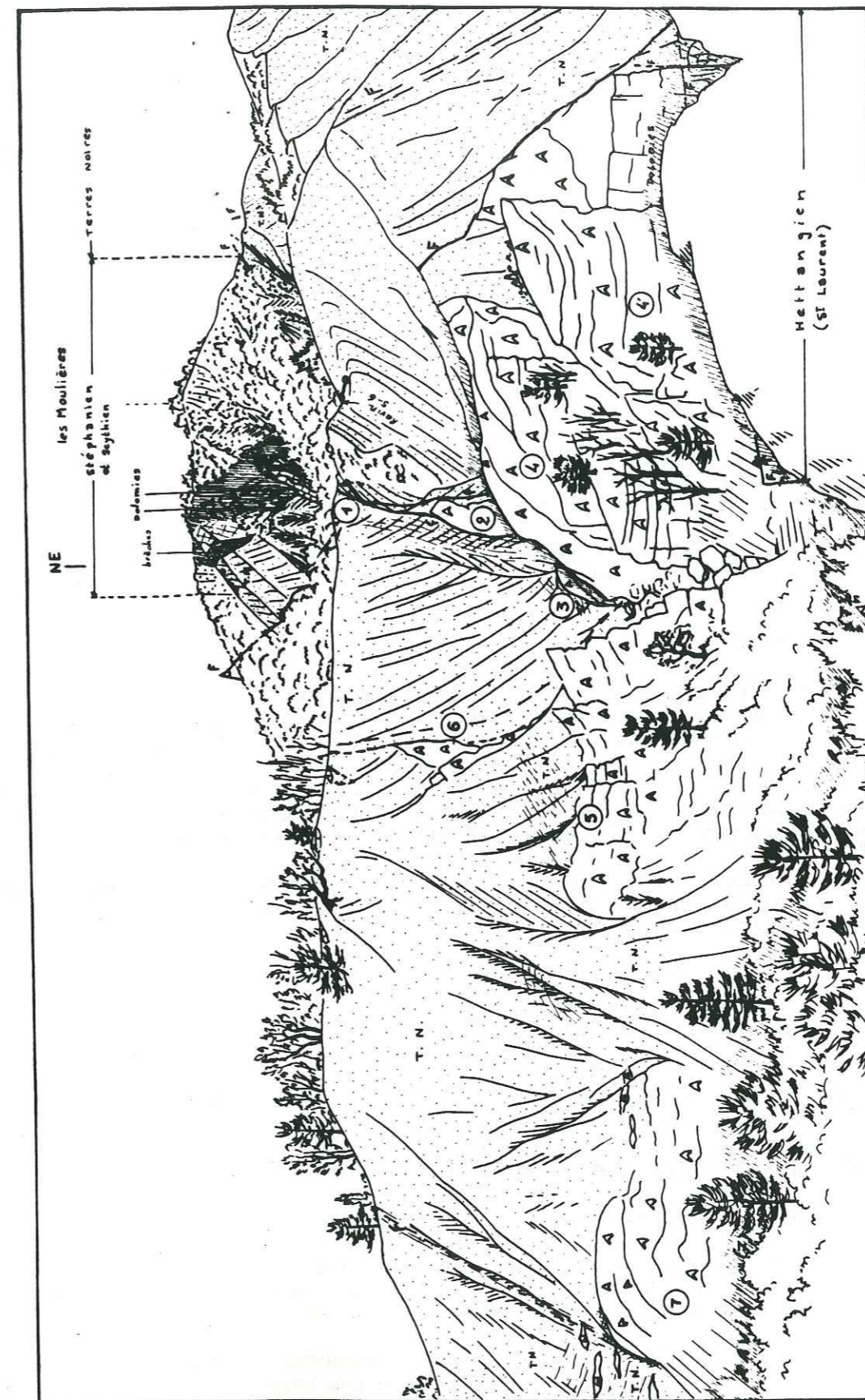
Dans le fond du ravin sont visibles, au cœur du pli de gypse, plusieurs mètres de pélites vertes du Keuper.

Sur le flanc NW, les couches de gypse sont affectées de petits plis couchés vers le NW, avec des axes mesurés de N68-5° ENE.

Vers le sommet de l'anticlinal, les gypses et dolomies s'orientent de façon plus méridienne : N30-30° WNW. Les dolomies portent des surfaces striées : les plans orientés peu différemment de la stratification caractérisent un déplacement des Terres Noires au-dessus des gypses vers le SSW (directions N30 et N16).

A l'Ouest du pli faillé de (7), on observe encore quelques lames gypseuses métriques subhorizontales.

Les Terres Noires sont extrêmement plissées et leur structure diffère de celle des précédentes : les couches dessinent de beaux plis en chevrons, couchés vers l'Ouest; les axes sont principalement dirigés N150-160 et plongent au NNW de 40 à 50° (certains au contraire plongent vers le SSE). La topographie ne permet pas de mesurer suffisamment de plis pour pousser plus loin l'investigation. Il faut noter que certains de ces plis sont déformés en un pli nord-sud.



(figure n°39) GYPSES ET TERRES NOIRES DANS LE RAVIN ENTRE MOULIERES ET SAINT LAURENT.

Après quelques dizaines de mètres vers l'aval nous entrons dans le "domaine" des Terres Noires ouest.

- Les Terres Noires situées dans la partie supérieure du versant au-dessus des gypses (7-5-6) sont très difficiles d'accès et en voie de glissement, je n'ai pas pris de mesures. Le sommet des affleurements n'est pas non plus très favorable aux mesures : les masses sont très disloquées et présentent de grosses fentes ouvertes annonçant la formation de loupes de glissement; pour l'instant ces cavités servent de refuges aux crapauds...

Par place on peut noter une schistosité importante N0-90° et une seconde moins marquée : N140-90°.

Sur la crête s'observent de nombreux gros blocs de dolomies triasiques; certains sont vraisemblablement éboulés de la pente des Moulières, mais plusieurs grosses barres paraissent au contraire engagées dans les Terres Noires sommitales; un des plus gros blocs présente en particulier une surface striée au contact des marnes jurassiques.

Conclusion partielle

La limite nord de la bande de Terres Noires sud, paraît correspondre à un accident N70, aussi bien dans le versant ouest qu'à l'Est jusqu'au Riou d'Entraix.

Les Terres Noires sont largement associées à des formations de gypses et dolomies issues du Trias. Les contacts sont soit sédimentaires (page 116) soit tectoniques (pages 116 à 118). Ce "Trias" se situe dans le prolongement des structures impliquant des gypses et des brèches sur le versant ouest des Moulières. Il paraît vraisemblable que la présence de ce matériel triasique dans les Terres Noires soit en relation avec les glissements sous-marins des Moulières, les phénomènes d'injection de gypse dans les accidents pouvant se produire ou se reproduire par la suite et surtout à l'Alpin (cf. Gyprière). Au carrefour avec le Saint Laurent, des remontées de style diapirique peuvent être envisagées.

3.d. Le versant est

Il y a très peu à dire de ce versant : il est très ébouleux; par place on reconnaît encore des bancs de Carbonifère et surtout de Trias gréseux dans la partie supérieure du relief.

Un ravin entaille ce versant mettant à jour des brèches remaniant les formations susjacentes et les mêlant à des éléments provenant du Trias moyen et supérieur qui affleurent bien dans la moitié inférieure de la pente. Quelle que soit l'origine de ces brèches (comme au versant ouest ? ou brèches de pente ?), la formation est très altérée et ébouleuse et ces brèches ne peuvent servir à échaffauder une quelconque hypothèse sur la mise en place du Carbonifère et du Trias des Moulières.

Les gypses occupent les 50 derniers mètres de la pente, jusqu'au lit du Riou d'Entraix : face aux gypses du Blacus en rive droite. De toute évidence ces gypses appartiennent à une seule et même masse dans laquelle le Riou a creusé son lit.

4. DE CHATEAUFORT AU COL DES AUBRETTES

Je brosserai l'aspect général des structures de ce secteur au Sud des Moulières, laissant de côté les détails qui mèneraient trop loin du sujet; ni le Carbonifère, ni même le Trias gréseux, n'affleurent ici.

4.a. Terminalson est des Rochers de Hongrie (figures n°50 II et 51 II)

En rive gauche du Sasse l'anticlinal des Rochers de Hongrie est orienté à N90.

Le village de Châteaufort est construit sur les calcaires liasiques du flanc nord; le flanc sud est représenté par le relief de Giraudon (775 m). Ce flanc sud, très complexe, comporte de nombreux accidents et blocs basculés du Lias et du Dogger.

Vers l'Est, il ne reste plus de l'anticlinal que le flanc sud légèrement renversé qui constitue le relief de Saint Laurent (965 m). La structure se "redresse" à N60, puis progressivement jusqu'à N20, s'étirant ainsi vers les Moulières suivant la direction linéamentaire.

Le Lias de Saint Laurent est également très affecté par la tectonique du rifting.

Le Saint Laurent et le Giraudon sont séparés par une bande de Terres Noires dans laquelle se creuse le ravin de la Pène.

Les Terres Noires de la rive droite du ravin de la Pène, sous la barre liasique sont affectées par un accident subvertical (N25 à N35). A l'Ouest de la zone faillée, les pendages sont orientés au NW, tandis que vers l'Est, au-delà de la zone ébouleuse (failles), les pendages plongent au SE (N64-45° SSE), la direction des couches s'alignant ainsi sur celle des barres liasiques de Saint Laurent.

Au-dessus des Terres Noires, les barres sont limitées par un gros filon de calcite orienté à N25-80° ESE.

Vers le Nord se retrouvent dans les Terres Noires des accidents N20-30 qui semblent donc limiter la crête calcaire de Saint Laurent.

Les premières Terres Noires visibles à la sortie est du village de Châteaufort ont un pendage N18-38 WNW, alors qu'à l'Ouest elles ont encore une direction à N100.

Le linéament N20 se manifeste encore donc très à l'Ouest des structures des Moulières.

Il devient ainsi évident que, à l'Est de Nibles, le Sasse met à profit la fracturation N20 pour creuser son lit.

Les Terres Noires à l'Ouest de Saint Laurent sont en majorité orientées à N100-105 (comme celles de Châteaufort); elles sont parfois perturbées par des accidents subméridiens : N20 mais aussi N160-180. Elles ont enregistré de façon plus discrète des plissements d'axe N130 : direction des Rochers de Hongrie à l'Ouest de Châteaufort.

Le Trias gypseux de Saint Laurent chevauche légèrement les Terres Noires ouest.

Le flanc renversé de Saint Laurent est sectionné à l'Est par une importante faille verticale, N20, qui le met au contact d'une bande de Terres Noires (N20) qui se poursuit vers le Nord jusqu'aux Terres Noires "sud" des Moulières.

Cet accident rectiligne relativement récent recoupe des failles à N60 visibles aussi bien dans le Lias que dans les Terres Noires.

4.b. De la brèche d'Entraix au col des Aubrettes

Vers l'Est, se développe une série complète allant des Terres Noires au Crétacé supérieur.

La série, verticale, limitée à l'Ouest par l'accident du Saint Laurent, et à l'Est par celui du col des Aubrettes (limite du Trainon), se rattache directement aux structures plissées par le linéament dont elles prennent la direction.

• La bande de calcaires tithoniques de la brèche d'Entraix permet d'observer :

- d'importantes tronçatures (plan principal : N170-40° W) dont les stries témoignent du déplacement de la partie supérieure de la lame calcaire vers le NNW;
- de petits décrochements vers l'WNW, à partir d'accidents verticaux de direction N125 à N135.

• Vers le Nord, les importantes formations ébouleuses descendant de la brèche cachent le contact avec la bande de Terres Noires sud des Moulières.

De nombreux accidents passent cependant dans le versant. La bande de terrains crétacés est déviée au Nord vers les Moulières; l'Aptien-Albien (pendage inverse) arrive presque au contact des Terres Noires "sud". Une masse gypseuse en dôme sépare les deux formations.

Notons, à proximité de ces gypses, l'émergence dans les Terres Noires d'une source sulfureuse et nauséabonde récemment étudiée par Toro (1988) et connue sous le nom de source d'Entraix (Gras, 1840).

Notons d'autre part que des amas de Trias se suivent à la limite des éboulis de la brèche d'Entraix et des affleurements de Terres Noires; ils comprennent des cargneules des dolomies et des argiles jaunes contenant des paillettes d'hématite et localement des amas de magnésite mais également des grès blancs.

* Au col des Aubrettes passe un accident du linéament à N20, séparant le Cénomaniens de la série de la brèche d'Entraix, du Trias (gypses et cargneules) du Trainon. Nous reviendrons ultérieurement sur cette structure, signalons simplement ici que l'accident se perd au Nord sous les alluvions au niveau du riu d'Entraix (en rive droite le Lias du Défens n'est pas affecté) et qu'il constitue un premier contact entre l'unité du Trainon-Valavoire et celle de Saint Geniez.

4.c. Conclusion

Dans ce secteur sud, la structure s'organise principalement autour des accidents linéamentaires à N20.

Le linéament intéresse ici une zone large de près de 2 km dans laquelle sont impliquées différentes unités : Rochers de Hongrie, unité de Saint Geniez, Trainon. On ne trouve plus de Carbonifère.

C. CONCLUSION SUR LA COLLINE DES MOULIÈRES ET SON SECTEUR

Les observations présentées sur les Moulières me permettent de conclure à la mise en place des terrains du Houiller et du Trias, dans le bassin des Terres Noires, par glissement le long d'un talus sous-marin. L'événement s'est produit au plus tard à l'Oxfordien inférieur, dont les dépôts constituent le "toit" de l'olistolite.

Comme dans le secteur de Clamensane, on retrouve ici une paléotopographie jurassique contrastée, avec le prolongement vers le Sud des structures :

- le compartiment relevé, zone haute peu tectonisée, de Clamensane-Valavoire;
- la zone de bassin avec les Terres Noires de Sigoyer;
- et, entre les deux, une bande instable, tantôt haute et tantôt effondrée, marquée par des érosions et par des écroulements successifs de talus sous-marins.

Près des Moulières, le compartiment de Valavoire n'a plus une seule bordure faillée, mais deux, dont l'angle correspond à la croisée de deux linéaments. Dans cette zone de rencontre d'accidents, la topographie du fond devait être très "hérissée", même après le Domérien, contrairement à ce que nous avons vu dans le secteur de Clamensane.

Au NE de la colline des Moulières, dans le Blacus, on retrouve des structures comparables à celles de Champ Long, avec, dans sa partie NE, le bord partiellement érodé sous le Domérien, du compartiment de Valavoire - et dans sa partie SW, des formations issues de l'écroulement des talus sous-marins.

Dans le Bajocien supérieur, Artru avait reconnu des olistolites de Lias, Trias, Houiller et socle... Parmi les olistolites, les éléments de Domérien et de Trias (dolomies et surtout, quartzites et grès) dominent. Le secteur des olistolites du Riou d'Entraix est surtout remarquable par la resédimentation grain à grain des grès scythiens. Certains blocs étaient déjà des olistolites dans le Domérien (Beaudoin). Il est probable que, sur une certaine étendue, le Trias ait affleuré du Domérien au Bajocien, ce qui a permis une longue altération du matériel scythien; celui-ci, sous l'action de l'eau et des phénomènes de distension, s'est désagrégé peu à peu.

Le substratum "anté-triasique" affleurait donc au Bajocien supérieur; il n'a pas fallu un jeu de faille important pour le faire à nouveau paraître dans un talus. En déséquilibre le long de l'escarpement de faille, un matériel dolomitique a d'abord glissé dans le bassin, suivi par les produits de l'effritement progressif de la falaise : des "fines" sédimentent alors et se décantent sur le fond, formant les laminites, parfois ravinées par des arrivées plus grossières.

Par la suite l'érosion s'intensifie, peut-être sous l'impulsion de mouvements de la faille, des brèches et des blocs signalent une instabilité croissante du talus. Enfin glisse l'énorme loupe des Moulières à Houiller et Trias, constituée, de haut en bas, de gypse, de dolomies, de grès-quartzites, de grès et de schistes houillers à charbon.

Le Houiller des Moulières appartient donc au domaine du bassin des Terres Noires, comme une partie des formations glissées du Blacus. Dans la partie SW du Blacus, les failles à N80 qui séparent les

affleurements de Lias des Terres Noires et des gypses visibles au Sud, semblent correspondre également à la limite nord du panneau principal des Moulières.

Les débris charbonneux contenus dans les gypses du Blacus indiquent que l'angle sud-ouest de celui-ci correspond à la suite des Moulières. Les Terres Noires supérieures (Est) scellent le sommet de la formation olistolitique; les Terres Noires inférieures (Ouest) du Riou Boyer peuvent être assimilées à sa base. Ce compartiment Moulières-Blacus sud se trouve affaissé par rapport au compartiment nord. L'ensemble est en contact faillé avec l'ancienne bordure du talus jurassique. Les failles tertiaires relativement rectilignes (vers N140 au Blacus), donnent l'illusion d'une géométrie similaire du talus jurassique.

Lors de la tectogenèse alpine, les anciennes structures jurassiques ont été plissées et faillées. Le rejeu des linéaments est responsable de la torsion des axes de plis. Le fonctionnement des failles a pu être quasi-continu pendant les phases tectoniques tertiaires, ce qui rend souvent indéchiffrable la succession des déformations.

Les compartiments existants se sont déformés différemment, de part et d'autre de la bande faillée à N0-20. Les plis WNW-ESE qui prédominent dans la zone du bassin (anticlinal de Sigoyer) sont déformés à N60 et N20 dans la bande faillée.

Les Terres Noires des Moulières et leur contenu olistolitique sont plissées en un anticlinal faillé, d'axe N60, qui est séparé de l'anticlinal de Sigoyer par une déchirure à mouvement décrochant dextre (lors du dernier mouvement) dans les Terres Noires. Les failles séparant Serre de la Vache et Moulières se suivent au Sud jusqu'au Saint Laurent.

Ainsi, la polarité des Terres Noires ne constitue pas un argument pour dire que le Houiller des Moulières n'est pas interstratifié dans cette formation (figure n°53 II). Gidon et Pairis ont d'ailleurs reconnu (com. orale) que les brèches du versant ouest, décrites pages 103 à 106, étaient des produits de resédimentation jurassique, tels ceux décrits par Artru. Nous sommes donc d'accord sur l'origine de ces brèches. Compte tenu de leurs relations avec le Houiller, il paraît clair que ce dernier n'est pas "enraciné".

Gidon et Pairis insistent sur le fait qu'Artru avait trouvé la clef du problème au Riou d'Entraix. On peut regretter que ni lui, ni les géologues qui lui ont succédé, en abondance, sur ce secteur, n'aient attaqué dans la même perspective le "problème" des Moulières... Car, enfin, le plus gros affleurement de "socle" du secteur ne se trouvait qu'à quelques centaines de mètres des "olistolites d'Artru" et au contact des Terres Noires dont le bassin était son propos principal. Artru aurait pu aborder le problème et voir s'il n'avait pas près des Moulières la trace de la bordure faillée qu'il évoquait en la situant assez vaguement au NE. Il nous aurait fait gagner du temps...

Dans l'ensemble du secteur des Moulières, on a pu reconnaître différentes étapes de la structuration alpine :

- une phase SN, dont les plis à N90 sont déversés au Nord;
- une phase NS à déversement Sud, à laquelle on peut rattacher la formation de l'anticlinal à N60 des Moulières, par décrochement senestre le long de la faille d'Aix en Provence;
- une phase NE-SW qui s'exprime à la limite du secteur est par le jeu inverse des failles à N120 à 140.

Lors de cette dernière phase, le Blacus est relevé et tend à chevaucher la zone des mélanges qui est plissée et écaillée. Cette déformation est certainement responsable d'une remobilisation du gypse qui était dans les Terres Noires du Blacus SW.

La compression vers le SW est bloquée par les failles sub-méridiennes; le serrage entraîne la formation de nombreux plis à N20. La déformation de la terminaison est du Serre de la Vache s'accroît, les failles jouant en décrochement dextre.

Une dernière phase de compression EW est soulignée par de nombreux écrasements le long de la bande faillée à N0-20, ainsi que par des décrochements senestres, notamment dans des plans NW-SE.

"De la Pène, il est facile de se rendre, par la ferme des Bages, au col que franchit, non loin de Chabert, la route de Saint Geniez à Authon. Un spectacle grandiose s'offre alors au voyageur; s'il est géologue, il se rendra compte qu'il est en présence d'une région bouleversée par d'énergiques dislocations"

W. Kilian, 1888

CHAPITRE III - SAINT GENIEZ

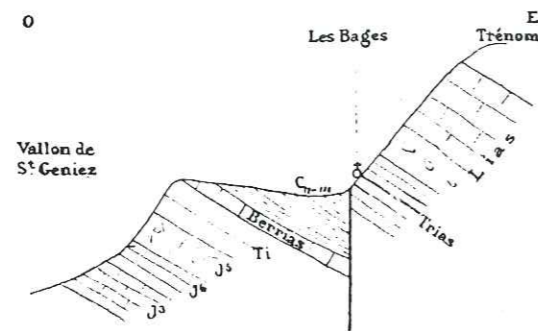


Fig. 40 - Coupe entre Saint-Geniez et la montagne de Trénom.

(in Kilian, 1888).

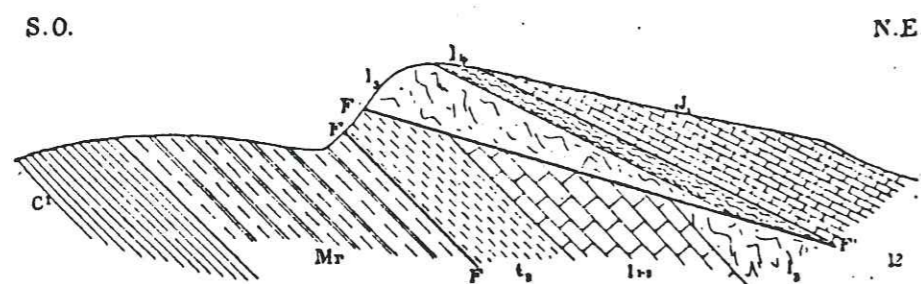


Fig. 41.

Coupe des Traverses, à l'est de Saint-Geniez.

l₁ Marnes irisées avec gypse. — l₂ Infralias. — l₃ Lias inférieur. — l₄ Lias moyen. — l₅ Lias supérieur. — J₁ Bajocien et Bathonien. — C' Néocomien. — Mr Mollasse rouge aquitanaise. — F, F' Failles.

(in Haug, 1891).

A. PRESENTATION ET BREF HISTORIQUE

"Les environs de Saint Geniez ont de tous temps été remarquables par les géologues" (Kilian, 1888).

Le site de Saint Geniez fut en effet très tôt connu pour ses gisements : de houille, de plomb "sulfuré" argentifère, de gypse, d'albâtre, de "marbres"...

La première mention de la "houille" de Saint Geniez remonte à 1684; il en est question dans l'"Histoire naturelle de la Provence" de Darluc (in Kilian, 1888).

Les gypses de Saint Geniez sont signalés par Elie de Beaumont en 1829 (in Kilian, 1888).

Gras (1840) fait une description sommaire du gisement de "Carbonifère" : l'anthracite est "associé" à des "grès quartzeux", et aux "marnes du Lias".

Kilian, toujours se référant aux travaux de Gras, signale l'anthracite; il ne l'intègre pas dans la coupe qu'il donne du Trainon (figure n°40), peut-être à cause de son "assimilation" aux terrains du Lias. Sa coupe du Trainon montre en outre qu'il a attribué au Trias les formations marneuses bariolées qui sont en fait tertiaires comme le montre Haug (1891).

Haug (1891) a également oublié le Houiller, dans sa coupe du Trainon (figure n°41), et de même Goguel (1939).

Il faut attendre 1974 pour voir réapparaître le Houiller de Saint Geniez sur les cartes et schémas structuraux (Gigot et al., 1974).

En 1982, j'ai "survolé" le problème de la situation structurale de ce petit affleurement de Carbonifère.

B. GRANDS TRAITES DE LA GEOLOGIE DE SAINT GENIEZ (figure n°54 II)

- La faille d'Aix (N20) qui dirige la vallée du Vançon voit son tracé rectiligne (depuis la moyenne Durance) buter à proximité de Saint Geniez sur l'accident des Rochers de Hongrie-Trainon.

- Dans la vallée du Vançon la faille d'Aix sépare deux domaines :

- à l'Est le Bassin tertiaire de Digne-Valensole;
- à l'Ouest un domaine à plis coiffés est-ouest, intéressant des terrains jurassiques et crétacés, recouverts en discordance par des formations continentales oligocènes; au Nord et à l'Est de Saint Geniez, il ne reste de cet Oligocène qu'une bande étroite jalonnant l'accident du Trainon.

Au Sud de Saint Geniez, près de Sorine, s'observe, le long d'un segment de la faille d'Aix en Provence, une extrusion de gypses triasiques, à laquelle sont associés des filons minéralisés (plomb et barytine) et d'où jaillit une source thermominérale (Gras, 1840; Toro, 1988).

- L'accident des Rochers de Hongrie-Trainon : le linéament à N140 s'exprime au niveau du Trainon en un accident subvertical (front de "l'écaille de Valavoire"), qui relève la dalle liasique de Valavoire et lui fait légèrement chevaucher le domaine de Saint Geniez stricto sensu. L'accident se poursuit vers l'Est où il paraît nettement plus chevauchant; le Lias de Mélan chevauche le Miocène renversé du Bassin de Digne-Valensole.

- Le Carbonifère affleure en une étroite bande, à proximité de la ferme des Traverses, dans la zone faillée à N140-N120 du Trainon.

C. UNITE DE SAINT GENIEZ : DU COL DES AUBRETTES AU VANÇON

1. COL DES AUBRETTES

Nous avons vu page 122 qu'au niveau du col passe un accident important mettant au contact le Trias du Trainon avec les formations crétacées de l'autochtone de Saint Geniez. La faille n'est jamais visible, son tracé est suggéré par la limite cartographique du Trias et du Crétacé.

1.a. Au Nord du col et au col

Un ravin s'est creusé à la limite du Crétacé et du Trias, soulignant le caractère rectiligne de la structure. En fait vers le haut, le ravin est entièrement creusé dans le Crétacé, et vers le bas il est envahi par des blocs éboulés.

En rive droite du ravin s'élèvent les formations triasiques : cargneules, dolomies, gypses, sur une épaisseur apparente de 50 à 100 m suivant les coupes. Les divers ravinements qui mettent à nu ce Trias, montrent que celui-ci s'organise en énormes blocs de dolomie et de gypse glissés dans le versant, au-dessus de niveaux désagrégés de Trias.

A proximité du col le Trias se trouve en blocs épars émergeant d'un couvert végétal assez dense; vers la limite ouest de la zone boisée, affleurent quelques bancs calcaires crétacés (Cénomaniens ?), puis à nouveau des blocs éboulés de Trias occupent la crête. Au col enfin, l'érosion active des niveaux marneux n'a pas permis l'extension des bois; le Crétacé y affleure bien :

- sur la partie est de la crête s'observent des bancs calcaires orientés à N30-90° (Cénomaniens);
- dans sa partie ouest se développe une série à dominante marneuse aptienne aux pendages variés : N170-30° E; N121-36° NNE (renversé); N58-55° NW (renversé). A partir du col et vers le Nord affleurent les faciès de marnes bleues à septarias (Albien ?).

Sur le versant Nord, j'ai fait une analyse rapide des accidents qui affectent l'Aptien-Albien et le Cénomaniens.

Dans le versant, le Crétacé est soit subvertical soit le plus souvent renversé vers l'Est. On peut noter deux directions dominantes de failles : N30 et N160; les accidents ont une pente moyenne de 60° (vers l'Ouest et l'Est).

On observe quelques accidents subhorizontaux, d'autres verticaux, mais ils sont peu abondants. Il n'existe pas de décrochement pur; les failles normales sont rares.

Les jeux sont donc, soit en faille inverse, soit en coulissement dans des plans où l'inclinaison des stries, très variable, est en moyenne de 40°.

Les directions de stries se regroupent en quatre familles :

- N30;
- N50-60;
- N80-100;
- N150-180.

Les failles étudiées dans le Crétacé semblent indiquer que l'accident des Aubrettes n'est ni un décrochement pur orienté à N30, ni une faille normale; il est possible cependant que l'accident principal n'intéresse qu'une bande étroite de terrain et qu'il soit difficile de l'identifier car masqué par les formations glissées de Trias.

Les accidents qui affectent le Crétacé posent des problèmes de chronologie. Pour la plupart, on ne sait pas à quel moment ils se sont produits : la série étant renversée, si l'orientation des couches était différentes lors de la rupture de la roche, il est évident que les directions de compression indiquées par les stries que l'on mesure aujourd'hui n'ont rien des directions d'origine.

1.b. Au Sud du col (figure n°51 II)

L'Aptien marneux est assez tectonisé, localement il dessine un pli peu accusé dont l'axe a une direction N40.

A quelques dizaines de mètres sous le col, les marnes s'orientent selon N55-45° WNW (inverse) alors que plus bas, vers le SW, les marnes puis le calcaire bédoulien sont orientés à N23-69° ESE donc en série normale suivant la direction linéamentaire.

En rive gauche du ravin sud, les gypses affleurent sous la couverture végétale de "Grand Bois", les contacts avec le Crétacé des Aubrettes d'une part et avec l'Oligocène qui affleure au-dessous d'autre part, ne sont pas visibles. Les gypses sub-horizontaux emballent de gros blocs de dolomie.

A l'Est de Terre Basse, l'Oligocène paraît au bas de la pente. Il présente des faciès de marnes généralement gréseuses de couleur rouge ou gris-verdâtre, des bancs de grès, des niveaux conglomératiques remaniant le Crétacé sous-jacent; ce dernier y existe aussi sous forme d'olistolites.

Les derniers niveaux visibles vers le haut sont représentés par des marnes très gréseuses rouges et vertes; une amygdale de calcaire crétacé (olistolite, hauteur : 60 cm; longueur 25 cm) souligne un accident vertical : les stries N12-8° N indiquent un décrochement dextre. Quelques mètres au Nord, s'observe un autre accident méridien : N0-82° W avec des stries N176-27° N.

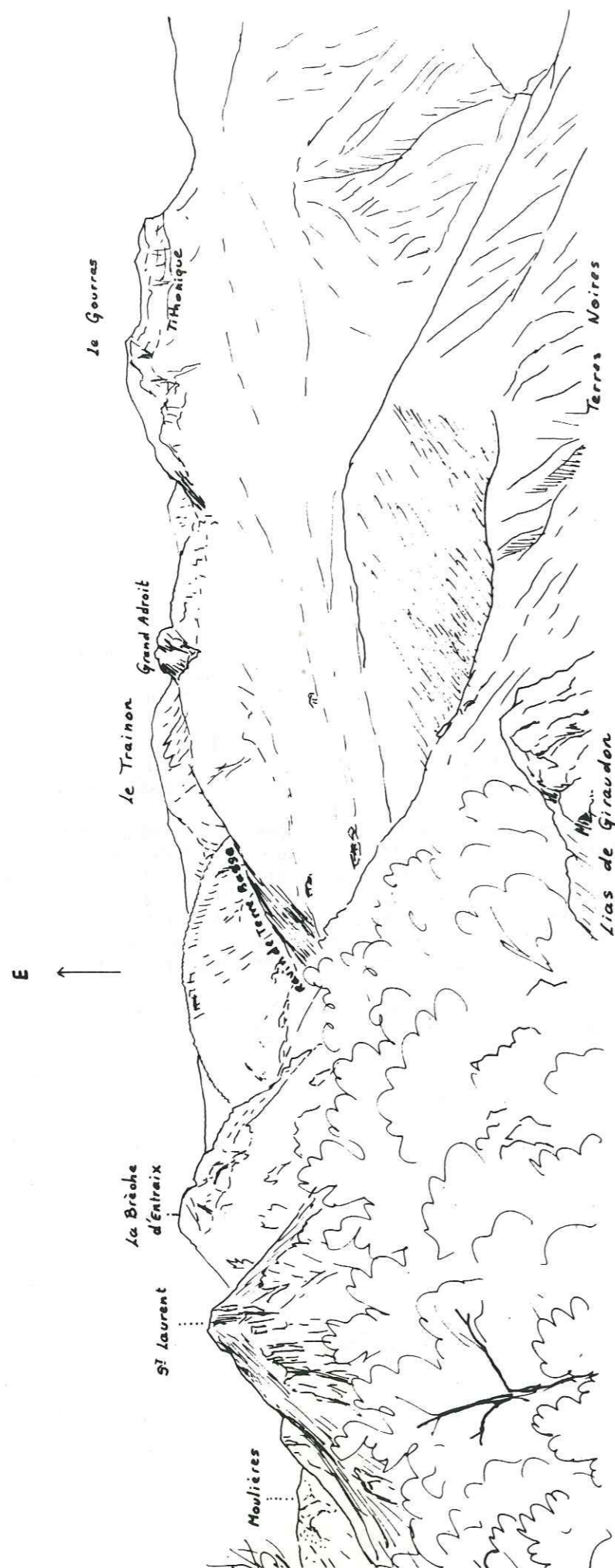
De petits chevauchements bancs sur bancs se sont imprimés dans l'Oligocène (N0-62° E) avec déplacement vers l'Ouest (N116); ces plans sont recoupés par une surface striée subhorizontale engendrée par une déformation de même direction (stries N104-4° E, senestres).

Vers l'Ouest des affleurements, l'Oligocène se verticalise (N0 à N40-65° à 90° E à SE); on y observe une fracturation dense (surtout des diaclases), verticale dirigée selon N0 et N160 et plus rarement selon N60.

De nombreux accidents affectent la série, dont :

- des failles "plates" indiquant un mouvement chevauchant vers le Sud-Ouest (stries N33-2° SW);
- une faille inverse orientée à N130-60° SW, recoupée par un accident N128-80° SW jouant selon N126-20° NW;
- des failles normales, est-ouest, à regard sud, certaines reprises en décrochements senestres (N100).

Sous l'Oligocène affleurent des niveaux calcaires crétacés, attribués au Sénonien (Gidon : notice de la carte de Laragne-Montéglin à 1/50 000, à paraître).



(figure n°42) VUE DU SECTEUR DE TERRE BASSE - GRAND ADROIT.

Sous un banc conglomératique et bréchiq ue qui couronne la série, on peut voir des calcaires blancs contenant des rubanements siliceux verts passant vers le bas à des calcaires à chailles (3 m); au-dessous les faciès rappellent plutôt ceux du Barrémien, avec interlits plus marneux et rares grains de glauconie dans les bancs calcaires (15 m). Le Crétacé est assez régulièrement lité selon N170 à N180-35° E, il se caractérise par un fort diaclasage à N160-180-65° W.

L'Oligocène et le "Sénonien" localisés au Sud du Trias paraissent limités à l'Ouest par l'accident du col des Aubrettes, accident de la famille de la faille d'Aix dont l'importance est bien moindre ici qu'au col. Au col, il affaisse le compartiment ouest (Crétacé) contre le Trias; ici, il affaisse le compartiment est (Crétacé supérieur et Oligocène) contre l'Aptien.

2. AU SUD DE TERRE BASSE - RIVE GAUCHE DU RAVIN DE LA PENE

En rive gauche du ravin de la Pène, si l'on retrouve l'Oligocène, par contre les faciès du "Sénonien" semblent disparaître. La série crétacée qui s'élève vers le Grand Adroit (Tithonique) vient dans le prolongement de celle du col des Aubrettes, seuls les pendages diffèrent.

Entre Terre Basse et Colomb notons la présence de deux accidents, du NE au SW :

- un premier accident affecte des bancs calcaires du Crétacé inférieur (Barrémien ?), son plan de faille : N70-80° NNW porte des stries N63-36° ENE indiquant un mouvement dextre;

- un second accident, plus important (à N35), met en contact les niveaux calcaréo-marneux du Barrémien du Grand Adroit avec les Terres Noires de Colomb, prolongeant au Sud celles du versant ouest de la Brèche d'Entraix. Les Terres Noires montrent, vers le bas des affleurements, une stratification orientée à N170-41° E recoupée par une schistosité à N15-80° WNW, puis quelques mètres au-dessus, les Terres Noires deviennent broyées, les couches s'orientent selon N16-68° WNW puis on peut voir une faille inverse (environ N35-60° SE) affectant le Jurassique, déformée vers le haut en accidents faiblement inclinés et faisant chevaucher vers le SSW le Crétacé inférieur sur les Terres Noires (stries à N30-25° NNE).

Les premiers bancs de Crétacé ont un pendage de N147-38° ENE devenant, à une dizaine de mètres, N12-27° E.

Entre les Jaumes et Colomb affleurent dans un ravin les Terres Noires calloviennes; leurs pendages N70-72° SSE s'apparentent aux directions du Saint Laurent. L'accident séparant Saint Laurent et brèche d'Entraix se prolonge sans doute au Sud à proximité de ce Callovien.

3. RAVIN DE TERRE BASSE (figure n°42)

A partir de Terre Basse, le ravin de la Pène est appelé dans sa partie amont (carte IGN à 1/25 000): Ravin de Terre Basse; dirigé NW - SE, il creuse son lit dans la bande de terrains oligocènes (essentiellement représentés par des marnes et argiles rouges). L'Oligocène occupe le fond d'une structure synclinale, située à la limite de la série liasique monoclinale du Trainon au NE, et de la série crétacée de la Pène (unité de Saint Geniez), au SW.

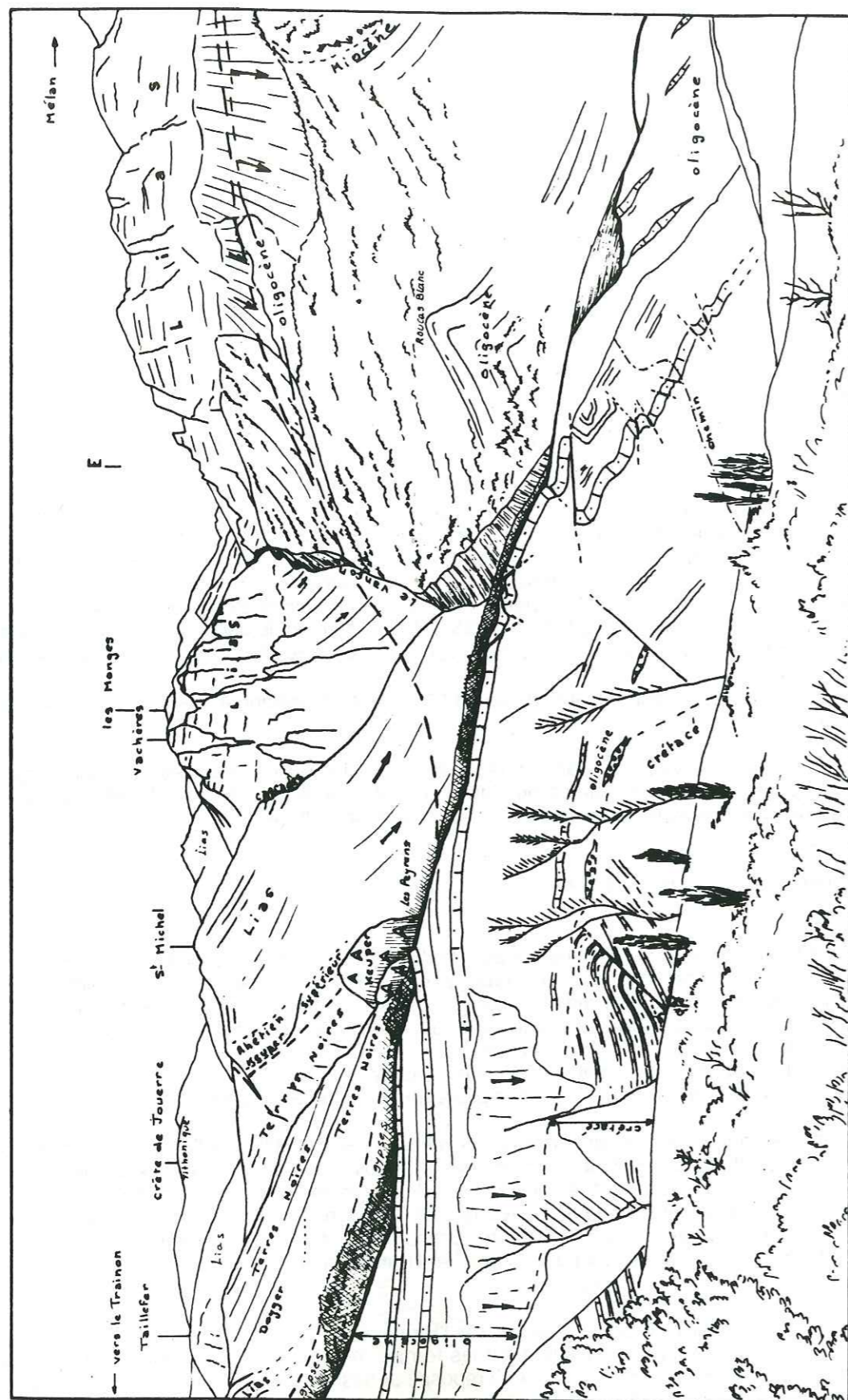
Le contact avec le Trias ou le Lias du Trainon n'est jamais visible.

L'Oligocène repose en discordance sur le Crétacé plissé lors de la phase pyrénéo-provençale.

Crétacé et Oligocène sont déformés ensemble (synclinal de la Pène) le long de l'accident qui limite le Trainon, mais également plus au SW au niveau du Grand Adroit. Le flanc nord du synclinal est-ouest de la Pène est déformé à proximité de la terminaison sud des accidents linéamentaires à N20.

Aux failles à N20 s'ajoutent des accidents à N60 (jouant en décrochements dextres) et des failles inverses à N90. La lame tithonique du Grand Adroit prend une direction moyenne N40, elle est très accidentée et affectée de tronçatures (comme la brèche d'Entraix, mais vers le SE), elle se dresse au milieu de formations du Crétacé inférieur.

A proximité du Grand Adroit l'Oligocène repose sur l'Hauterivien, puis au Sud de la Pène, sur le Valanginien, enfin sous le sommet du Trainon sur les termes inférieurs du Berriasien. Depuis Terre Basse jusqu'à la crête de Saint Geniez l'Oligocène repose sur des terrains de plus en plus anciens; la paléo-topographie anté-oligocène devait présenter une pente assez accusée vers le Nord.



(figure n°43) LA VALLEE DU VANÇON (Guilomar, 1982, modifié).

Discordance de l'Oligocène sur les marno-calcaires néocomiens à l'arrière plan les gypses des Peyraus au contact des Terres Noires et le Trias et le Lias de Saint Michel - Mélan chevauchant le Tertiaire.

Notons que le long du ravin de l'Aigue les premiers niveaux de l'Oligocène sont représentés par de gros bancs de conglomérats à éléments locaux alors qu'au Sud près du sommet 1365, les termes de base sont des calcaires beiges oolitiques siliceux et noduleux (quelques dizaines de cm), qui rappellent les faciès lacustres oligocènes que l'on rencontre au SE des Traverses. Aux calcaires succèdent des marnes gréseuses (3 m) puis des grès grossiers (50 cm), à nouveau des marnes (50 cm), enfin des conglomérats (40 cm) surmontés par une série de marnes bleues et de grès marneux (environ 10 m), puis la série devient bariolée et marneuse.

Les conglomérats diffèrent également de ceux vus au Nord : tout d'abord le ciment est assez abondant, calcaire et gréseux, il contient de beaux grains de quartz verts, roses et blancs. Les galets proviennent du Tithonique et du Crétacé inférieur; certains éléments de silex noir proviennent peut-être du Lias, leur dimension, en moyenne de quelques centimètres (1 à 10 cm maximum) est inférieure à celle des précédents.

4. DE SAINT GENIEZ AU VANÇON

A partir du point coté 1365, l'Oligocène s'épaissit; il recouvre des termes de plus en plus récents du Crétacé vers le SE : à l'Est du rocher de Dromont il surmonte localement des marnes aptiennes, mais c'est plus généralement sur le Valanginien et l'Hauterivien qu'il repose par l'intermédiaire de lentilles conglomératiques (figure n°43).

Au SE des Traverses, aux formations détritiques grossières succèdent des faciès lacustres : bancs calcaires siliceux parfois pisolitiques à limnées.

On observe localement des lentilles de gypse et, vers le sommet de la formation oligocène, des lits de lignite centimétriques : rappelons que nous atteignons ici les confins du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier.

Les plis est-ouest de Jurassique et de Crétacé que l'on suit depuis les Baronnies viennent mourir en ce haut lieu historique de Théopolis au pied du "volcan de Trainon". En d'autres termes, les plis est-ouest rencontrent à Saint Geniez les deux grands accidents rhenatiques de la faille d'Aix (vallée du Vançon) et des Rochers de Hongrie (base du Trainon) et sont en outre affectés de très nombreuses failles à N160 dont le jeu est parfois normal mais plus souvent, inverse (déversement à l'Ouest). Cette direction N160 se retrouve dans les axes de plis secondaires (métriques à décamétriques) affectant la barre calcaire de Saint Geniez; les plis sont également déversés à l'Ouest.

Des plis est-ouest de dimension comparable et à déversement sud sont en plusieurs points visibles; ils affectent le Crétacé et sont scellés par l'Oligocène. Le déversement vers le Sud de plis est-ouest peut donc en certains endroits être précoce.

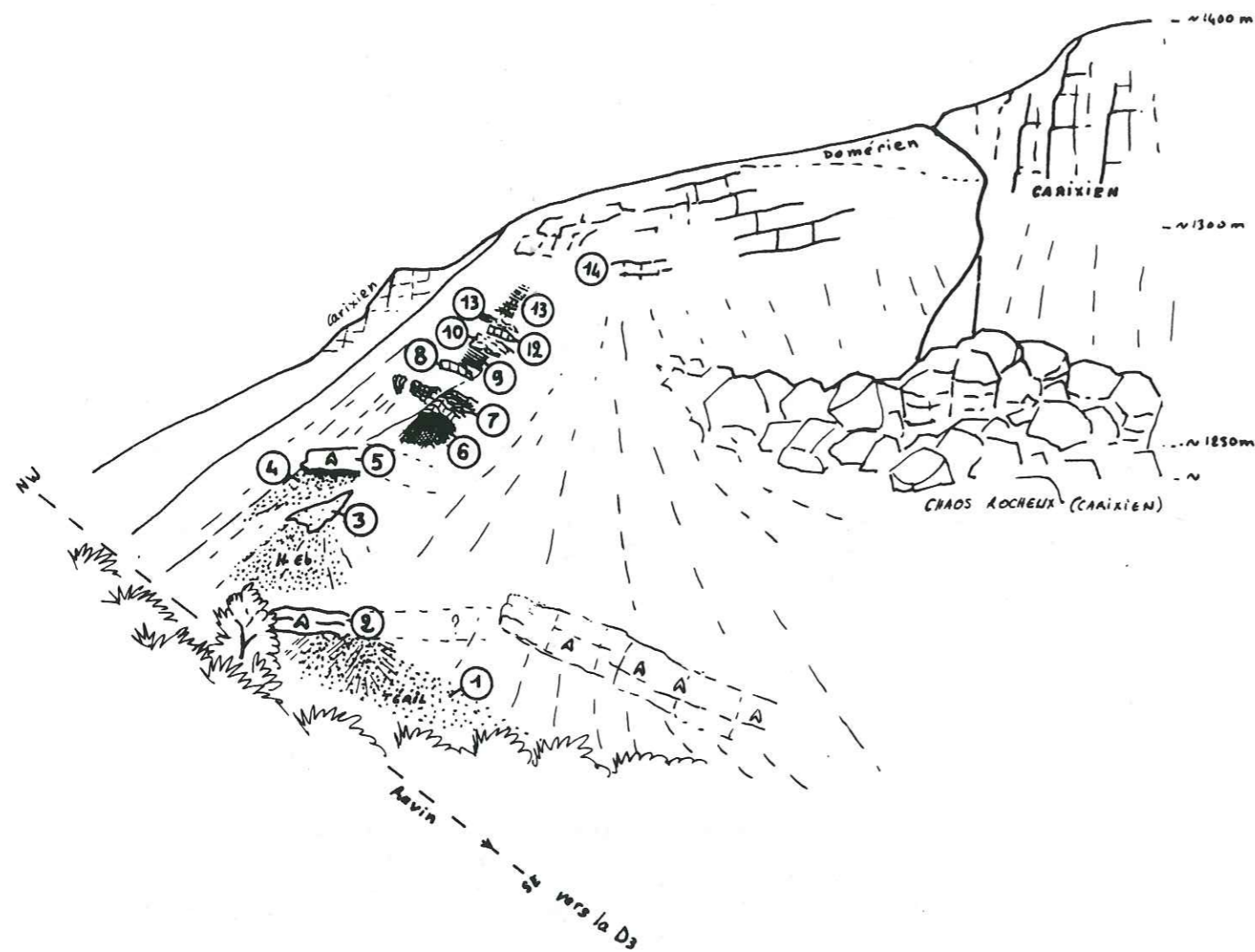
D. LE TRAINON

1. GENERALITES - STRUCTURE D'ENSEMBLE

Le relief du Trainon est presque exclusivement constitué de Lias. Il forme le bord sud-ouest de la dalle liasique de Valavoire : il vient dans le prolongement de la série monoclinale relativement épaisse du Défens, dont il est séparé par le Riou d'Entraix. Nous avons vu que sa bordure NW, représentée par une importante masse de Trias, est en contact faillé (N20) avec le Crétacé des Aubrettes; il paraît d'autre part chevaucher le Tertiaire de Terre Basse.

De Terre Basse au Vançon la limite sud-ouest du Trainon est quasiment rectiligne : en fait, dans la partie NW de son tracé, l'accident de bordure a une direction apparente de N140, puis vers le SE, de N120.

Le Carixien occupe à lui seul presque tout le versant NE de la montagne et dessine les crêtes sommitales. Jusqu'à Gigouret, les formations plus marneuses du Domérien, les quelques mètres de Lias supérieur et de Bajocien calcaire, ainsi que les Terres Noires, restent en rive droite du ravin d'Aurillane qui sépare le Trainon de la montagne de Jouère.



(figure n°44) COUPE DES TRAVERSES - SCHEMA DE L'AFFLEUREMENT DU HOULLIER.

A l'Ouest de l'Estelas les terrains supra-carixiens ceignent au SE le relief; le Trainon qui jusque là s'élevait sans importante irrégularité en monoclinale inclinée au NE est extrêmement perturbé dans sa terminaison SE : au Sud de Théous le Lias est ployé en un pli faillé d'axe est-ouest qui constitue le cœur de la structure des Monges; entre Lèbre et le Malpas, le Lias et sa couverture de Dogger marno-calcaire et de Terres Noires, plongent vers le Vanson, dans la direction de la faille d'Aix. A l'Est de cette structure surgit, à partir de Saint Michel, en bordure des Terres Noires, une nouvelle bande de Trias et de Lias qui s'élève jusqu'à Mélan.

Dans ce secteur de rencontre des accidents (faille d'Aix et faille des Rochers de Hongrie), affleurent d'importantes masses de gypse. Une partie d'entre elles perce les Terres Noires à la limite de la série de Trias et de Lias de Saint Michel; une autre, plus importante, constitue la base de la série du Trainon sous l'Adréchon et vient au contact de l'Oligocène des Traverses.

A cette dernière bande de gypse est associé le petit affleurement de Carbonifère des Traverses; le Lias venant au-dessus est tectoniquement très réduit.

La série liasique du Trainon doit atteindre environ 200 m d'épaisseur sur le sommet 1658,8 m, ainsi que dans toute la moitié NW du relief. Des Aubrettes aux Traverses, le Trias n'affleure que très discrètement, sans gypse visible. Sous le sommet, des niveaux calcaréo-marneux du Keuper supérieur, puis des barres calcaires du Rhétien s'observent à la base de l'unité.

2. SECTEUR DES TRAVERSES - LE CARBONIFERE (figure n°44)

Le petit pointement carbonifère de Saint Geniez se situe environ 250 m à l'ENE de la ferme des Traverses, au-dessus (1250 m) de la route d'Authon (D. 3), en rive gauche du ravin WNW-ESE qui descend vers le Vançon en entaillant la grosse masse gypseuse de la base de l'Adréchon (figure n°55 II).

A une vingtaine de mètres de dénivellée de la ruine située au bord de la D. 3, s'aperçoivent des vestiges de terrils (1); ils sont essentiellement constitués de débris de grès sombres parfois à patine rousse; parmi ces débris de faciès assez fins se remarquent des blocs et des fragments beaucoup plus grossiers, très broyés et recristallisés; ce matériel provient de faciès conglomératiques dont les éléments sont généralement de taille inférieure au centimètre.

Quelques mètres au-dessus dans l'axe du ravin s'observe une première masse gypseuse (2) de quelques mètres, immédiatement recouverte par des épandages éboulés à matériel de Trias et surtout de Carbonifère. Une partie de ces éboulis est nourrie par un "amas" de grès disloqués (3), gris clair, fins, appartenant probablement au Carbonifère mais peut-être au Trias inférieur.

Au pied d'une seconde barre de gypse de 6 m (5) se remarquent des niveaux sombres issus d'un matériel charbonneux carbonifère (4). Lors de la première reconnaissance du terrain pour le DEA, j'ai creusé une tranchée afin d'observer le contact entre les deux formations; il est malheureusement apparu que ces débris et argiles charbonneux étaient mêlés à du Trias fragmenté et à des lentilles d'argiles jaunes très grasses. Le Houiller est remanié dans une formation de versant, les gypses se poursuivent en profondeur et ne viennent pas au-dessus du matériel charbonneux comme le laissait présager l'affleurement.

Un peu plus haut (6) alors que la pente devient de plus en plus éboulée et couverte de genêts "affleurent" les derniers indices de Carbonifère : la plupart sont en débris éboulés mais au sommet du pointement on peut voir des niveaux pélitiques noirs (N70-45° NNW) puis environ 2 m au-dessus, de petits bancs de grès assez fins, sombres, à patine rouille (N90-72° N).

Un filon de calcite et d'ankérite (5 à 20 cm d'épaisseur) marque la limite supérieure des grès; au-dessus viennent des bancs très écrasés de Sinémurien (7). La surface supérieure du filon (N155-50° ENE) porte des stries (N143-15° SE) qui indiquent un déplacement relatif du Sinémurien vers le SE, au-dessus du Carbonifère.

Ce dispositif explique l'attribution au "Lias à Gryphées" de l'anthracite par Gras en 1840.

Sur le versant, les petits bancs boudinés du Sinémurien occupent une bande d'environ 8 m de hauteur.

En 1982, je n'avais pas pris en considération les terrains qui venaient au-dessus de ce Sinémurien : le Carixien affleure à une vingtaine de mètres au-dessus et on pouvait s'attendre à une série continue; erreur!. Si l'on étudie le contenu des éboulis, on note la présence d'éléments de Trias, et on trouve en place quelques bancs de Keuper. Le Domérien venant au-dessus du Sinémurien n'appartient pas à une formation glissée sur le versant mais est situé sous ce Trias.

Après quelques mètres d'invisibilité nous avons donc, au-dessus du Sinémurien (7) une barre calcaire domérienne ((8), 1,60 m d'épaisseur, N10-20° E) puis des marnes noires micacées, également domériennes (9), plus ou moins abondamment envahies par de la calcite en amas et en petits filons disloqués; viennent ensuite, sur une dizaine de mètres, des cargneules (10) puis quelques bancs décimétriques de dolomie (11), à nouveau des cargneules (12), et enfin des niveaux de calcaires et de pérites (13) du Keuper supérieur, avec peut-être un peu de Rhétien (schistes noirs N54-17° NW). Après 5 m d'invisibilité, affleurent les calcaires siliceux en gros bancs du Carixien ((14), N111-55° SSW). A l'extrémité est des affleurements, les cargneules reposent directement sur le Sinémurien.

Le Lias de la coupe des Traverses est très tectonisé, on y relève quatre directions majeures de failles : N0; N30-60; N100-125; N140-160, avec des pentes très variables, de l'horizontale à la verticale. Les stries s'organisent en directions N0 à N25; N65-70; N100-120; N130-150. Les plongements sont très variables également ainsi que les sens de déplacement. Localement s'observent dans le Sinémurien une schistosité à N140-90° et une seconde à N55 mais sur des sites différents.

Notons que le Trainon qui paraît, par sa géométrie, globalement déplacé vers le SW sur le compartiment de Saint Geniez, devrait présenter une majorité d'accidents à N140 avec des stries à N50 ce qui n'est pas le cas : les failles qui sont orientées à N140 ont plutôt tendance à jouer soit en décrochement, soit en glissement avec des stries plus pentées et leur direction varie de N160 à 180 et de N100 à 125.

A l'Ouest de l'affleurement de Lias, les derniers bancs de Sinémurien sont limités par une importante faille N102-58° SSW, les stries N62-48° WSW indiquant un mouvement en faille inverse; cette direction de compression est confirmée par une schistosité à N140-90° qui affecte ici le Sinémurien. La faille paraît matérialiser la limite SSW de tout l'affleurement de Trias, Lias et Carbonifère; localement on observe donc, non pas un écaillage sur les gypses, mais un jeu de faille inverse relevant le Trias gypseux contre le compartiment à Lias (et vers le NE).

3. LE LIAS ET LE TRIAS DE L'ADRECHON

3.a. Structures du Lias au-dessus de la coupe des Traverses

- A la même altitude que le Rhétien affleure, une vingtaine de mètres vers l'Ouest, une barre de calcaires carixiens très fracturés : une forte diaclasation découpe les calcaires selon trois plans principaux : N30-85° ESE, N65-40° SSE, N80-55° S. Les fractures à N65 sont plus largement ouvertes et ont été utilisées comme conduits karstiques; certaines sont occupées par de la calcite largement cristallisée.

- Le Carixien (14) situé au-dessus de la coupe des Traverses est représenté par une épaisse dalle calcaire inclinée au Sud; elle supporte sa couverture de marnes et de calcaires domériens ainsi qu'un banc calcaire dont le faciès peut être rapproché de celui du banc D de Valavoire (Bodelle, 1964).

La dalle paraît délimitée par trois failles :

- à l'Ouest, une faille nord-sud séparant peut-être cette dalle du Trias;
- au Sud, une faille est-ouest, qui a pu donner naissance à l'écroulement de Carixien situé sous la dalle (de plus, on a peut-être ici la trace d'une ancienne carrière de "marbres" noirs);

ces deux accidents sont suggérés par la géométrie des affleurements mais les formations de versant ne permettent pas d'en savoir d'avantage à leur sujet;

- au Nord-Est, le troisième accident est quant à lui bien visible au NE du Domérien : il est souligné par un ravin qui descend vers la D. 3. Ce dernier accident met en contact le Domérien de la dalle (N60-40° SSE) avec le Carixien de l'Adréchon stricto sensu. Dans la partie basse du ravin on peut observer quelques accidents subverticaux à jeux décrochants polyphasés (le dernier mouvement est dextre); le secteur est marqué principalement par de nombreuses fractures ouvertes dans lesquelles de la calcite est

cristallisée parfois en fibre. Les principaux filons sont nord-sud (N0 à N25). Vers le haut du ravin, l'accident principal est bien visible : dirigé N125-60° SW, il ne porte pas de strie; le plan de faille est tapissé d'une brèche très grossière à éléments de Carixien dont la taille atteint parfois 20 à 30 cm. La brèche est hachée de diaclases : N25-75° WNW et N150-40° ENE. L'accident pourrait dater du Lias supérieur ou du Dogger.

Vers le haut, malgré la mauvaise qualité des affleurements, l'accident à N125 paraît se poursuivre dans le Lias de l'Adréchon (flanc est) par une zone fracturée à N120-130. Près du point coté 1499, une bande effondrée, d'une dizaine de mètres de large et où abondent des enduits de calcite fibroradiée, marque le passage d'un accident important dirigé ici à N70-90° et qui vers l'Est va rejoindre les accidents est-ouest qui affectent le Lias de l'anticlinal de Briges-Taillefer (cœur de la structure des Monges) (figures n°47 et 54 II).

3.b. De l'Adréchon au Vançon et à Saint Michel

- Au-dessus de la D. 3, la coupe est presque entièrement représentée par le Lias moyen (voir coupe de Bodelle, 1964). La barre carixienne, en partie dolomitisée, est surmontée par le Domérien à alternances de marnes et de calcaires terminées par plusieurs gros bancs calcaires et siliceux. Après un Lias supérieur réduit (environ 1 m) vient la série marno-calcaire du Dogger, épaisse d'une trentaine de mètres.

Il est intéressant de noter que depuis le sommet du Trainon, les pendages ne sont que rarement alignés sur la structure à N120-N140. Les axes de plis directement mesurables sont rares; de l'ensemble des pendages reportés sur un canevas de Wulff se dégage une organisation autour de plusieurs axes : N20-30, N70-90, N110-140, avec deux groupements principaux de pendage de 20 à 30° vers l'Est et le SSE : les directions moyennes des couches en sont de N125 et de N65. Notons pour comparaison qu'aux Traverses l'organisation se fait autour des directions nord-sud et est-ouest. Le Lias affecté de nombreuses fractures est abondamment parcouru de filons calcitiques parfois associés à de la barytine et de la pyrite.

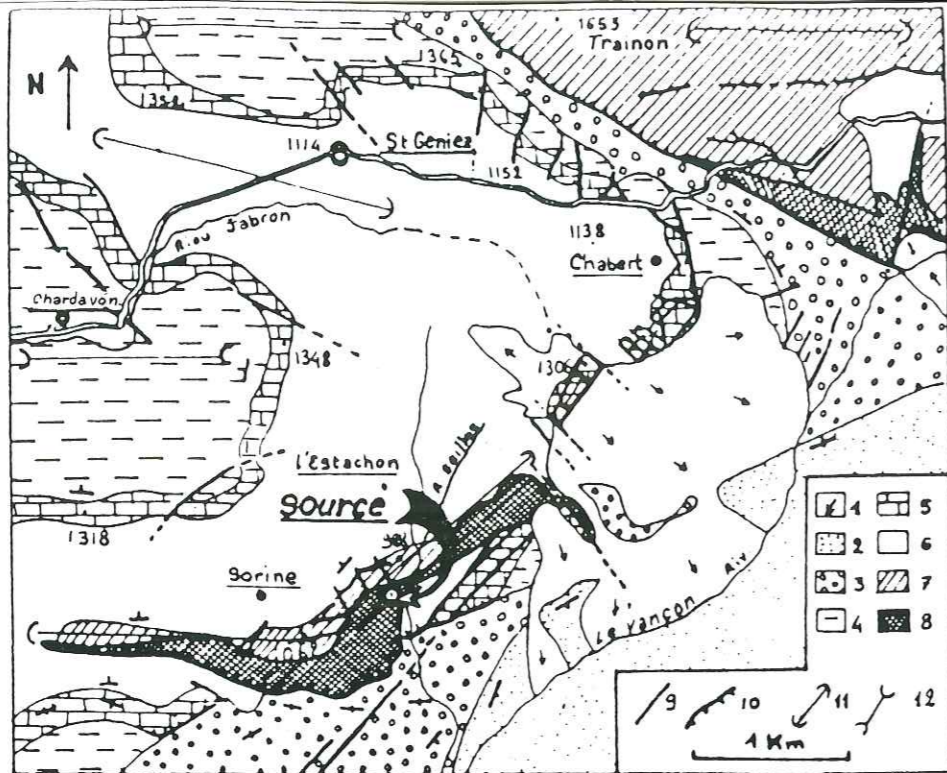
- Le Trias. Depuis les Traverses, le Trias est représenté par une importante bande de gypse qui descend jusqu'au Vançon. Les gypses, soumis à de grands glissements, ont entraîné avec eux des éléments de grès et de charbon carbonifères jusqu'au lit de la rivière. Sous le Lias du Malpas : - au-dessus de la route le Trias n'est pratiquement jamais visible (gypse et brèche), - sous la route au contraire, l'érosion a suffisamment déblayé les éboulis pour faire affleurer l'épaisse bande gypseuse, presque directement au contact du Domérien; un chapelet de gros blocs souligne la limite entre les deux formations. On peut reconnaître le Carixien dans ces blocs plurimétriques, très tectonisés et dolomitiques, grâce à quelques chailles noires épargnées par la recristallisation.

Lorsque le Carixien est absent, bien que je n'aie pu voir le contact du Domérien avec les gypses, ceux-ci sont surmontés par un niveau bréchu à l'aspect de cargneules, localement très ferrugineux, mêlant des éléments de Lias et de Keuper. Vers le bas des affleurements de Lias et à proximité du gypse, le Domérien est affecté d'un plissement décamétrique est-ouest, à déversement sud (figure n°45).



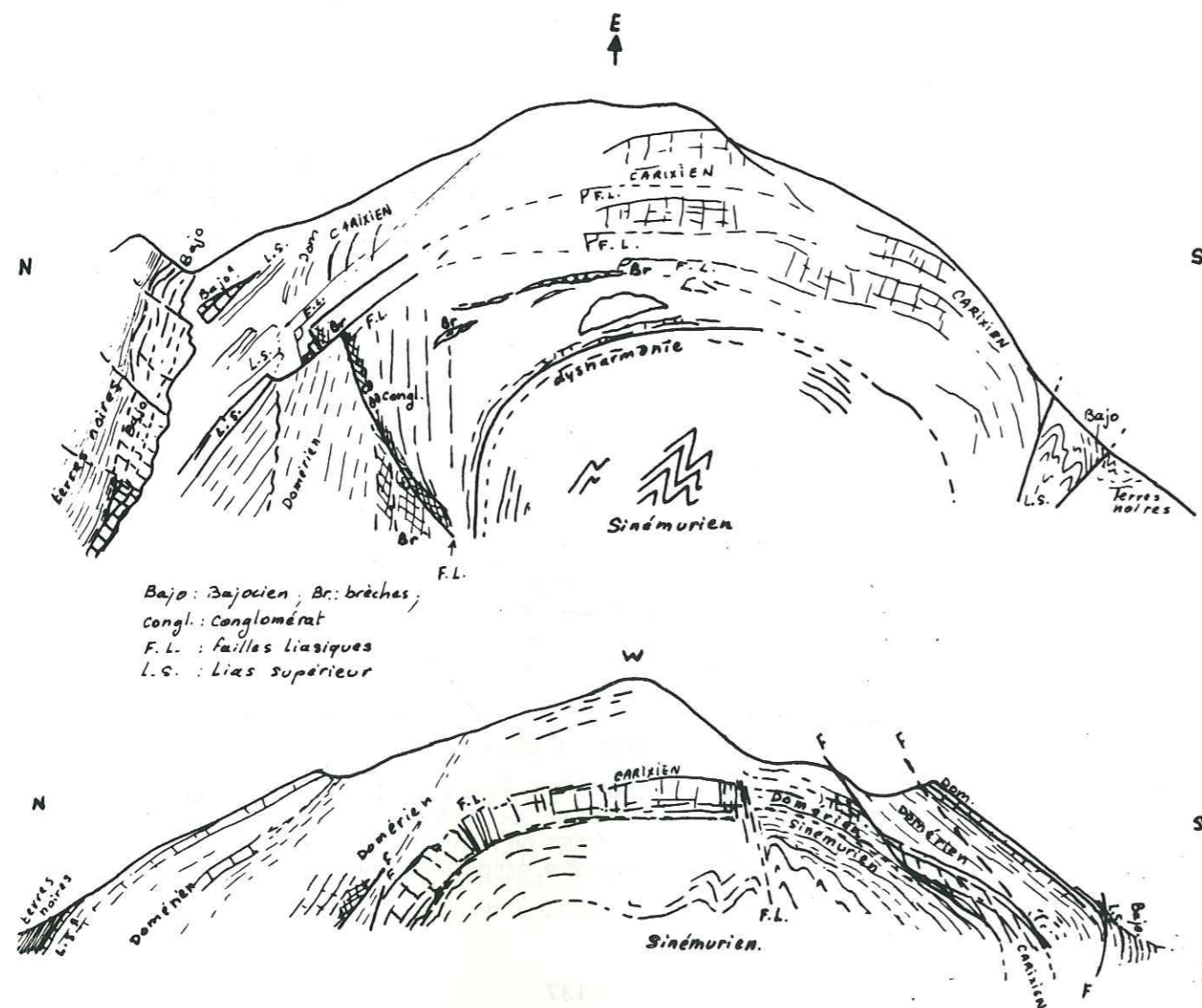
(figure n°45) PLIS (EW) ET FAILLES (N20) DANS LE LIAS AU CONTACT DES GYPSES - SOUS LE MALPAS.

Domérien et Carixien sont parcourus de très nombreux filons de calcite avec de la sidérose, de la silice et de la barytine. En majorité, les fentes sont orientées selon N20 à N30 et inclinées d'une quarantaine de degrés vers l'Ouest. On peut observer des failles de même direction, mais verticales, dont le jeu, proche du décrochement (stries N22-30° N) senestre, est postérieur aux filons.



(figure n°46) Trias de Sorine et sa source thermominérale (In Gulomar et Toro).

1 : éboulis et glissements de terrains; 2 : Miocène; 3 : Oligocène; 4 : Crétacé inférieur;
 5 : Thitonique et Kimméridgien; 6 : Terres Noires jurassiques; 7 : Dogger et Lias; 8 :
 Trias; 9 : faille; 10 : chevauchement; 11 : anticlinaux; 12 : synclinaux.



(figure n°47) LIAS DE L'ANTICLINAL DES MONGES.

A proximité des Peyrans (ruines), deux amas gypseux percent les Terres Noires (figure n°56 II) :

- la masse située au NE vient dans le prolongement d'accidents du réseau de la faille d'Aix; ces accidents séparent plus haut le Lias et le Trias de Saint Michel des Terres Noires; ils ont joué en décrochements senestres. Les Terres Noires sont affectées d'une intense schistosité verticale à N70, direction que l'on retrouve dans les plis affectant la base de la série de Saint Michel. Ici encore le Lias est en partie dolomitisé et parcouru de filons principalement calcitiques;

- les masses de gypses situées au Sud-Ouest, au bas des Terres Noires, rebroussement ces dernières, à leur contact; leur structure en dôme est compliquée par d'intenses plissements dont les axes varient de N20 à N90.

Au sommet de la masse sud-ouest, au Nord du point coté 1024, entre les gypses et les Terres Noires, s'observent des brèches très ferrugineuses. Le flanc sud de la structure est occupé par des calcaires rhétiens totalement bréchifiés; ce Rhétien verticalisé présente un aspect très particulier : les bancs sont fragmentés en gros blocs et réduits à l'état de brèches tout en conservant leur litage; les éléments sont enrobés de produits siliceux.

La bande de gypse, même lorsqu'elle constitue le front de la structure du Trainon (ici à N120), ne se présente pas seulement comme une semelle de chevauchement : sa mise en place est en partie le résultat d'une extrusion, le gypse étant visiblement remonté à la faveur d'accidents subverticaux (N20 et N120). La réduction du Lias sous le Malpas n'est pas le seul fait d'un rabotage basal. Ces extrusions sont accompagnées d'une dolomitisation du Lias et de la mise en place d'un réseau filonien où, à côté de la calcite prédominante, se remarquent des cristallisations de sidérose, silice, barytine, pyrite, très accessoirement de blende et, plus rarement encore, de galène.

A proximité des plus gros filons traversant le Lias au-dessus de la D. 3, on peut voir, à la base des niveaux domériens, des lits de brèches où se trouvent mêlés aux éléments calcaréo-marneux du Domérien, des débris de calcite et de barytine provenant d'anciens filons (domériens ou antérieurs) comparables à ceux que l'on observe aujourd'hui.

Il est possible d'envisager, dans ce secteur de croisement d'accidents rhytmiques, un diapirisme précoce, qui se manifesterait au moins dès le Domérien. Le gypse a pu déformer les Terres Noires (Peyrans) pendant le Jurassique ou plus tard; la tectonique alpine a exagéré une structure dont les origines sont à rechercher dans les mouvements liés au rifting téthysien. Ce dispositif n'est bien sûr pas incompatible avec un chevauchement alpin des gypses sur l'Oligocène du Vançon.

4. AUTRES STRUCTURES IMPLIQUANT TRIAS ET LIAS AU VOISINAGE DE SAINT GENIEZ

- Sorine - (figure n° 46)

Le phénomène extrusif intéressant les gypses du Trainon est à rapprocher de celui qui affecte le Trias de Sorine au Sud de Saint Geniez.

L'extrusion des gypses de Sorine recoupe le Lias du flanc nord d'un anticlinal est-ouest; le Lias est dolomitisé et envahi par des filons minéralisés; le Trias chevauche les formations tertiaires de la vallée du Vançon. Cette structure, attribuée à un diapir anté-Eocène supérieur par Gigot et Haccard (1970), a vraisemblablement été ébauchée dès le Bajocien comme le suggèrent certaines figures sédimentaires, que j'ai découvertes dans la série marmo-calcaire surmontant les gypses.

- Mélan et Lias des Monges - (figures n°47 et 57 II)

Les structures du Trias et du Lias des Traverses jusqu'au Vançon nous ramènent à la tectonique de rifting; nous en retrouvons les traces à Sorine; il est indispensable de rappeler que tout au long de la barre du Lias, de Saint Michel à Mélan, ont été décrits des accidents liés à cette tectonique jurassique, en particulier par Beaudoin et son équipe; la tectonique liasique semble encore plus marquée dans le cœur de l'anticlinal des Monges où Beaudoin décrit notamment à l'Est de la structure une coupe où le Domérien repose directement sur l'Hettangien. Vers l'Ouest (Briges), c'est-à-dire à environ 1 km du Malpas, s'observent sur les deux flancs de l'anticlinal d'importantes variations d'épaisseur et de faciès dans les séries comprises entre le Carixien et les Terres Noires (voir Bodelle, 1964), d'importants ravinements et des niveaux de conglomérats très grossiers à la limite du Carixien et du Domérien (Beaudoin et al., 1975).

J'ai repris rapidement les structures de Briges et propose une érosion domérienne plus profonde : le Domérien repose localement sur du Sinémurien (figure n°47). A la limite de Briges et du Trainon on voit également un Domérien anormalement épais, avec des faciès marneux très développés. Une brèche matérialise un paléo-accident limitant Domérien et Carixien; la faille se poursuit vers l'Ouest dans la zone de fractures décrites plus haut (page 137).

5. CONCLUSION SUR LE CARBONIFERE, LE TRIAS ET LE LIAS DU TRAINON

Le petit affleurement de Houiller des Traverses, au pied du Lias de Trainon, se situe donc dans un contexte structural où prédominent les accidents liés au rifting et remobilisés à l'alpin. La comparaison avec la situation du Carbonifère de Clamensane et des Moulières (Blacus) s'impose donc. La différence essentielle tient en deux points :

- l'absence des Terres Noires;
- le contact du Trias sur l'Oligocène.

Le Carbonifère de Saint Geniez est généralement considéré comme une écaille entraînée à la base du chevauchement, au même titre que celui des Moulières (Gigot et al., 1974a, Mermet, 1983...).

Les débris houillers, et vraisemblablement les lentilles charbonneuses autrefois exploitées, sont en effet plus particulièrement localisés au front de la bande de gypse; on ne peut affirmer cependant qu'ils sont sous le Trias.

Il est important de rappeler que le Carbonifère de la coupe des Traverses se situe lui au-dessus de la bande gypseuse. Il est en outre surmonté par le Sinémurien lui-même directement au contact de niveaux domériens : ce dispositif associant gypses, Carbonifère, Sinémurien et Domérien a été plusieurs fois observé dans les secteurs de Clamensane et des Moulières (Blacus); la coupe des Traverses jouxte la série liasique de l'Adrèchon, très marquée par les accidents jurassiques; tout cela n'est certainement pas fortuit.

Malgré l'importance de la tectonique alpine dans ce secteur, mon interprétation est que ce Carbonifère doit tout d'abord sa position structurale à la tectonique jurassique : bien avant que le Trainon ne chevauche l'autochtone de Saint Geniez, l'essentiel du Houiller se trouvait déjà en position haute par rapport aux gypses de base.

Les bancs de Keuper supérieur et de Rhétien qui affleurent au-dessus du Domérien (coupe des Traverses) sont situés très haut également, par rapport aux gypses : au même titre que le Carbonifère et le Lias, ils proviennent de la formation d'olistolites glissés le long d'une ancienne faille listrique sous-marine.

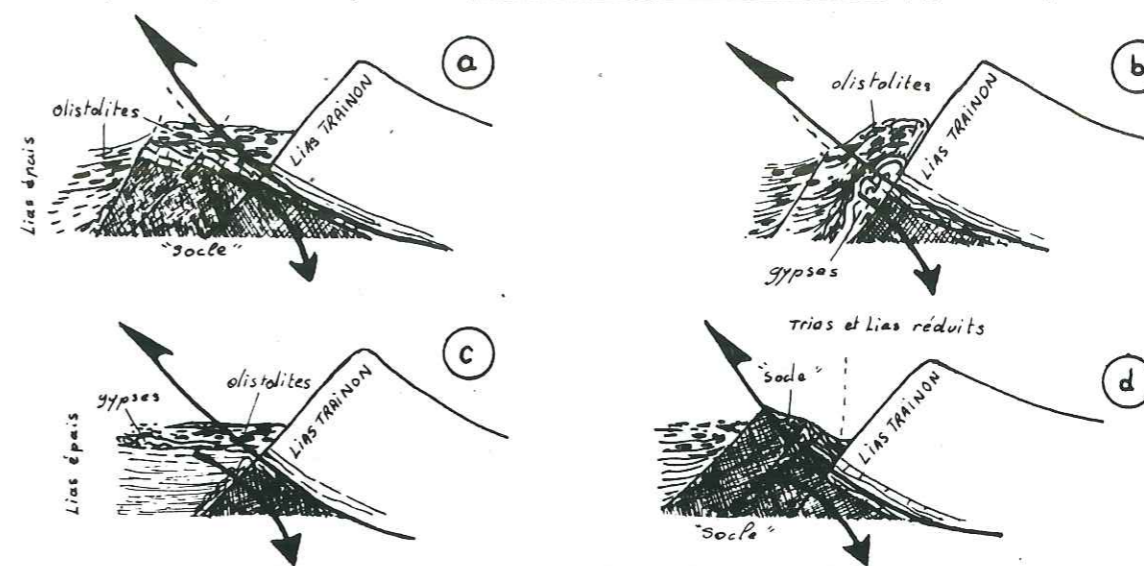
Nous avons plus haut, signalé le caractère extrusif des gypses au front du Lias de l'Adrèchon. Cette extrusion est en partie responsable du "voisinage" du Trias avec le Lias moyen.

Au-dessus des Rayes la coupe (au Lias complet) du Trainon débute par des barres calcaires du Rhétien; la proximité de ce Trias suggère que les gypses (Traverses) lui sont directement associés : en fait sur quelques centaines de mètres, des épandages éboulés séparent les deux ensembles de Trias et le gypse n'affleure que sous l'Adrèchon, là où les coupes de Lias ne démarrent qu'au Carixien; si l'ensemble des terrains associés au Houiller a glissé au Domérien, toute la coupe des Traverses représente un faciès particulier du Domérien : les gypses sont donc ici au contact avec le Domérien comme c'est le cas sous le Malpas.

Les gypses n'affleurent qu'à la base de l'Adrèchon; en fait, ils ne paraissent qu'à la base de formations liasiques qui ont subi une tectonique importante au moins dès le Domérien; lorsque les séries du Lias sont peu perturbées et relativement épaisses, comme sous le sommet du Trainon, les gypses sont absents le long des accidents.

Vers le Nord du Trainon (les Aubrettes) les gypses affleurent à nouveau mais on n'a pas directement au-dessus accès au Lias. La paléotopographie sur laquelle est venu chevaucher le Trainon est certainement en partie responsable de la répartition des gypses à la base, mais elle n'en est pas la cause unique.

Considérant les phénomènes extrusifs affectant les gypses et la situation du Carbonifère des Traverses au sein des formations liasiques, on peut envisager quelques hypothèses sur la position des lentilles de Houiller situées à la base ou plutôt au front des gypses. Plusieurs cas de figures, avec beaucoup de "si" peuvent se présenter, voici les deux plus vraisemblables (figure n°48) :



(figure n°48) Différentes hypothèses pour l'origine et la mise en place du Carbonifère de Saint Geniez. Pour le compartiment chevauché par le Trainon les séries venant au-dessus du Lias n'ont pas été représentées.

1- l'ensemble du Houiller appartient à une formation glissée au cours du Lias :

Les gypses se situaient vraisemblablement déjà à proximité voire sous le Houiller glissé; Les gypses pouvant correspondre à :

- un substratum érodé (a);
- une extrusion précoce (b);
- une formation glissée avant le Houiller (c);

2 - le Carbonifère situé au front des gypses est une écaille de "socle" arrachée lors du chevauchement; dans ce cas, ce Carbonifère est un témoin d'une zone haute dénudée jusqu'au Houiller dès l'époque du Lias et qui a pu fournir en olistolites les zones de bassin : Traverses et peut-être Moulières (d). On peut noter à ce propos l'absence (ou la rareté) des quartzites du Trias inférieur.

Il est regrettable, pour le choix, que nous n'ayons pas d'information sur le soubassement des Terres Noires de Saint Geniez à proximité du Trainon, vu leur enfouissement très important.

Pour ma part, compte tenu de la quasi continuité des pointements carbonifères, la première hypothèse (b) me paraît préférable car plus simple et s'inscrivant dans le contexte général de tout ce que nous avons vu depuis le Vermeil.

E. L'OLIGOCENE DES RAYES A ROUCAS BLANC ET L'ACCIDENT CHEVAUCHANT DU TRAINON A MELAN

Pour clore ce chapitre sur Saint Geniez, il nous faut dire un mot sur la structure de l'Oligocène et ses rapports avec la série chevauchante.

Les structures affectant le Crétacé et le Jurassique de Saint Geniez sous l'Oligocène ont été abordées à la page 133. Sans entrer dans le détail des structures qui affectent l'Oligocène, il faut rappeler qu'ici se termine au NE le bassin oligocène de Manosque et que c'est à l'Est du croisement de la faille

Rochers de Hongrie-Trainon et de la faille d'Aix que se développe l'épaisse série néogène du Bassin de Digne Valensole. Une inversion de relief se produit de part et d'autre de la faille d'Aix à la limite inférieure des formations marines burdigaliennes.

En rive gauche du Vançon (figure n°55 II), l'Oligocène dessine un beau pli est-ouest sous le Roucas Blanc.

Au Sud du pli, la barre burdigalienne de pendage plus fort, qui suit tout d'abord la bande oligocène, se verticalise, puis elle est ployée sous le Lias de Mélan jusqu'à se renverser encore vers le SE.

Le Miocène n'affleure pas du tout au Nord du pli est-ouest du Roucas Blanc. Je ne pense pas, contrairement à Mermet (1983), que le pli soit anté-Miocène mais plutôt, que l'absence du Burdigalien est le résultat d'une érosion différentielle et antérieure au chevauchement.

La retombée NNW de Mélan (rive gauche du Vançon) montre, dans le Lias relativement épais, des accidents mineurs se rattachant à ceux de la faille d'Aix; à la base de la série, les gypses emballant des blocs de Muschelkalk sont mélangés à des formations oligocènes rouges arrachées au soubassement.

Je n'ai trouvé d'indice de Carbonifère ni dans les mélanges tectoniques associés aux gypses, ni dans les éboulis particulièrement étendus dans ce secteur.

En rive droite du Vançon la série oligocène plonge vers l'accident du Trainon. Vu de la rive opposée (figure n°56 II), le contact anormal paraît proche de la verticale : cette géométrie est accusée par les glissements de gypses vers le Vançon. Le dispositif est celui d'une faille inverse; le Trias et le Lias du Trainon reposent sur le flanc NE d'une structure faisant plonger l'Oligocène et son substratum sous le Trainon (figure n°56).

Je n'ai pu observer le contact qu'en un seul point, la limite étant généralement jalonnée de blocs de gypses éboulés; à la base de la plus grosse masse de gypses, ceux-ci reposent sensiblement en conformité sur le dernier banc oligocène qui plonge à N148-54° NE.

La structure est quasiment monoclinale; l'Oligocène est affecté de quelques accidents et plis métriques à décimétriques. Seul le secteur situé au Sud de la ligne les Richaud-le Verger est très déformé et affecté de nombreuses failles, en particulier des accidents verticaux à N20, jalons de la faille d'Aix, qui viennent dans le prolongement de ceux qui limitent Trainon et Saint Michel. Ces failles ont joué postérieurement au plissement est-ouest de l'Oligocène (cf. rive gauche).

Entre la D. 3 et cette zone accidentée, le Tertiaire présente de nombreux petits plis (canevas) ceux-ci se répartissent en trois familles de direction :

- N35 à N70;
- N80 à N100;
- N140.

Au-dessus de la route d'Authon, tout d'abord à proximité des Rayes, le Tertiaire a subi avant la mise en place du Trainon, le rejeu d'accidents méridiens (N0-20, N160-180) qui découpent préalablement la barre jurassique et crétacée de Saint Geniez. La direction des couches varie de N110 à N150 (pendages vers le Nord ou le NE). On remarque une petite faille inverse à N60, marque d'une compression locale vers le NW.

Entre le Carbonifère et le chemin des Traverses, des éboulis essentiellement constitués de cargneules masquent le contact du Trias et de l'Oligocène; à l'Est de la ferme les derniers bancs tertiaires ont un pendage de N115-40° NNE. Au bord du chemin, alors que la stratification s'estompe, l'Oligocène est fortement schistosé à N60-90°. Quelques mètres au Sud, le Crétacé sous-jacent est affecté par un décrochement dextre à N160; cet accident dont le premier jeu a été normal, est bien visible au bord de la D. 3 : l'Hauterivien est affaissé à l'Est. D'après la géométrie des affleurements les plus proches, l'Oligocène paraît lui aussi affecté par le décrochement. La discordance entre les deux formations est tectonisée et l'Oligocène s'est déplacé vers le NW (stries : N145-23° NW) au-dessus du plan cisailé (N105-36° NNE).

Le long de la D. 3 les couches ont une direction comprise entre N130 et N150 avec un pendage de 40 à 60 degré vers le NE. Les bancs marneux et marno-gréseux sont affectés de nombreuses petites failles (rejets centimétriques à métriques) et sont schistosés. Deux directions de schistosité dominent : N80-90° et N140 (postérieure).

L'Oligocène, comme le Lias, a principalement enregistré à proximité de l'accident du Trainon des mouvements décrochants à N140 et Nord-Sud. On peut noter que les trois directions de schistosité sont comparables aux trois directions de plis observées dans la zone moins tectonisée située au-dessous de la D. 3.

En dehors du plongement de toute la série sous le Trainon, les déformations secondaires à N140 sont relativement discrètes.

F. A PROPOS DE SAINT GENIEZ, CONSIDERATIONS SUR L'ENSEMBLE DU SECTEUR OUEST

A proximité de Saint Geniez disparaissent les derniers affleurements de Houiller, suivi le long des failles depuis le vallon du Vermeil.

Les failles à N0-20 ont joué un rôle déterminant dans la structuration du secteur dès le Jurassique. La faille d'Aix en Provence appartient alors à l'ensemble des grandes fractures qui découpent la marge européenne durant la distension téthysienne.

Au Jurassique et, principalement, au Lias moyen, la bande faillée devait être beaucoup plus large que ce que l'on en voit actuellement. A cette époque prédominent, à côté des failles à N0-20, les directions de fractures N80-120 et N160-180.

Ainsi, la structure générale du secteur comprend une zone haute, le compartiment de Valavoire, et une zone de bassin, le bassin dauphinois, séparés par la faille d'Aix en Provence. A l'intérieur de chaque domaine, des sous-unités sont définies par des failles transverses.

Au Domérien, des failles à N80-110 délimitent de petits grabens; le mouvement relatif le long de ces failles n'est pas en décrochement pur, comme le voudrait le modèle avec failles de distension et failles transformantes.

Les accidents à N140 paraissent plus intimement liés à la tectonique alpine tertiaire. Le long des accidents globalement orientés suivant cette direction, comme la faille du Trainon ou les Rochers de Hongrie, ce sont en fait les accidents élémentaires à N110-120 qui dominent; ils se trouvent décalés le long de petites fractures subméridiennes.

L'accident Rochers de Hongrie-Trainon constitue la limite des grandes déformations à N140 : vers le SW, les plis sont uniquement EW. La faille d'Aix en Provence joue de même un rôle dans les "limites" de déformations; la couverture s'est plissée différemment de part et d'autre de la bande faillée et la faille d'Aix joue en décrochement dextre ou senestre suivant les cas.

Le "lobe de Clamensane", ainsi découpé par les deux grands linéaments, a évolué de façon indépendante par rapport aux autres compartiments. Il prend l'aspect d'une grande dalle relativement peu déformée, essentiellement affectée par les plis EW des Monges et de Bramefan. La présence de "socle" et d'amas de gypse triasique sur ces bordures ouest et SW suggérerait tout à fait que ce "lobe" correspondait à une écaille largement charriée (8 km) comme le proposait Goguel.

Le fait que ce "socle" soit présent sous forme d'olistolites dans le Jurassique tend, par contre, à indiquer un enracinement relativement proche du compartiment de Clamensane-Valavoire. La couverture s'est déplacée de chaque côté de la faille d'Aix, mais suivant des modalités différentes. La quantité de déplacement doit être très sensiblement équivalente de part et d'autre de ce grand accident, comme tend à montrer l'alignement des structures à N140, sur une grande longueur depuis Mélan (SE) jusqu'à Lazer (NW).

Ces accidents NW-SE ont joué en décrochements senestres lors d'une dernière phase compressive EW. Celle-ci a été enregistrée au niveau des failles préexistantes bien que le secteur que nous venons d'étudier, de Bramefan à Saint Geniez, ne porte pas actuellement de témoin d'un recouvrement par la nappe de Digne.

CHAPITRE IV - BARLES

A. PRESENTATION

1. DE SAINT GENIEZ A BARLES

Le socle "anté-triasique" disparaît à l'Est de Saint Geniez sous la couverture mésozoïque et cénozoïque (schéma structural général, figure n°1 II), pour ne réapparaître qu'une vingtaine de kilomètres à l'Est près de Barles, dans les cluses de Verdaches où il affleure dans une demi-fenêtre sous la nappe de Digne. Le socle : Carbonifère schisto-gréseux et Trias inférieur quartzitique, dessine une voûte anticlinale.

La couverture est représentée par :

- l'autochtone : à l'Est des Monges la couverture est déchirée le long d'un faisceau d'accidents nord-sud, se scindant ainsi en deux panneaux :
 - à l'Est : le bassin tertiaire de Digne-Valensole et son substratum mésozoïque (autochtone stricto sensu) qui sont intensément plissés (plis d'axes est-ouest);
 - à l'Ouest : le "lobe de Clamensane" panneau de couverture plus modérément plissé (axes est-ouest et NW - SE), mais dont l'écaillage au-dessus des formations tertiaires du bassin de Digne compense l'important raccourcissement observé à l'Est;
- le parautochtone et le parallochtone : de nombreuses écailles flottent au-dessus de la couverture autochtone; la plus importante est représentée par la série renversée du plateau de Chine; la Lias des différentes écailles est toujours de type "séries réduites";
- l'allochtone : la nappe de Digne chevauche les différentes unités évoquées ci-dessus; dans le secteur de Barles, elle est essentiellement représentée par une série épaisse de Lias.

Les problèmes de chronologie des événements tectoniques ont été évoqués dans la partie I (PRESENTATION).

2. SECTEUR DE BARLES-CLUES DE VERDACHES - BREF HISTORIQUE - PRESENTATION DU DOME

2.a. Le Houiller de Barles

Il est connu au moins depuis 1820 (Cauvin, 1920b) ; il était alors utilisé pour la cuisson de la chaux. Un sondage est implanté en 1953 dans les clues de Verdaches par le BRGM (l'historique du Houiller sera repris et développé dans la partie III, page 177).

2.b. Le Trias

Lors de la réunion extraordinaire de la Société géologique à Digne (1873), Garnier est le premier à décrire une coupe complète du Trias de Barles. Il attribue les quartzites (75 m) aux grès bigarrés. Haug (1889 b; 1891) décrit à son tour le Trias inférieur et signale en particulier la présence de niveaux à ripple-marks au sommet de la formation des quartzites ainsi que les poudingues situés vers la base. Les travaux de Kilian et Haug (1899) puis de Kilian et Revil (1908) soulignent la légère discordance du Trias quartzitique sur le Houiller.

Ricour (1962) reprend la description du Trias de Barles et donne une coupe située à l'aplomb du sondage BRGM, sans faire apparaître cependant les différents niveaux de décollements des formations triasiques supra-quartzitiques.

Enfin, Durand, Meyer et Avril (1989) dans le cadre d'une étude régionale du Trias détritique de base, apportent des précisions sur la sédimentologie de la formation de Barles : l'épandage fluviatile montre des directions de paléocourants vers le SE, et des faciès relativement proximaux (par rapport à ceux du Barrot et du Mercantour).

Les quartzites ne sont toujours pas datés précisément.

2.c. Gîtes minéraux (associés au Trias)

Comme c'est le cas à Saint Geniez, le site de Barles-Verdaches était réputé pour ses gîtes minéraux. On retrouve dans la littérature (Gras, 1840; Cauvin, 1920b), cités plusieurs fois :

- le plomb "sulfuré" (déjà en 1840 Gras évoquait des fouilles très anciennes);
- le plomb argentifère;
- le plomb antimonie;
- le soufre;
- le cuivre.

Le ou les gîtes se situent en aval du confluent du Bès et de la Grave, dans les quartzites du Trias.

On aurait également trouvé de l'or à Barles (Cassini, in Cauvin 1920a).

- le fer est signalé également à différentes reprises, il est appelé :
 - o fer "spathique" (Gras, 1840);
 - o fer "micacé" (Garron, 1859 in Cauvin, 1920b);
 - o fer "oxydulé magnétique" (G., 1881).

Ce fer se rencontre sur le flanc nord de la montagne de Blayeul, dans des gîtes différents de ceux à plomb et cuivre.

2.d. Le Lias

Les différents travaux concernant le Lias de Barles ont été évoqués dans la première partie (Présentation générale); ils font apparaître la présence de plusieurs séries d'épaisseur et de faciès différents.

2.e. Tectonique

Goguel (1933, 1936, 1939...) s'intéresse aux relations des différentes séries entre elles, et notamment aux relations "socle"-couverture.

Goguel a mis en évidence le chevauchement de Digne : selon lui, la couverture initiale (série de Chine) du Dôme aurait été décollée au niveau des formations évaporitiques du Trias, et remplacée par la série chevauchante. Cet auteur considérait la série réduite de Chine comme le flanc inverse d'un grand pli couché dont le flanc normal aurait été représenté par la série épaisse.

Lorsque le BRGM, en quête de gîtes explorables, s'intéresse au Houiller de Barles, Goguel est chargé (1951) des travaux de reconnaissance sur le terrain. Le géologue brosse le cadre tectonique du Carbonifère afin de tenter d'envisager l'extension du Houiller sous la couverture.

Il fait alors apparaître le "socle" de Barles en demi-fenêtre sous le chevauchement. Il précise la géométrie du "socle" : celui-ci serait en particulier limité à l'Ouest par un accident NW - SE (figure n°49).

Jusqu'à 1973, peu de notes concernent le dôme de Barles (Goguel, 1951; Lemoine in Debelmas, 1983a), et n'apportent aucun fait nouveau sur la structure; à cette date, puis en 1975, Grandjacquet et Haccard à partir de l'étude de certains sédiments, montrent qu'une partie des gypses et cargneules visibles au front et sous la nappe de Digne sont des formations résédimentées au cours du Néogène. Au Pas de Blayeul (voir carte) ces niveaux résédimentés contiennent des éléments de socle.

Les rapports de ces formations néogènes avec la nappe démontrent le caractère épiglyptique de cette dernière. Pour les auteurs :

"...le chevauchement n'a pas lieu sur une surface plane d'érosion, mais sur une morphologie en cours d'évolution dont les seules parties en dépression sont remplies par des sédiments..."

"...Il s'agirait d'un "charriage épiglyptique" complexe synchrone de l'élaboration même du modelé morphologique"

Il semblerait cependant que l'extension des faciès résédimentés soit moins importante que ne le proposent Grandjacquet et Haccard : Arnaud, Debelmas, Flandrin, Gidon et Kerkhove (1976) considèrent que les affleurements situés entre le Rhétien renversé de Barles (unité de Chine) et le Trias des clues de Verdaches, doivent conserver leur attribution au Trias (c'est également l'opinion de Ricour, in Grandjacquet et Haccard, 1975). Les éléments de socle et de Trias du Pas de Blayeul sont, pour ces géologues, liés à l'avancée de la nappe et ne correspondent pas à des klippen sédimentaires.

Vers la même période, Gigot, Haccard et Beaudoin (1974b) proposent pour l'unité de Chine, une origine septentrionale; l'écaïlle serait nettement allochtone, contrairement à l'hypothèse autochtone plus couramment admise (Goguel, Lemoine, Kerkhove).

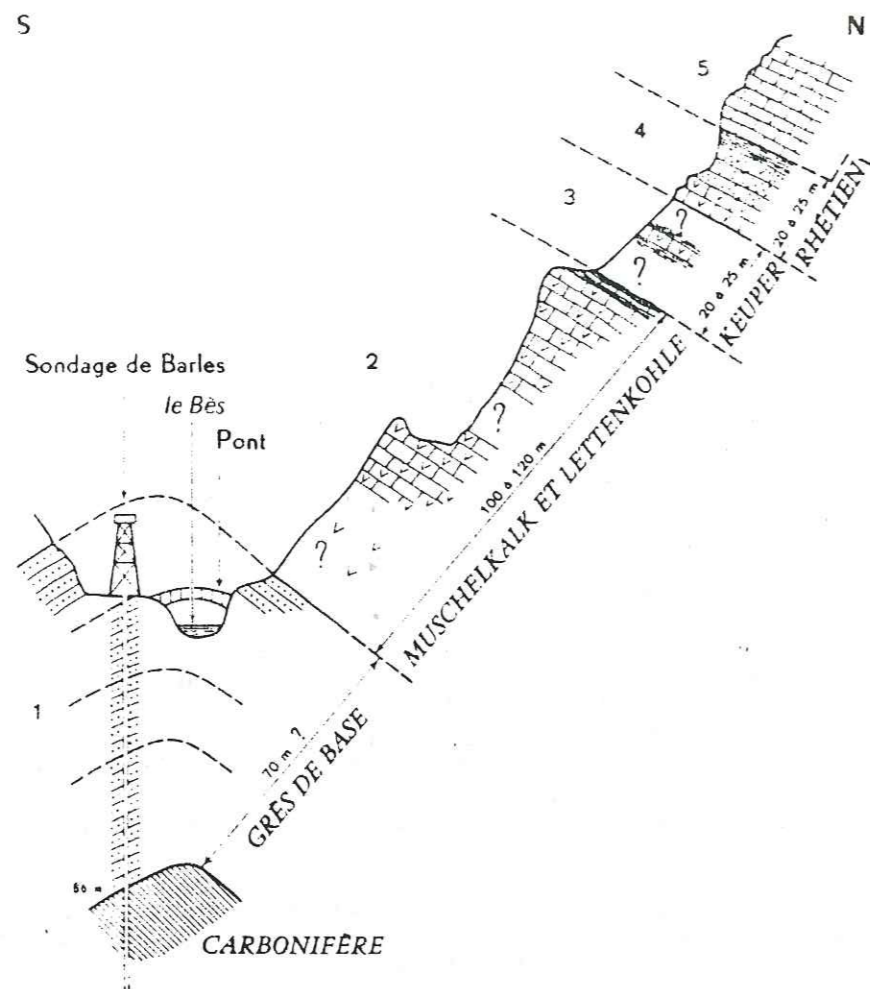
Au-dessus du dôme de socle anté-triasique, l'accident tangentiel principal paraît être généralement dessiné à la base des lambeaux de Keuper (base de la nappe), le Muschelkalk des clues de Verdaches appartiendrait donc à l'autochtone relatif de la nappe.

La plupart des auteurs semblent également s'accorder pour voir la structure du dôme "comme le résultat d'une déformation tardive" (Gigot, Grandjacquet, Haccard, 1974a; Gigot, Haccard, Beaudoin, 1974b; Kerkhove, 1980, 1983...).

Pour Rousset (communication orale), l'ondulation du contact de base de la nappe est uniquement un héritage de la topographie irrégulière sur laquelle, elle a glissé et qu'elle a dû plus ou moins épouser; les creux topographiques auraient permis l'accumulation de mélanges tectonosédimentaires.

Après ce bref "tour d'horizon" des travaux sur le dôme de Verdaches je me propose de décrire un peu plus en détail, à partir de mes observations personnelles, le cadre géologique et principalement tectonique du Carbonifère, afin de bien souligner :

- la structure du socle "anté-triasique";
- les relations du socle avec sa couverture : Muschelkalk, "mélanges", nappe stricto sensu; étant bien entendu que je ne fais que préciser une structure déjà bien connue, mais où j'apporte quelques observations de détails intéressantes en particulier ;
- le Trias détritique de base : premiers éléments de datation et faciès de transition au Trias moyen;
- les mélanges sous la nappe et la base de la nappe au-dessus du dôme.



(figure n°49) COUPE DU TRIAS DU DOME DE VERDACHE (in Ricour, 1962).

B. CARBONIFERE ET TRIAS INFERIEUR DE BARLES (figures n°49 et 59 II)

1. LE CARBONIFERE SOUS LES QUARTZITES ET LA DISCORDANCE

Le socle dessine une large voûte anticlinale, particulièrement bien soulignée par les quartzites blancs du Trias (environ 85 m). Le Stéphaniens n'apparaît qu'en trois boutonnières, le long des deux rivières qui entament le socle : le Bès et la Grave. La route de Barles (D.100) et celle d'Auzet (D.7) qui suivent ces cours d'eau offrent un accès facile aux différents affleurements.

D'Ouest en Est :

- le premier pointement, très réduit, est visible au bord de la D.100 en rive droite du Bès; il doit sa mise au jour à un jeu normal de faille (subverticale, nord-sud);
- le second et principal affleurement, au cœur de la voûte, se suit sur environ 600 m le long de la D.100, principalement en rive droite du Bès. La discordance des quartzites blancs sur les schistes noirs du Carbonifère souligne bien la géométrie anticlinale du "socle" (figure n°80 II).
- le troisième, constitue en fait la suite vers le NW du précédent affleurement; il occupe principalement la rive droite du torrent de la Grave, en amont du confluent avec le Bès; sa longueur maximale ne dépasse pas 120 m.

En aucun point la discordance du Trias sur le Carbonifère n'est tectonisée. La discordance est toujours faible (quelques degrés).

La base du Trias présente localement des niveaux lenticulaires qui remanient presque exclusivement des grès et des schistes houillers. Le plus souvent, ce sont directement les quartzites blancs qui surmontent le Carbonifère. La base des premiers bancs est généralement onduluse et présente de nombreuses cannelures d'érosion : les directions mesurées sont essentiellement nord-sud et NW - SE (direction d'écoulement NW - SE pour l'ensemble du Trias détritique selon Durand et al., 1989).

- la discordance est bien visible dans le ravin de la Grave (figure n°53) : dans la partie amont de l'affleurement, pour une stratification du Trias "ramenée" à l'horizontale le Houiller plonge de quelques degrés vers le Nord; au Sud de ce même pointement, la discordance tend vers zéro;

- à l'Est du grand affleurement de Houiller, pour une stratification du Trias "ramenée" à l'horizontale, on obtient un pendage pour le Carbonifère, de N104-8° N. Dans ce secteur la discordance se remarque par la nette différence des niveaux sur lesquels repose le Trias : à l'Est les quartzites reposent sur des "schistes" noirs, vers l'Ouest, sur une barre gréseuse jaune de plusieurs mètres d'épaisseur. La discordance angulaire qui paraît ici relativement importante est en fait exagérée par des discordances internes du Carbonifère, liées à des phénomènes d'accrétion latérale (figure n°85 II);

- à l'Ouest des affleurements de Houiller, la discordance révèle des pendages plus faibles du Carbonifère sous le Trias. Localement, en rives droite et gauche, les couches du Primaire sont plutôt inclinées à l'Est, alors qu'un peu plus à l'Ouest (limite de l'affleurement), elles tendent à être pentées au Sud voire même à l'Ouest.

Ces estimations sont faites à partir d'une surface de base du Trias "ramenée" à l'horizontale, or l'épandage fluviatile triasique s'est produit sur une surface d'érosion faiblement inclinée. Cette pente (sud à SE) "réduit" donc en particulier les pendages (vers le Nord) les plus forts, calculés plus haut. Le substratum arasé du Trias, ne devait présenter qu'une structure très légèrement ondulée : la tectonique tardi-hercynienne n'a laissé que peu de traces à Barles.

Par ailleurs, je n'ai pu noter la présence que d'une faille anté-triasique, encore n'est-elle pas directement mesurable (page 188...).

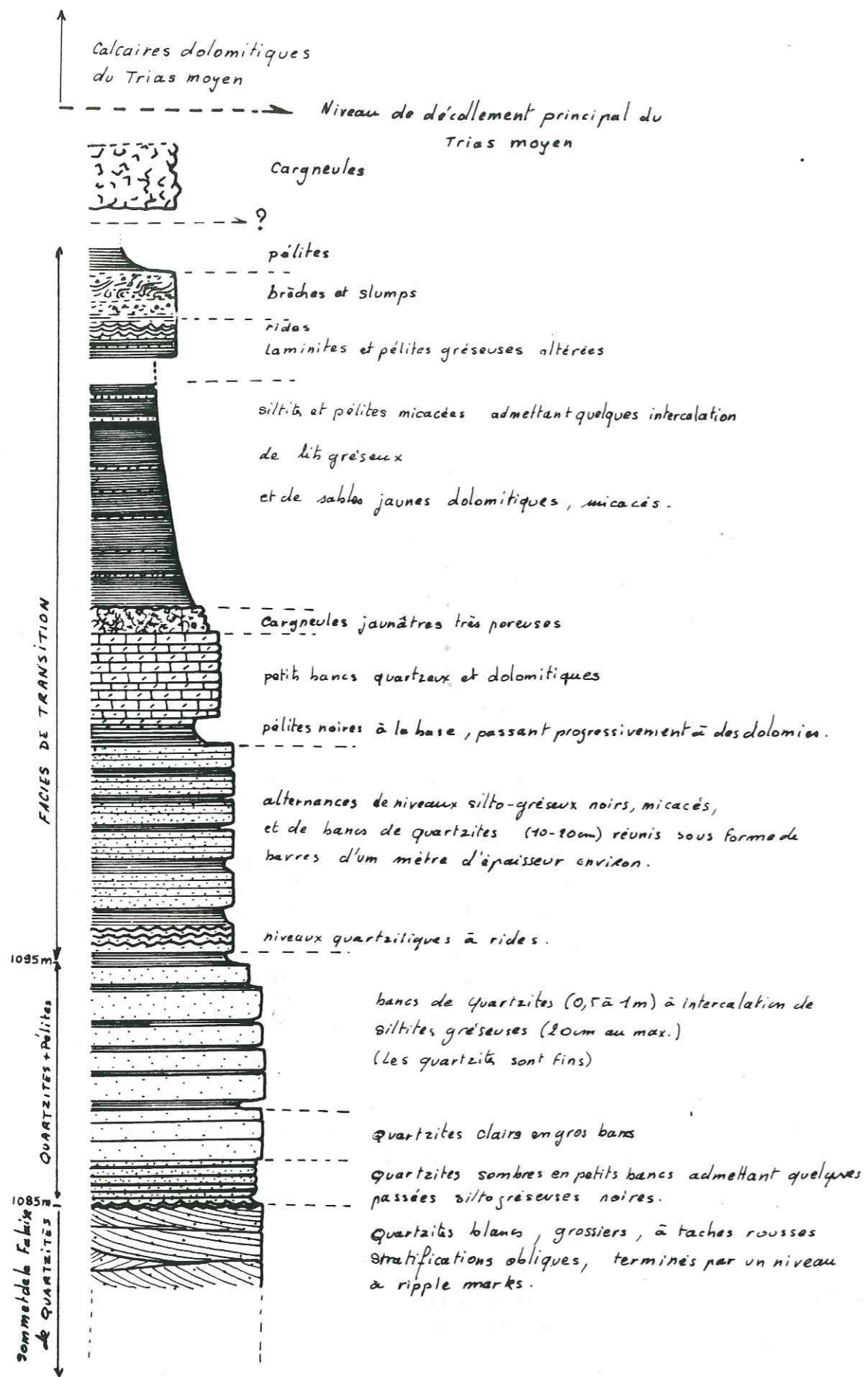


Fig. 50 : Ravin des Pinées : faciès de transition entre le Trias "de base", quartzitique, et le Trias moyen calcaréo-dolomitique.

2. LE TRIAS DÉTRITIQUE DE BASE

La base du Trias a déjà été évoquée. Notons la présence, une centaine de mètres à l'Est du micro-affleurement de Houiller, dans les niveaux inférieurs des quartzites, de lits conglomératiques (Haug, 1889 b) où les galets de quartz atteignent 7 à 8 cm de diamètre.

Sur toute la coupe, le Trias "inférieur", admet trois niveaux où paraissent des faciès plus décantés, plus pélitiques : vers la base des quartzites, vers le milieu et vers le sommet.

Afin de tenter une datation palynologique des faciès détritiques du Trias j'ai procédé à un échantillonnage en différents lieux pour chaque niveau à tendance pélitique. Les échantillons de la base et de la partie moyenne se sont révélés stériles; la partie sommitale par contre a livré quelques éléments, bien que mal conservés.

Y. Caro qui a procédé à la détermination palynologique donne la liste suivante :

- *Chordasporites* sp.;
- *Spinotriletes echinoides* Werfénien sup./Anisien inf.;
- *Sulcatisporites* sp. abondants;
- *Podocarpeapollenites thiergartii* Muschelkalk inférieur (Madler 64) (Klaus 64);
- *Illinites kosankei* Buntersandstein supérieur;

et dit :

"Cet échantillon pourrait appartenir au Muschelkalk inférieur et/ou au Buntersandstein supérieur. Dans le cas présent la carbonisation et la mauvaise préservation du matériel empêchent cependant d'être plus précis."

Les pélitites sommitales du Trias détritique appartiennent à la limite du Scythien et de l'Anisien (pour utiliser une terminologie plus "moderne") tant par leur contenu paléontologique que par leur faciès et leur position entre les quartzites stricto sensu et les barres de cargneules et de dolomies du Muschelkalk qui leur succèdent : en effet bien que le Muschelkalk soit décollé au-dessus du Trias de "base", le sommet de la formation détritique présente des faciès de transition à la formation évaporatique.

Ces faciès de transition sont en partie visibles aux deux extrémités (ouest et est) des affleurements des quartzites le long de la D.900; les bancs de quartzites sont surmontés par des bancs dolomitiques très poreux, où la fraction détritique quartziteuse est beaucoup moins abondante. Des bancs de quartzites à éléments relativement fins s'observent encore, ils sont généralement terminés par une surface à ripple-marks, les faciès pélitiques souvent micacés, de décantation sont plus nombreux; de rares pseudomorphoses de sel se remarquent au sommet de petits bancs de quartzites fins.

Des coupes plus complètes peuvent être observées en rive gauche du Bès, au sommet des falaises de quartzites. Sur 3 à 8 m environ, succèdent aux derniers gros bancs quartzitiques à stratification oblique, des bancs quartzitiques fins, relativement poreux et souvent terminés par des ripple-marks, puis des intercalations de pélitites et de "plaquettes" de quartzites fins, de couleur sombre micacés, puis à nouveau des faciès tendant à devenir de plus en plus dolomitiques et cargneuliques mais toujours intercalés de petits bancs de quartzites fins sombres et micacés.

Ce sont les niveaux intermédiaires pélitiques et gréseux situés sous Bassette qui ont fourni le matériel palynologique; ici les faciès sont gris clair.

A l'Ouest des Pinées (ferme), descend du Blayeul un important ravin - sans nom - que je nommerai dès à présent ravin des Pinées; il en sera question un peu plus loin. Ce ravin offre une coupe des faciès de transition beaucoup plus épaisse que dans les cas précédents. Entre les cargneules marquant le niveau de décollement du Muschelkalk dolomitique, et le sommet de la falaise des quartzites blancs (altitude : 1085 m), des intercalations de bancs quartzitiques et de pélitites sombres annoncent les faciès de transition proprement dits qui associent pélitites, quartzites et dolomies, et qui atteignent ici une épaisseur de 25 m (figure n°50).

Malgré l'état d'altération des niveaux terminant la série on remarque des lithofaciès particuliers notamment des argiles organisées en laminites, des lits sableux jaunâtres (altération de dolomie, peut-être dolomie détritique ?) et surtout un banc bréchique où se reconnaissent des figures de slumps.

L'ensemble des caractères de cette coupe fait penser que l'on avait une zone déprimée (cuvette) relativement à l'abri des dernières décharges détritiques importantes et où les premiers dépôts évaporitiques ont pu être épargnés : c'est le seul endroit où l'on observe une barre dolomitique d'environ 3 m d'épaisseur au sein et surtout à la base des faciès de transition. Les petits slumps sont peut-être dus au tassement relatif de cette série où les pélites sont abondantes par rapport aux coupes voisines plus gréseuses et donc moins sujettes au tassement.

La succession des faciès et les faciès eux-mêmes, permettent de penser que la différence d'épaisseur de cette série par rapport aux précédentes, n'est pas simplement un résultat de la tectonique alpine.

Le Trias détritique a en outre fait l'objet d'une étude sommaire de ses minéraux lourds; le cortège minéralogique est légèrement différent de celui du Carbonifère.

3. STRUCTURE DU "SOCLE"

La géométrie du dôme peut être précisée grâce à la formation des quartzites; les mesures de pendage effectuées vers son sommet indiquent, d'Est en Ouest, que :

- à son extrémité est, le socle plonge vers l'ENE : N155-25° à 30° ENE;
- il tend ensuite à prendre un pendage très faible vers l'est, puis la voûte plonge au Sud : en particulier au-dessus du grand affleurement de Houiller;
- à l'extrémité ouest, les quartzites sont orientés en moyenne selon : N120-18° WSW et les derniers bancs ont un pendage plus fort : de 40° à 47° (même direction), qui traduit la proximité d'un accident limitant le socle.

Dans l'ensemble, les pendages sont assez régulièrement dirigés au Sud (une vingtaine de degrés). Les directions des couches sont localement perturbées à l'approche d'accidents nord-sud (stratification à N140-N150).

Les principales failles qui affectent le socle sont verticales et nord-sud (N0-25; N160-180). Les rejets verticaux sont faibles : au maximum 10 m; les failles normales sont généralement reprises en décrochements, les stries sont alors inclinées de 0 à 20° vers le Sud.

On note quelques accidents, obliques, par rapport à ces structures nord-sud : en particulier deux failles importantes à N47 et N40 découpent le "socle". La première, pentée au SE, est une faille inverse reprise en coulissement dextre (selon N34-20° SW); la seconde, dont je n'ai pu observer les stries, a un regard NW; le jeu apparent est celui d'une faille également inverse.

Ce dernier accident est bien visible dans les quartzites en bord de route (N.900) sous le vieux Charui; il passe ensuite (au NE) dans la zone d'éboulis en aval du pont et se prolonge dans le Carbonifère où on ne peut le mesurer : son tracé correspond en partie au lit du Bès, puis il monte dans le versant ébouleux du Houiller. Cette faille est certainement celle qui a le plus fort rejet (composante verticale); elle est responsable de la différence d'altitude, assez importante, de la discordance Trias-Carbonifère de part et d'autre du Bès.

Vers le NE, l'accident à N40 se perd dans une zone très accidentée (sommet de la voûte en rive droite du Bès) où les quartzites (et le Carbonifère) sont essentiellement affectés de failles nord-sud. Sur une centaine de mètres de large les accidents nord-sud délimitent un compartiment de "socle"; les pendages dirigés vers le Bès et la forte fracturation (diaclasses) nord-sud et est-ouest favorisent le glissement du versant. Le Carbonifère et sa couverture de quartzites descendent lentement mais sûrement vers le Bès. Ce panneau présente des fentes ouvertes sur plusieurs mètres de large visibles à l'arrière des premières falaises de quartzites. Les écroulements du Trias sont fréquents sur la D.900, ils pourraient bientôt obstruer le lit du Bès.

Enfin à l'extrémité est des affleurements de quartzites, de petits accidents cisailants (N130-52° NE) affectent les bancs à tendance dolomitique du sommet de la série détritique; ils se raccordent à des surfaces de glissement banc sur banc (N158-28° ENE), et caractérisent une tendance au chevauchement vers le SW (N40).

C. LE MUSCHELKALK, LES MELANGES ET LA NAPPE (figure n°59 II)

Etant, d'un point de vue général, d'accord avec les interprétations notamment de Kerckhove et de Haccard sur la position du Muschelkalk relativement au "socle" et à la nappe, je n'insisterai pas sur ce sujet, mais davantage sur les rapports de la nappe avec son substratum.

1. LE MUSCHELKALK

Dans le précédent chapitre il a été question du passage progressif des faciès détritiques fluviales du Trias de base aux faciès évaporitiques du Muschelkalk; les barres de dolomies qui surmontent les quartzites sont cependant décollées au-dessus des faciès de transition; le niveau de décollement est matérialisé par des cargneules. Alors qu'à l'Est et au Nord, les barres (2) épousent plus ou moins la géométrie des quartzites, vers l'Ouest et le Sud, elles sont au contraire plissées indépendamment de leur substratum parfois même écaillées (en particulier la barre supérieure : Pinées, Serre de Rangin).

A l'Ouest de Charui, au-delà du plongement du socle, le Muschelkalk affleure sur plusieurs centaines de mètres, sur les deux rives du Bès, et montre de nombreux replis; en rive gauche la dysharmonie entre les deux barres est nette.

En rive gauche de Val Haut, on remarque de grands plis (à N130) couchés de Muschelkalk, qui signalent une fois de plus le décollement des dolomies sur les quartzites; dans le versant ouest du Marzenc, ces plis sont déformés à N160-N180 par l'arrivée de la nappe, et parfois même écaillés sous le contact chevauchant.

2. LES MELANGES A ELEMENTS DE SOCLE : RAPPORTS AVEC LA NAPPE DE DIGNE

Dans la présentation du chapitre IV, on a vu que la nappe reposait, au Pas de Blayeul, sur des mélanges tectonosédimentaires incluant des blocs de socle cristallophyllien.

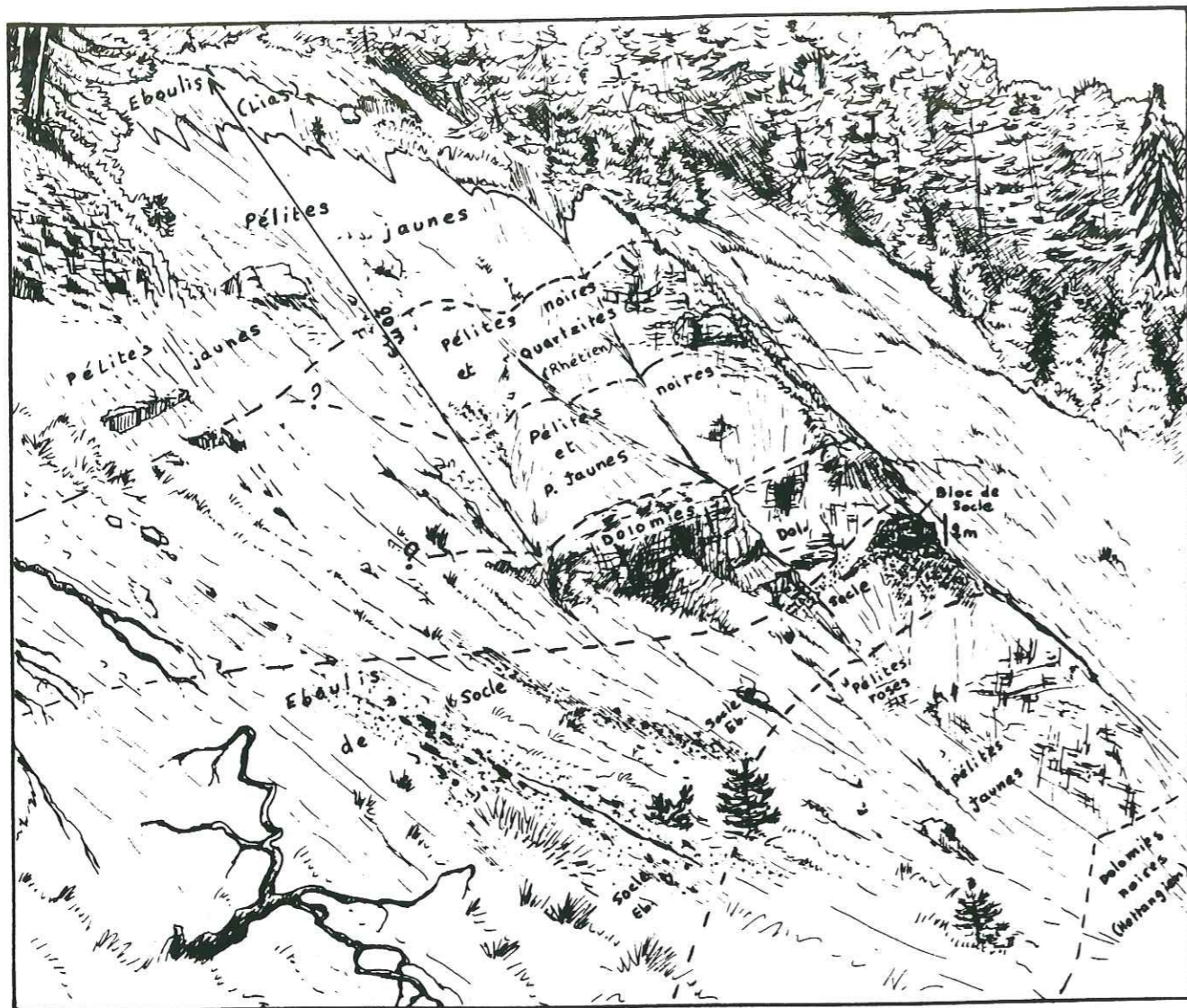
Le panorama (figure n°61 II) vu à partir des barres de Chine, montre la nappe (Blayeul) recouvrant des écaillies et en particulier la série renversée de l'unité de Chine ici représentée par les barres de Proussier (Trias et Lias réduits).

A l'arrière (ENE) des bancs, en rive droite du ravin de la Boulette, se remarque un pli couché affectant la nappe (Keuper et Rhétien).

- Dans les ravins du Serre de Rangin et des Pinées, j'ai pu retrouver des éléments de socle : en blocs plurimétriques, ainsi que des amas d'hématite (Pinées); ces derniers semblent toujours associés à des formations dolomitiques altérées du Trias situées à proximité des blocs de socle cristallophyllien: on les retrouve au Pas de Blayeul. La minéralisation en "fer oxydulé magnétique" était signalée dans le flanc nord du Blayeul; différents pointements se suivent sur plusieurs kilomètres (Gras, 1840).

Dans les deux ravins, le socle cristallophyllien "affleure" vers 1320-1330 m d'altitude; il est surmonté soit par des dolomies altérées (Pinées) puis par le Keuper, soit directement par les pélites du Keuper supérieur; au-dessus de celui-ci vient la série normale de la nappe de Digne. Ce Trias supérieur se trouve donc au même niveau que celui de la rive droite du Bès.

Que se passe-t-il donc en rive gauche entre le Muschelkalk et le Trias-nappe recouvrant les copeaux de socle ?



(figure n°51) RAVIN DE PINÉES : ELEMENTS DE SOCLE DANS LES MELANGES DE LA NAPPE.

- Ravin des Pinées : sur environ 150 m en dénivelée, s'observe la coupe suivante :

- la barre supérieure du Trias moyen est désolidarisée de la première; elle est probablement écaillée. Des gypses viennent au-dessus (altitude 1200 m) et présentent des plis d'axes sub-horizontaux N33 à N45.

Après d'épaisses formations quaternaires, la coupe se poursuit par des bancs noirs de calcaires dolomitiques en petits bancs qu'on peut attribuer à l'Hettangien de la nappe (une dizaine de mètres d'épaisseur); viennent ensuite des pélites versicolores du Keuper, surmontées par un "niveau" sombre à blocs de socle épais d'environ 5 m;

- le socle est représenté principalement par des schistes noirs métamorphiques très plissotés (gros blocs de la figure n°51), parfois par des schistes verdâtres micacés associés à des lits quartzeux; quelques filonnets d'hématite parcourent certains blocs;

- le niveau à socle métamorphique est recouvert par une bande "oxydée" très altérée au-dessus de laquelle reposent des dolomies gris jaunâtre (4 m) relativement altérées (Muschelkalk ?). C'est de la zone dolomitique altérée rousse que proviennent la plupart des blocs d'hématite très bien cristallisée;

- au-dessus de la barre de dolomies, sur une vingtaine de mètres affleurent des pélites et calcaires du Keuper puis du Rhétien, ce dernier comporte également d'épais bancs de quartzites. Les éboulis au-dessus du Trias sont nourris par le Lias qui subaffleure au-dessus des ravinements.

- Le ravin du Serre de Rangin : la quantité d'éboulis est encore supérieure à celle du précédent ravin, mais les affleurements sont suffisants pour remarquer quelques analogies et différences :

- la dernière barre dolomitique du Muschelkalk paraît comme aux Pinées évoluer indépendamment de la barre sous-jacente; elle est recouverte par une lame de gypse, visible seulement en rive droite (1130 m). Les affleurements suivants ne se trouvent que 100 m plus haut. Dans les éboulis on note la présence de nombreux fragments de socle cristallophyllien, mais aussi des éléments d'arkose rouge qui évoquent certains faciès du Permien...? Des dolomies (Muschelkalk ?) sont surmontées par des cargneules, puis par des pélites et des quartzites (Rhétien). En rive droite du ravin, sur le Rhétien se remarque une barre, plus ou moins disloquée, de quartzites dont les faciès sont nettement différents de ceux que l'on connaît dans le Trias terminal : les quartzites, verts à roses, sont assez fins, avec de petits galets de quartz disséminés (3 à 4 mm de diamètre) et contiennent de nombreuses petites paillettes de muscovite. Ces faciès appartiennent peut-être au Trias de "base"; celui-ci aurait pu conserver sa coloration originelle (la couleur blanche des quartzites du Trias serait due à un lessivage post-dépôt, selon Durand).

Au dessus des quartzites (parfois à l'aspect encore gréseux) repose par l'intermédiaire d'un niveau roux (altération) le socle métamorphique sombre, schisteux. Ce dernier est extrêmement plissé et se redresse vers le haut de "l'affleurement" (je n'ai pu faire de mesure). Certains "paquets" de schistes métamorphiques englobent des blocs (d'ordre métrique) de grès grossiers altérés, à la patine rousse à verdâtre qui rappellent un peu le Carbonifère, mais les niveaux pélitiques qui leur sont associés sont clairs, micacés et verdâtres.

Depuis la base des quartzites verts, jusqu'aux derniers débris de schistes métamorphiques, le "socle" stricto sensu et lato sensu, se suit sur une vingtaine de mètres en dénivelée (1320-1340 m); il fait place ensuite aux pélites vertes de la base de la série normale de la nappe.

Dans les autres ravins situés à l'Est des Pinées : ravin de Blayeul, ravin de Vente Brun, je n'ai pas retrouvé le socle. Le ravin de Vente Brun qui est beaucoup moins envahi par les éboulis permet de constater que les plis de la nappe se poursuivent à l'Est, face à la série monoclinale du Sansenu en rive droite du Bès.

A partir des observations faites sur le Lias et le Rhétien des deux ravins est, on peut interpréter la structure de la nappe comme résultant de deux phases principales de plissements; une première phase est à l'origine de plis à N110 (N90 à 115), synschisteux, à déversement nord; à une seconde phase correspondent des plis également synschisteux à N130 déversés au SW.

Certaines déformations à N160 peuvent être rattachées au déplacement global de la nappe lors de sa mise en place : d'Est en Ouest, autour du dôme; dans les zones où la base de la nappe est régulière, les stries engendrées par l'avancée de la nappe ont une direction est-ouest avec parfois des variantes allant de N70 à N110.

Toujours à propos du secteur des ravins de Blayeul et de Vente Brun, il est vraisemblable que si les éléments de socle n'apparaissent pas, c'est principalement parce que l'érosion n'est pas assez profonde.

Que ce soit dans le ravin des Pinées ou dans celui de Serre de Rangin, les affleurements ne se prêtent guère à une étude des contacts; cependant, des différentes observations réalisées depuis le Pas de Blayeul jusqu'au ravin de Vente Brun, on peut tirer quelques enseignements :

- le socle est impliqué dans les déformations de la nappe;
- les ravins du Serre de Rangin et des Pinées montrent que le socle n'est pas organisé en klippes sédimentaires (interprétation de Grandjacquet, Haccard pour le socle du Pas de Blayeul), mais qu'il est écaillé au-dessus de niveaux triasiques appartenant à la nappe. Dans le ravin des Pinées, il vient au-dessus d'une série renversée : Hettangien à Keuper. Dans le ravin du Serre de Rangin, il repose sur le Rhétien;
- le socle n'apparaît qu'à proximité (Pas de Blayeul), ou dans des zones très déformées de la nappe : déformations antérieures au charriage.

A partir de ces remarques on peut émettre l'hypothèse que tous ces copeaux de socle sont en fait des écaillés liés à une tectonique (de socle) (phase est-ouest ou N130 ?) antérieure à l'avancée de la nappe. Ils ne représenteraient pas les lambeaux arrachés au substratum de la nappe lors du charriage est-ouest, mais ils feraient partie de la nappe préstructurée qui arrive sur le dôme de Barles; le déplacement de celle-ci provoquant sa part de cisaillements et de déformations; ces dernières sont d'autant plus importantes que la nappe arrive localement plissée sur un substratum irrégulier; ainsi le socle "nappe" se retrouve "écaillé" au-dessus de l'autochtone du Pas de Blayeul.

Ceci est peut-être un peu long pour de si petites masses de socle mais il s'agit de quelques témoins d'un substratum de la couverture mésozoïque, et l'on ne peut les négliger lorsqu'on cherche un substratum carbonifère. Mon hypothèse sur la position du socle revient à considérer ce dernier comme nettement plus allochtone que dans le cas de lambeaux de poussée : ni ces éléments, ni les faciès détritiques particuliers associés (Trias, Permien (?), Carbonifère (?)) n'appartiendraient à l'environnement immédiat du Carbonifère de Barles. Ceci a de l'importance dans la mesure où l'on tente de se faire une idée des prolongements (ici vers l'Est) du Carbonifère sous la couverture.

3. ASPECT GENERAL DE LA NAPPE DE DIGNE, SUR ET A L'OUEST DU DOME DE BARLES

De part et d'autre du Bès, la nappe présente des rapports différents, de structure et de situation, par rapport à son substratum, avec des variations d'altitude de sa base.

3.a. La nappe en rive droite du Bès

La nappe est monoclinale, localement faillée et doublée (Val Haut).

* A l'Est, la nappe vient normalement au-dessus du Muschelkalk, le contact est faiblement incliné vers l'ENE; elle s'élève progressivement jusqu'au toit du dôme le plan de base étant quasiment plat.

* Lorsque le Muschelkalk et le Trias quartzitique plongent (accident de bordure du socle) vers le SSW, la base de la nappe reste à l'altitude de 1330 m environ; au-dessous, s'accumulent des replis du Muschelkalk.

* A l'Ouest du dôme, la nappe plonge légèrement vers le torrent de Val Haut où une faille nord-sud abaisse son compartiment ouest. La base de la nappe recoupe le lit du torrent à 1100 m, puis s'élève à nouveau au-dessus du relief de Pégnyli, à proximité des Cabanes (1250 m, en considérant comme base les niveaux péliques du Keuper supérieur-Rhétien).

Au delà la base reste approximativement à la même altitude jusqu'à Vaux; elle s'élève ensuite vers le Nord, au Col de Clapouse (1680 m). Vers l'Ouest, elle est totalement érodée, mais elle devrait reposer sur le Plateau de Chine (figure n°62 II).

3.b. La nappe en rive gauche du Bès

- la nappe est plissée et présente des cisaillements notamment au niveau des plans axiaux;

- à l'Est, le contact de base de la nappe est plus penté qu'en rive droite; du lit du Bès, il s'élève au-dessus d'un relief à ossature de Muschelkalk, le Serre de la Pierre, où l'on note des plissements et écaillages qui évoquent ceux de Val Haut.

Dans le ravin de Blayeul, la base de la nappe se situe vers 1230 m, altitude comparable à celle de la rive droite immédiatement au Nord;

- vers l'Ouest, dans les différents ravins qui entament les formations de la nappe, on a vu que celle-ci était plissée et que, dans les différents accidents cisailants de la base, étaient pincés des éléments de socle.

Les replis de la nappe sont visibles sur au-moins 300 m de dénivellée, dans le flanc nord du Blayeul; ils peuvent même y occuper plus de 500 m, comme c'est le cas en rive droite du ravin de la Boulette.

La base de la série monoclinale de la nappe s'élève de 230 m, depuis Vente Brun (1450 m) jusqu'au Pas de Blayeul (1680 m).

Au Sud du Pas de Blayeul, la nappe est monoclinale, comme en rive droite et vient recouvrir tranquillement les Barres de Proussier, qui prolongent à l'ESE celles de Chine (voir panorama du Blayeul, figure n°61 II).

Les niveaux de "base" de l'ensemble plissé (nappe), qui reposent sur le Muschelkalk écaillé, affleurent, quant à eux, très bas dans le versant du Blayeul : vers 1200-1230 m en moyenne, et même 1100 m dans le ravin de la Boulette.

4. LE TRIAS ET LES "MELANGES" A L'OUEST DU DOME

Entre la série verticale et renversée de Chine, et la retombée ouest du dôme, le Keuper de la nappe repose sur des formations triasiques : gypses, cargneules, dolomies; celles-ci ne sont pas solidaires du Trias de Chine, elles paraissent davantage liées à celui qui recouvre le "socle" et sont interprétées comme des mélanges tectono-sédimentaires (page 147). Ces formations sont surtout visibles en rive droite du Bès, près du village de Barles où abondent les gypses; vers le Nord, elles constituent le relief de Pégnyli; elles s'étendent vers le NW dans le secteur de Vaux, et vers l'Est dans le torrent de Val Haut; elles sont principalement plissées à N120.

Vers le Sud, elles occupent une partie du ravin de la Boulette :

- en rive gauche, en "amont" des Barres de Proussier, elles sont en grande partie masquées par les éboulis et la végétation, mais le gypse affleure en plusieurs points, notamment au niveau du barrage;
- en rive droite, les gypses supportent la nappe replissée.

Ces accumulations de Trias disparaissent sous la nappe au SE, au-delà du Pas de Blayeul; au NW elles cèdent la place, sous le Col de Clapouse, à des écaillés paraautochtones (feuille de Seyne les Alpes à 1/50 000).

Une partie des formations triasiques s'est resédimentée au cours du Tertiaire. Comme l'avaient décrit Grandjacquet et Haccard (1973, 1975), certains éléments du Trias sont nettement remaniés.

On remarque sur Chine (Collet de Chine) et à Vaux, des bancs de brèches à éléments de Trias (et rares éléments de Lias), des lits gréseux à petits galets de pérites versicolores, parfois à stratifications obliques, et des niveaux d'aspect cargneulique (base).

Ces formations résédimentées discordantes sur le Trias renversé de Chine, présentent des variations de pendage qui ne peuvent avoir une origine sédimentaire, : le plissement de Chine (à N115) est en partie postérieur à la sédimentation de ces brèches.

A Vaux les stratifications obliques et l'orientation des petits galets indiquent que le "creux" de Barles était déjà en partie réalisé.

Des faciès à petits galets se retrouvent localement à Val-Haut (rive gauche), sous des plis, couchés vers le SW, de Muschelkalk; ces derniers sont légèrement écaillés vers l'Ouest, au-dessus de ces lits détritiques. Ce dispositif implique que les déformations à N115-120 affectant le Trias et le Tertiaire de Barles sont antérieures à la mise en place de la nappe. Cette direction (N115) tectonique, qui pour certains auteurs (page 15) est liée à des déformations à grand rayon de courbure, tardives, post-nappe, serait au contraire anté-nappe, et celle-ci viendrait se mouler sur la forme ondulée de la paléotopographie.

D. STRUCTURATION GÉNÉRALE DU SECTEUR DE BARLES-VERDACHES

- **Une première phase nord-sud**, engendrant des plis et des écaillages, est responsable du renversement et du chevauchement, vers le Sud, de l'unité de Chine.

Elle correspond à un premier départ de la couverture du socle "anté-triasique" de Verdaches, le Trias moyen étant probablement resté en place, bien qu'il montre de légers plissements est-ouest.

- **Une seconde phase à N130-140** intervient, plissant le socle. Le pli est faillé au SW; une faille inverse soulève le compartiment de Verdaches, alors que celui de Barles s'enfoncé. Le creux ainsi formé permet l'accumulation du matériel triasique, jusque là resté relativement en place sur le socle. Le Muschelkalk en particulier, est totalement désolidarisé des quartzites et vient s'accumuler, au Sud-Ouest, sous forme de plis couchés (avec une schistosité associée) et de lambeaux mêlés à des formations du Keuper.

La série de Chine suit le mouvement plongeant du compartiment de socle sous-jacent. L'accident Nord-Sud des Monges sépare le synclinal (à N140) d'Esparron - au Nord-Ouest -, de la structure plus complexe de Barles-barres de Chine, sensiblement de même direction, et qui se retrouve sur le même alignement; de part et d'autre de la zone faillée, la couverture et le socle réagissent de façon différente. A la limite des deux structures (Esparron et Chine) correspond sensiblement la limite des formations tectonosédimentaires à éléments de Trias.

- **Un troisième phase (N115-120)**, ou peut-être simplement des mouvements tardifs liés à la deuxième, déforme les sédiments détritiques tertiaires qui participent au comblement du creux structural de Barles, ainsi que leur substratum : les barres de Chine (Nord) et Proussier qui sont verticalisées.

- **Une quatrième phase est-ouest** provoque le glissement épiglyptique de la nappe de Digne. La nappe arrive sur une paléotopographie dont le modelé n'est ni régulier ni plat.

Au Sud du Col de Clapouse, le paléocreux est en partie comblé au NNE des barres de Proussier-Chine par des formations tectono-sédimentaires; le déplacement de la nappe déforme et écaille ces structures. Vers Clapouse ce sont des écailles parautochtones, entraînées à la base de la nappe, qui comblent les zones restées en creux à l'Est des Monges.

La nappe a dû se déchirer autour du môle que constituaient les Monges, pour passer au-dessus du plateau de Chine, où elle est actuellement érodée.

Vers le Sud la nappe repose monoclinalement sur les barres de Proussier (1680 m) et devrait se situer dans la même position et à la même altitude sur celles de Chine.

C'est autour du dôme de socle que la nappe présente le plus de complications tectoniques. Comme je l'ai décrit plus haut (page 153), la nappe y présente des aspects différents de part et d'autre du Bès. Dans la zone de terminaison périclinale du socle où celui-ci plonge au Sud, la nappe montre des cisaillements et des accumulations de plis (dont la plupart sont anté-nappe); ces complications de

structures buttent sur les barres de Proussier. Passées ces barres, au Pas de Blayeul, la nappe est à nouveau "tranquille".

Ce dispositif suggère :

- qu'au NNE des barres, jusqu'au plongement sud du "socle", existait un creux, pas totalement comblé par des formations tectono-sédimentaires de type "Barles", dont on voit quelques représentants dans le ravin de la Boulette;

- et que ce creux a provoqué un découplage complet de la nappe : la nappe pré-plissée arrivant dans la zone de Verdaches, une partie en est piégée dans le creux, tandis que le restant de la nappe poursuit sa progression vers l'Ouest tout en subissant l'érosion. Le paléocreux une fois comblé, la nappe monoclinale (portion d'origine plus orientale) recouvre le tout.

Depuis l'Est du dôme, on voit la partie monoclinale de la nappe s'élever du lit du Bès jusqu'au sommet des barres de Proussier (1680 m), et à la même altitude sur la barre de Chine (anté-érosion); au-dessous la paléotopographie en creux s'est comblée en plusieurs étapes et avec du matériel différent : autochtone, parautochtone et allochtone.

L'ensemble de ces remarques permet de voir que la structure en dôme de Verdaches s'est réalisée avant l'arrivée de la nappe et que ce n'est pas un phénomène tardif comme le proposent différents auteurs (pages 15 et 147).

- **Quant à la possible phase tardive post-nappe**, elle ne se manifeste pour moi que par un soulèvement général du secteur sans déformation plicative puisque d'une part les plis à N115 sont anté-nappe (Val Haut), et que le dôme s'est dessiné avant l'arrivée de la nappe, sa structure même étant responsable du découplage de celle-ci.

On sait que la région est soumise à une **contrainte rémanente nord-sud**; autour de Verdaches celle-ci est peut-être responsable de petits décrochements (Val Haut) réutilisant d'anciens plans de failles, mais apparemment pas d'un plissement.

3° PARTIE

LE CARBONIFERE

CHAPITRE I - SECTEUR OUEST

A. LE CARBONIFERE DES MOULIERES

1. HISTORIQUE

Scipion Gras - encore et toujours lui - (1840) signale la découverte à Châteaufort, "au quartier de la Molière, sur la rive gauche de la Sasse, d'une couche d'antracite moins puissante que celle de Clamensane, mais qui lui ressemble tout à fait sous le rapport du gisement et de la qualité"...on y a fait quelques fouilles qui ont bientôt été abandonnées. Ce gîte se trouve dans une position plus difficile que celui de Clamensane, et offre encore moins de ressources".

.. En 1846 deux demandes de concessions de mine d'antracite ont été faites pour exploiter le charbon : deux au quartier des Molières, une au quartier d'Entraix. L'un des demandeurs envisageait également d'exploiter des "carrières de quartz" pour faire des meules de moulin (Cauvin, 1920b).

.. D'autres tentatives ont été faites pour exploiter l'antracite, toujours de façon très artisanale. Il paraît que l'on pouvait voir encore assez récemment sur la colline, des vestiges d'infrastructures métalliques ayant servi à la dernière extraction, mais je manque de renseignements pour cette période.

.. En 1957 une première récolte, de flore fossile, effectuée par Orgeval et Zimmermann a permis d'attribuer la série houillère au Stéphaniens moyen (Sarrot-Reynaud) :

"Lithologiquement, ce Stéphaniens est représenté par : du grès fin, rouillé, micacé, finement lité, de couleur gris foncé, et des schistes noirs, feuilletés, renfermant des plantes. Aucun métamorphisme n'a été constaté, le gisement paraît identique au Stéphaniens qui affleure au cœur du dôme de Barles."

.. Haudour et Sarrot-Reynaud (1960) comparent le Carbonifère des Molières à celui de Barles et émettent l'hypothèse que la série de Nibles pourrait être une écaille décollée au sommet d'une série équivalente à celle de Barles.

Les géologues ne se sont intéressés par la suite qu'à sa signification tectonique. J'ai procédé à une étude sommaire de la série carbonifère des Molières (Guiomar, 1982) mais là aussi la position "énigmatique" de cet énorme bloc de socle "antétriasique" a été le principal pôle d'intérêt. Lors d'une visite de l'affleurement avec Vetter, celui-ci put reconnaître sur place un certain nombre de fragments végétaux (Guiomar, 1982).

2. FLORE DES MOULIERES

Flore récoltée par Orgeval et Zimmermann - détermination de Sarrot-Reynaud (1957) :

- *Sphenophyllum thoni* MAHR;
- *Sphenophyllum oblongifolium* BRONGNIART;
- *Pecopteris polymorpha* BRONGNIART;
- *Annularia stellata* SCHLOTH;
- *Syringodendron* (association de *Sig. reniformis* BRONGNIART).

Détermination sur le site de quelques éléments floristiques par Vetter (1981, 1982) :

- *Pecopteris unita*;
- *Annularia sphenophylloïdes*;
- *Calamites* sp..

J'avais récolté durant l'année du DEA un certain nombre de fossiles végétaux. Je n'ai eu les résultats des déterminations que plus tard.

Je fournis donc ici une nouvelle liste - détermination de Laveine (Université de Lille) :

- *Pecopteris* sp. (cf. *polymorpha* ou *pseudobucklandi*);
- *Pecopteris polymorpha* BRONGNIART;
- *Calamites* sp.;
- *Sphenophyllum* sp.;
- *Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR et KAULFUSS;
- *Annularia sphenophylloïdes* ZENKER;
- *Nemejcopteris feminaeformis* (SCHLOTEIM);
- *Annularia stellata* (SCHLOTEIM).

Age : Stéphanien B minimum, car *Nemejcopteris feminaeformis* semble plus fréquent à partir de ces niveaux là.

P. polymorpha et *S. oblongifolium* sont caractéristiques de la totalité du Stéphanien.

L'âge stéphanien moyen se confirme donc.

J'espérais obtenir également quelques résultats avec la palynologie. Malheureusement les échantillons envoyés à mademoiselle Doubinger se révélèrent totalement inexploitable (matrice organique très évoluée et spores méconnaissables).

3. PRESENTATION DE L'AFFLEUREMENT "ETAT DES LIEUX" (figure n°63 II)

Le site des Moulières a été décrit dans la partie II : seul l'affleurement principal peut être "exploité" pour une approche sédimentologique du Carbonifère; il dessine une bande allongée sur le versant ouest des Moulières.

L'affleurement est très tectonisé; le bloc de "socle" a non seulement subi la tectonique distensive du rifting jurassique, mais aussi les phases alpines... et le Carbonifère a peut-être aussi essuyé les derniers soubressauts de la tectonique tardi-hercynienne.

Le Houiller est plissé et faillé, les cisaillements sont nombreux, et les dysharmonies facilitées par les niveaux de charbon. Les épaisses barres gréseuses découpées par les accidents et très diaclisées confèrent un aspect très chaotique à la formation.

Le matériel rocheux, très fracturé et de plus situé sur un versant assez raide, a une fâcheuse tendance à s'ébouler voire à s'écrouler.

Le Carbonifère des Moulières n'est pas fait pour appâter les sédimentologues.

4. LITHOLOGIE ET SEDIMENTOLOGIE

4.a. Description macroscopique, coupes :

Du Sud vers le Nord je présenterai trois coupes succinctes.

Coupe I (figures n°64 II, 65 II et 67 II)

La première coupe (MI), située à la limite sud de l'affleurement, est très discontinue; le matériel très altéré et tectonisé s'effrite sur place produisant des épandages ébouleux.

Au-dessus de la brèche rouge gypseuse décrite (page 111), la coupe du Carbonifère débute par environ 2 mètres de micro-conglomérats "arénisés" (1), puis viennent des bancs de grès sombres (2) à patine verte à rouille; les bancs épais de 10 à 15 cm, présentent un granoclassement assez mauvais (séquence positive) : à la base s'observent de nombreux petits galets (granules de 1 à 2 cm) de quartz subanguleux noyés dans une matrice grossière, micacée; parmi les éléments grossiers : granules et grains de quartz, on note quelques rares fragments de feldspaths potassiques. Vers le haut, les bancs deviennent gréseux puis silto-gréseux, très micacés. Les bancs se terminent par un lit mince, argileux, contenant des graviers de quartz isolés qui annoncent la décharge détritique du banc suivant. Lorsque le banc supérieur manque à l'affleurement, et que les argiles ont été éliminées par l'érosion, il ne reste à la surface supérieure du banc que les graviers quartzeux qui lui donnent un aspect très rugueux (figure n°66 II).

Après une zone d'invisibilité (zone ébouleuse et passage de faille possible) se dresse une nouvelle barre gréseuse (3). Les éléments détritiques y sont moins grossiers qu'en (2), bien qu'il existe encore des lits à matériel graveleux; les bancs sont moins épais; on remarque quelques bancs avec un granoclassement assez fruste, de séquence positive, avec en particulier un banc gréseux se terminant par des silts gréseux, charbonneux et micacés, un joint argileux plastique jaune (soufre) le sépare d'un banc très comparable mais de séquence négative.

Les grès (3) font place à un ensemble très tectonisé, de faciès fins noirs (4).

A la base de (4), les petits bancs (centimétriques) silto-gréseux, passent progressivement à des siltites noires très fines, puis à des pélites charbonneuses; la formation se termine par un niveau de charbon pulvérulent (5), broyé sous les conglomérats de base du Scythien.

Coupe II (figures n°63 II, 64 II et 68 II)

La coupe II débute dans des niveaux très tectonisés. Des grès grossiers micro-conglomératiques, bréchiques (1) à patine rouge, sont pincés dans une structure plurimétrique, plissée et faillée; de part et d'autre du grès, les flancs sont représentés par 2 à 3 m de niveaux silto-gréseux très micacés à intercalations silto-charbonneuses. Le compartiment situé au Nord des grès rouges est lui-même replissé; on y observe des siltites laminées à radicules au contact de lits charbonneux broyés.

Un contact dysharmonique fait reposer une barre (3) gréso-conglomératique, sur les sédiments fins (2). Cette barre (4 m), verte à rouille en surface, montre à la cassure une roche de couleur claire presque blanche : très riche en quartz; elle est essentiellement micro-conglomératique. Les éléments sont à majorité graveleux (2 à 3 mm), subanguleux; quelques éléments atteignent 2 cm de diamètre. Les faciès sont de plus en plus micacés vers le sommet de la barre.

Des grès sombres (4) assez fins, surmontent la barre (contact invisible); les bancs épais de 20 cm en moyenne présentant de petits faisceaux ou feuillets obliques, arqués. Les faciès s'affinent vers le haut et passent à des siltites gréseuses et micacées, à radicules (5); au sommet les siltites contiennent en outre différentes empreintes végétales et se terminent par un lit charbonneux broyé.

Au-dessus du charbon tectonisé vient une barre gréseuse (6) (coupe II 7), verte et rouille en surface, très disloquée et altérée.

Cette barre vient dans le prolongement de la barre I(3), et l'on retrouve entre II(6) et les conglomérats du Trias les faciès silteux noirs, ici réduits par la tectonique (7), et le niveau de charbon broyé sous le contact (8).

Coupe III

La coupe III montre au bas des affleurements de Houiller un premier ensemble de bancs (1) gris clair micacés, très fracturés et altérés, puis un second (2) où la stratification est mieux conservée et soulignée par des joints charbonneux et très micacées; les grès clairs s'organisent en petits bancs réguliers.

Un accident sépare les grès (2) de la barre grés-conglomératique suivante (3) (figures n°68 II et 69 II); cette dernière se subdivise en deux gros bancs (1 m et 0,8 m) de faciès micro-conglomératiques à gréseux grossiers; la patine en est une fois de plus verte et rouille.

On note la présence de fragments de troncs de calamites (dont certains visibles sur la figure n°69 II près du marteau). Les deux bancs sont séparés par un joint charbonneux qui a été utilisé comme plan de faille.

Un nouveau contact dysharmonique, mettant à profit les joints silto-charbonneux, se superpose à la barre (3) des grès (4) très tectonisés dilacérés en grosses amygdales. Les grès (1,50 m), relativement clairs, micacés, s'organisent en petits bancs (10 cm) et admettent de minces intercalations silto-gréseuses noires, micacées et charbonneuses. Parmi les éléments détritiques, on note la présence de galets mous charbonneux.

Sur environ 1,50 m d'épaisseur se remarque un nouvel ensemble de bancs gréseux (5), de faciès assez fin, sombre, mais plus compact que (4). Viennent ensuite des niveaux (6) silto-gréseux : sur 80 cm s'observent des grès micacés, fins, gris foncé et des siltites noires, terminées par un niveau de charbon broyé (coupe III(10)) sous la masse gréseuse sus-jacente (7).

Le niveau de charbon, parfois mêlé à des argiles plastiques, qui occupe sur cette coupe environ 10 cm d'épaisseur, s'épaissit quelques mètres au Sud, où l'on trouve sous la barre (7) une excavation correspondant sans doute aux vestiges d'une ancienne "galerie" de mine.

La barre micro-conglomératique et gréseuse (7) (3,5 à 4 m), de couleur claire, très fracturée, contient quelques fragments de calamites.

Au-dessus de la barre (7) et sous la barre suivante (11), d'épaisseur et d'aspect comparable (de patine rouille et verte, et également très fracturée), se trouve un ensemble très hétérogène, constitué de panneaux de roches biseautés, découpés par un réseau d'accidents qui ont mis à profit les joints charbonneux.

Au-dessus de (7), vient un niveau silteux (8), noir, charbonneux et micacé, d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur, sous le bloc (9). Le bloc (5 2,5 m) micro-conglomératique et gréseux (plus grossier à la base), à patine rouge et verte, est pincé entre deux ensembles silteux : les niveaux 8 et 10; ces derniers se "rejoignent" au-dessus du bloc. En crête les silts viennent au-dessus de grès clairs très fracturés notés 9' sur la figure n°68 II. Les grès fins micacés et les silts noirs (10), contiennent de nombreuses empreintes végétales.

En (11), les faciès sont plus gréseux : grès micacés, charbonneux et silts noirs peu abondants (2 m); puis viennent des grès (12) plus grossiers, dilacérés, pincés entre deux accidents dysharmoniques.

La barre (13) supporte un ensemble silto-gréseux noir (14), d'environ 2 m, et constitué de siltites gréseuses micacées à débris de tiges herbacées, et de grès fins sombres; le niveau (14) se termine par un charbon broyé sous la première barre du Scythien. Vers le Sud, entre les coupes II et III, le charbon inséré entre les deux niveaux (20 cm chacun) de siltites noires a été exceptionnellement épargné par la tectonique; très localement on peut donc observer une couche de 15 à 20 cm de puissance.

Corrélation d'une coupe à l'autre

Les coupes I et II correspondent très nettement au niveau du charbon et des formations sous-jacentes (et "continuité" du niveau blanc) silts et grès.

Les coupes II et III ont en commun les niveaux inférieurs : avec comme repère le charbon broyé et la barre épaisse (4 m) gréseuse qui vient au-dessus. Cette barre pourrait se rattacher au faciès altéré de la base de la MI.

Entre les coupes I et II la barre III(7) paraît correspondre aux grès conglomératiques blancs qui supportent des bancs verticalisés (figure n°70 II) de faciès plus fins (cf. II(4)).

Pour la partie haute de la coupe III, les corrélations avec la coupe II sont délicates à cause de l'importance de la tectonique, de nombreuses failles cisailant les barres. Le charbon visible sous le Trias, tout au long de la zone d'affleurement, paraît se suivre mais le charbon qui facilite les glissements banc sur banc peut être entraîné relativement loin à la base des écaillages et reposer sur des niveaux très différents de son lieu d'origine.

Le charbon de II se relie peut-être avec les niveaux très tectonisés à la base des grès 12 et 13 de la coupe III, mais c'est peu probable, bien que ce dispositif puisse correspondre avec les épaisseurs des corps. L'épaisseur des niveaux supérieurs des coupes I et II, est certainement réduite tectoniquement par rapport à la coupe III (peut être épaissie par des écaillages et replis (III(8) à (10)).

4.b. Structures sédimentaires et séquences

Les corps gréseux sont très abîmés par la tectonique. Les principales barres rocheuses sont débitées et on ne sait pas toujours si ce découpage n'est pas hérité pour certaines de la forme lenticulaire de corps sédimentaires ou de plans d'accrétion... il semble que ce ne soit généralement pas le cas.

La stratification dans les corps gréseux grossiers et micro-conglomératiques est fruste; certains gros bancs ne sont pas laminés. On rencontre dans ces grès quelques fragments de calamites.

Lorsque des laminations dans les grès sont visibles elles sont généralement parallèles à la stratification. Au niveau des bancs on observe assez souvent des grano-décroissances vers le haut et exceptionnellement vers le bas (coupe I). La base, tectonisée, de la plupart des gros ensembles gréseux ne permet pas d'observer de figure de ravinement.

Parmi les bancs gréseux de faciès relativement fins et sombres on a pu remarquer quelques figures sédimentaires : la barre gréseuse verticalisée située entre MI et MII montre quelques faisceaux de laminations obliques, arquées, de grande taille (petits chenaux en cuillers); ces bancs sont ravinés, le remplissage du ravinement montre des faciès gréseux très grossiers non classés contenant quelques fragments de calamites.

Sur la coupe II, les niveaux (4) (équivalents latéraux des grès à stratifications obliques ci-dessus) présentent également des faisceaux de feuillets obliques arqués mais de plus petite dimension que ceux décrits précédemment (rides).

Parmi les siltites, certaines sont traversées par des radicules; ces niveaux, toujours laminés, se terminent généralement par un lit charbonneux.

La série se compose de séquences (plurimétriques) positives, avec :

- à la base : un ensemble de gros bancs à faciès détritique grossier (micro-conglomérats à grès grossiers) qui tend à s'affiner vers le haut;
- des niveaux sombres micacés gréseux à silto-gréseux avec des figures de rides ou de petits chenaux en cuillers;
- des siltites noires laminées, parfois à radicules, devenant pélitiques et charbonneuses vers le haut;
- au sommet : un lit de charbon.

4.c. Quelques informations supplémentaires de détail

* Cinérites ?

Au sommet des coupes I et II se remarquent des fragments de roche blanche. Les débris sont particulièrement abondants au sommet des affleurements de la coupe 1 (figure n°67 II) : aux faciès noirs silteux sont mêlés sur la crête, des fragments de bancs de couleur blanche, qu'on ne retrouve pas plus bas pour des raisons de tectonique.

Ayant pensé qu'il pourrait s'agir là d'une cinérite, j'ai effectué une analyse diffractométrique des argiles; les diagrammes ont montré que le matériel argileux est uniquement illitique (illite très bien cristallisée).

Les cinérites sont souvent caractérisées par la présence de kaolinite, mais aussi et surtout par la présence exclusive d'une seule espèce minérale, l'argile formée étant fonction du milieu dans lequel se déposent les cendres. La présence de l'illite ou d'interstratifiés signe un dépôt qui s'effectue sous une tranche d'eau suffisante pour éviter la pédogénèse (Frère, 1984).

En lame mince, on reconnaît une pélite, très riche en muscovite et à très petits grains de quartz, bréchifiés, non roulés; le faciès présente de nombreux petits pores, mais on n'y voit pas d'écharde de verre volcanique.

Ces différentes observations ne permettent pas d'affirmer qu'il s'agit d'une cinérite mais l'hypothèse n'est pas à rejeter.

Dans les "mélanges", décrits dans la partie II du mémoire, et provenant de la resédimentation au cours du Jurassique d'un matériel carbonifère et triasique, j'ai récolté des éléments de roches altérées, dont le faciès très fin et la couleur blanche rappellent tout à fait ceux qui viennent d'être décrits.

L'analyse diffractométrique révèle une composition uniquement illitique (également extrêmement bien cristallisée).

En lame mince le faciès rappelle également le précédent, avec en plus présence de sphérolites de calcédoine (vides diagénétiques) et peut-être de petits fragments de verre (bord de bulle ?).

• Argiles

Les autres sédiments silteux ou pélitiques et grès du Carbonifère montrent une fraction argileuse constituée presque exclusivement d'illite; on trouve parfois des smectites (1/10), la kaolinite et la chlorite paraissent parfois en traces.

Il n'y a donc pas de différence significative avec les faciès blancs. La pédogénèse est donc, ici encore, rapidement bloquée par immersion ou enfouissement rapide, mais des traces d'une évolution plus poussée subsistent parfois.

• Éléments figurés parmi les détritiques, et minéraux lourds :

- les quartz sont largement majoritaires; leur observation au M.E.B. donne des résultats décevants, confirmant sans plus les observations macroscopiques quant au milieu de dépôt, exception faite de traces éoliennes sur un grain;

- des éléments proviennent du remaniement du Houiller : petits galets de grès fins, parfois de sédiments non encore indurés, galets mous;

- les feldpaths sont rares, seuls les feldpaths potassiques sont représentés;

- on note quelques rares fragments de quartzophyllades et de micaschistes;

- les minéraux lourds : zircons, grenats, andalousites, tourmalines, apatites, épidotes, sphènes indiquent également une érosion de roches métamorphiques.

• Le ciment des grès souvent rare surtout dans les faciès grossiers est composé d'une fraction argileuse peu abondante à absente; il est principalement occupé par de petits grains de quartz, des micas, et presque toujours un peu de matière organique.

Au niveau de la lame mince aussi, le Carbonifère porte des traces de tectonique : on observe de nombreux stylolites (planche III.E) soulignés par la matière organique. Les dissolutions et recristallisations de silice sont fréquentes, les micas sont souvent tordus (tectonique ?).

• Le charbon

La seule couche de charbon intacte aux Moulières se trouve à proximité de la coupe III; épaisse de 15 à 20 cm elle se subdivise en deux gros lits. Le charbon est compact, homogène, sa cassure est conchoïdale, brillante; il est fissuré perpendiculairement aux plans de stratification; il a l'aspect d'un anthracite. Au sommet de la couche, celle-ci se délite, elle est constituée sur quelques millimètres d'alternances de lits de vitrain et de lits de durain.

A la centrale thermique de Meyreuil (Houillères de Provence), j'ai pu participer à la détermination des caractéristiques physiques du combustible charbonneux, sur deux échantillons. Les échantillons proviennent tous deux de niveaux situés à proximité immédiate de la coupe III :

- le charbon pulvérulent de base (III6); le prélèvement a été fait au niveau de l'excavation (ancienne mine ?);

- l'"anthracite" (III14), prélevé dans la couche épargnée par la tectonique avec pour ce niveau, une détermination des caractéristiques pour chacune des trois "sous-couches", pour comparaison;

	Coupe III(14)			Coupe III (6)
	1/2 inf.	1/2 sup.	surface sup.	
Humidité	7,47	6,41	5,73	12,73 %
Mat. volatiles	13,73	9,67	9,74	9,68 %
Cendres	17,85	12,6	15,41	37,15 %
Pouvoir calorifique sup. sur brut Kcal/Kg	5640	6254	6026	3764
P.c.s. sur sec Kcal/kg	6098	6687	6386	4327

- le "charbon" coupe III(6) est, bien sûr, de très mauvaise qualité : le taux de cendres laisse supposer qu'il s'est mélangé à des stériles lors du broyage tectonique;

- le "charbon" coupe III (14) ne donne pas non plus de résultat caractéristique, peut-être pour des raisons d'altération à l'affleurement - il est impossible de "rafraîchir" la coupe. Les pourcentages de matières volatiles le désignent comme un demi-anthracite ou une houille maigre; Son pouvoir calorifique relativement faible est à rapprocher de celui des charbons "alpins" dont c'est une caractéristique (Schmidt, in Lombard, 1946; Barrabé et Feys, 1965).

4.d. Essai d'interprétation (milieu de dépôt), conclusion

La série stéphanienne se caractérise par l'abondance des faciès détritiques. Le matériel détritique est assez grossier, les éléments conglomératiques ne dépassent cependant pas 2 cm de diamètre et ceux atteignant cette taille sont assez rares. L'apport est donc sableux et graveleux, les grains sont fréquemment sub-anguleux.

La roche étant en très mauvais état, la géométrie des corps gréseux ne peut être définie de façon sûre, de même que leur structure interne, les laminations pouvant passer inaperçues. Les laminations obliques paraissent rares et intéressent des bancs à faciès gréseux relativement fins. Les laminations visibles sont généralement parallèles à la stratification. Le granoclassement est plutôt mauvais, les séquences au niveau des bancs sont granodécroissantes, exceptionnellement négatives. La base des gros bancs gréseux n'est pas observable (chenalisante ?, plane ?) du fait des cisaillements.

Les faciès fins sont peu représentés, laminés, ils peuvent contenir des empreintes végétales et sont parfois traversés de radicules; on n'observe pas de nodules; l'illite est pratiquement le seul minéral argileux représenté, y compris dans le lit de cinérite "probable" - on a là des indices de milieu inondé.

L'environnement ne paraît être jamais exondé, en tout cas de façon durable, suffisante pour permettre une altération pédogénétique et l'implantation d'une végétation importante (pas de tronc en place par exemple). Les séquences, à l'échelle plurimétrique, sont positives et se terminent par un lit de charbon.

Bien qu'à partir de ce seul affleurement il ne soit pas possible de se faire une idée précise de l'environnement houiller des Moulières, on peut reconnaître que localement les dépôts paraissent correspondre à des épandages fluviaux (type de réseau indéterminé) dans une plaine alluviale, peut-être distale, car les faciès sont relativement fins. La granulométrie ne peut cependant être tenue comme absolument caractéristique d'une telle zone, le matériel transporté étant bien sûr fonction de ce qui est disponible à proximité.

L'inondation paraît fréquente, le milieu palustre à lacustre, mais les comblements par les détritiques dominant. D'après quelques observations de détail on pourrait avoir des indices de delta sous lacustre (mini-séquences négatives, bancs à éléments détritiques non classés, quartz...).

L'impossibilité d'implantation d'une végétation complète, et la réduction des faciès silteux sont peut-être le signe d'une "période" relativement humide, de fortes précipitations pouvant favoriser l'arrivée massive du matériel détritique.

L'affleurement de Stéphanien moyen des Moulières se prête mal à une analyse sédimentologique, et à une reconstitution du milieu; l'intérêt de la série tient essentiellement dans la possibilité de comparaison avec les autres affleurements, ceux de Barles en particulier.

B. LE CARBONIFERE DE CLAMENSANE (figure n°71 II)

1. HISTORIQUE

Scipion Gras (1840) donne une description du "Carbonifère" :

"A Clamensane, au hameau de la Roaste, on voit au milieu des schistes argilo-calcaires du terrain jurassique, et dans le voisinage d'une masse de gypse une couche d'anthracite d'un mètre d'épaisseur, que l'on a essayé plusieurs fois d'exploiter, mais sans succès. Ce combustible n'est point homogène; sur quelques points, il est brillant, compact, et présente l'aspect d'un anthracite de bonne qualité; ailleurs, il passe à un schiste charbonneux, friable, extrêmement terreux et brûlant avec peine. En général, il est intimement mêlé de pyrites de fer et couvert d'efflorescences verdâtres dues à leur décomposition. Ce gîte paraît inexploitable à cause de sa mauvaise qualité et de l'irrégularité de la couche, qui se ramifie et se divise en veines sans suite. En outre il est situé dans des terres friables et dans un pays d'accès difficile".

Cauvin (1920b) dans son étude sur les possibilités d'une meilleure exploitation du sous-sol des Basses-Alpes, signale à Clamensane plusieurs demandes d'exploitation de l'anthracite en 1846, dont une est acceptée en 1847. Les couches de charbon étaient signalées près de Rouast ou hameau de la Rouste et le long du torrent de Vermeil jusque sur la commune de Faucon. En 1856 une nouvelle demande est faite par un volonnais; ce dernier aurait en 1859 découvert des couches de 0,50 à 2 m d'épaisseur, mais la concession ne lui fut pas accordée.

En 1874 de nouvelles demandes sont effectuées, mais le garde des mines, bien qu'ayant reconnu quatre couches de charbon, a déclaré ce gîte inexploitable et souligné le manque de chemin.

...Des chemins ont toutefois été aménagés pour l'exploitation du charbon : on en retrouve des vestiges dans le vallon du Vermeil... aujourd'hui ils font à nouveau défaut... Un vieux berger me conta comment, pendant l'entre-deux-guerres, le charbon extrait était ramené au village par charrette ou à dos de mules dans le ravin de la Gypièrre et du Vermeil.

Lorsque les géologues "redécouvrent" le Carbonifère, ils ne s'intéressent qu'à sa position structurale, laissant de côté la sédimentologie.

2. AGE DU CARBONIFERE

Les sédiments houillers de Clamensane n'ont jamais été datés. Je n'ai malheureusement pas trouvé d'empreinte végétale bien conservée, seulement des débris, des tiges herbacées.

La palynologie n'a pu combler cette lacune, la plupart des prélèvements étant stériles; seul un échantillon provenant du ravin de la Gypièrre (amont) a fourni de nombreux spécimens... mais indéterminables (corrosion, carbonisation)... Y. Caro a pu reconnaître quelques éléments appartenant au genre *Laevigatosporites*.

3. QUELQUES INDICATIONS LITHOLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

3.a. Ravin de la Gypièrre

* Dans le ravin de la Gypièrre la majorité des faciès sont fins :

- grès sombres fins micacés parfois psammitiques et siltites noires parfois charbonneuses, argillites...;
- sur la coupe (9) de Clamensane les 5 à 6 mètres de Carbonifère qui supportent les gypses montrent une série de petits bancs (5 à 10 cm), silto-gréseux noirs, à litage parallèle horizontale; le sédiment est très pyriteux : pyrites en grains (planche III.A), et parcouru de nombreux filonnets de pyrite et de chalcopryrite;
- dans le ravin de Bouisset (coupe 11), le Carbonifère occupe une cinquantaine de mètres, en dénivelée, mais la coupe en est discontinue. Cette dernière présente à la base des grès clairs, fins, en plaquettes, puis dans la partie moyenne, des siltites et argillites noires très pyriteuses et enfin au sommet, à nouveau des faciès fins à dominante gréseuse. A la base de la "coupe" comme au sommet, parmi les bancs de grès à litage parallèle horizontal, se remarquent quelques bancs à laminations contournées, à microslumps.
- le ravin situé au Nord de celui de Bouisset, fait affleurer dans une zone d'arrachement, une quinzaine de mètres de Houiller. La roche est malheureusement très fracturée et la coupe escarpée, les observations sont difficiles. La série, monotone, est composée d'alternances de niveaux gréseux et silteux.

Les niveaux de grès, clairs, épais de 20 à 50 cm, sont formés de plusieurs petits bancs (5 à 20 cm) à litage parallèle horizontal; les grès ont une granulométrie fine à moyenne; ils sont micacés, parfois psammitiques, leurs joints sont souvent charbonneux.

Les niveaux silteux noirs, laminés, parfois gréseux, ont une épaisseur comparable à celle des grès. Ils contiennent localement des débris de tiges végétales carbonisées, ce sont eux qui ont fourni les spores (ci-dessus, paragraphe 2.).

Aux 2/3 de la coupe, un niveau silteux contient un lit charbonneux pulvérulent.

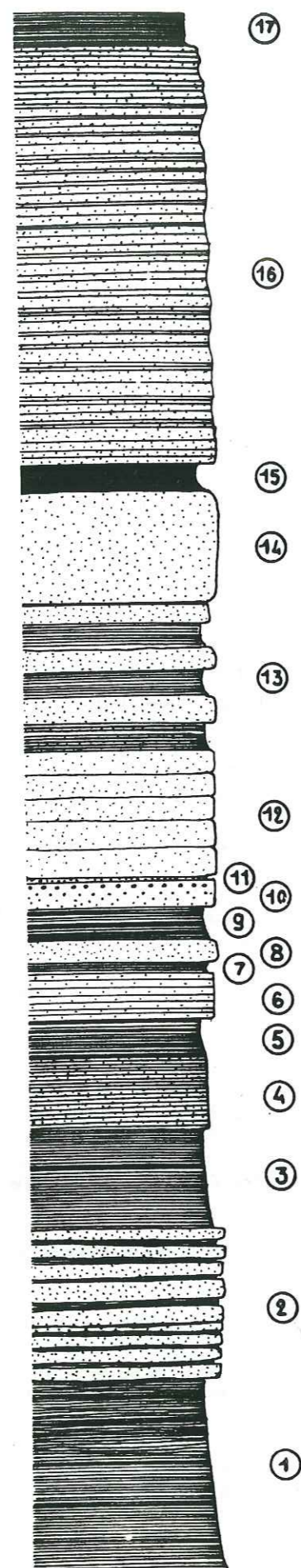
* Des détritiques grossiers se rencontrent dans le ravin de Gypièrre : dans sa partie aval (cf. coupes 2 et 4), et tout en haut de la partie amont, dans le versant très couvert qui descend du sommet 1063 (Sud). Ils sont représentés par de gros bancs (0,5 à 1 m) de grès grossiers et de micro-conglomérats à l'aspect bréchiq, aux éléments quartzeux subanguleux. Les faciès rappellent ceux rencontrés aux Moulières.

3.b. Torrent du Vermeil

C'est sur la rive droite du Vermeil, à proximité des ruines de Rouchon, que le Houiller affleure le plus largement. Les pointements sont assez dispersés, deux ravins au Nord de Rouchon permettent de lever des coupes succinctes.

La première (Sud) est très discontinue; sur une trentaine de mètres en dénivelée on note de bas en haut :

- des grès disloqués altérés, très grossiers; certains niveaux sont micro-conglomératiques, certains bréchiq, en gros bancs (5 à 6 m ?, altitude 795 à 810 m);
- un ensemble de bancs (plus petits), grés-silteux à fins débris végétaux (1 m et plus ?);
- vers 815 m, des grès fins, pyriteux, très altérés dans lesquels se remarque un niveau charbonneux pulvérulent; latéralement, on observe à nouveau des grès fins à débris végétaux;
- enfin au-dessus de l'ancien chemin muletier (825 m), une excavation (ancienne exploitation ?) dans la pente permet de voir un niveau de charbon broyé (débris de vitrinite).



(figure n°52) CARBONIFERE DE CLAMENSANE : COUPE DE ROUCHON.

Une cinquantaine de mètres au Nord, la seconde coupe (13 m environ), heureusement un peu meilleure, montre, de bas en haut (figure n°52) :

- 1- des siltites noires, parfois finement gréseuses, micacées, avec des passées charbonneuses;
- 2- des grès sombres et roux, silteux, psammitiques, à interlits souvent charbonneux et débris végétaux indéterminables;
- 3- des siltites noires micacées avec, au milieu de ce niveau, un lit de charbon (0,70 cm) inséré entre deux lits d'argile noire;
- 4- des grès sombres très micacés;
- 5- des siltites noires avec passées charbonneuses broyées;
- 6- des grès clairs, silteux, très micacés;
- 7- des siltites noires;
- 8- des grès très fins, très micacés, clairs;
- 9- des siltites-argilites noires avec au milieu un lit de vitrinite;
- 10- des grès moyens, clairs très micacés, à joint charbonneux; les éléments détritiques sont plus grossiers vers le haut (petite séquence négative), et contiennent de nombreux grains noirs oxydés et des débris de charbon;
- 11- une passée silto-gréseuse "surmicacée";
- 12- des grès clairs fins micacés en bancs de 20 cm; ils occupent 1,30 m sur la coupe et se réduisent à 20 cm quelques mètres au Sud;
- 13- des alternances de grès et de silts noirs en petits bancs, très altérés; cet ensemble de bancs se réduit également vers le Sud; les niveaux (12) et (13) constituent un corps lenticulaire mais on ne peut préciser davantage sa géométrie à cause des conditions d'affleurement toujours mauvaises;
- 14- des grès en gros bancs;
- 15- un niveau charbonneux de 10 à 20 cm, pulvérulent;
- 16- des grès sombres très altérés, silteux, micacés et pyriteux (planche III.C);
- 17- des siltites et argilites à interlits de charbons (vitrinite); la base de cet ensemble débute par un lit de vitrinite de 0,7 cm.

En divers endroits autour de Rouchon se remarquent de gros bancs à faciès détritique grossier; généralement très altérés ils ne permettent pas d'observer des détails de figures sédimentaires. Comme dans le ravin de Gypièrre, les faciès fins sont abondants; on les remarque plus particulièrement vers le Sud (la Baume : coupe 16, 17) et vers le Nord (Choupas, Vermeil : coupe 19, Gorge de l'Ours).

4. QUELQUES DONNEES SUPPLEMENTAIRES : MINERAUX LOURDS, MEB

* L'analyse des minéraux lourds a montré quelques différences avec les Moulières (mais n'intéressant que deux niveaux d'échantillonnage : les siltites (3) de la coupe précédente et les siltites à spores de la Gypièrre); on note en particulier :

- la présence d'apatite, en grains et en fragments de prismes plus ou moins arrondis;
- également la présence de quelques grains de carbonates : calcite-dolomite (non différenciées) et de sidérite, indices d'un milieu à la limite de l'inondation.

* L'observation au MEB de quelques grains de quartz provenant des mêmes échantillons paraît montrer des traces de pédogenèse et surtout l'intervention d'une diagénèse importante.

5. MILIEU DE DEPOT

Comme pour les Moulières, les structures sédimentaires sont mal conservées. Les grains étant souvent altérés, on ne peut dire avec certitude qu'ils ne présentent pas de stratification oblique par exemple...

On note cependant une relative abondance des faciès silteux avec de petits lits de charbon. Ce dernier ne paraît pas terminer, comme aux Moulières, des séquences positives, mais se trouve plus intimement lié au dépôt de sédiments fins. Occasionnellement, on le voit directement reposer sur des grès et recouvert par des grès silteux pyriteux (16 de la coupe).

Les laminations sont généralement parallèles, on note au moins une séquence négative à l'échelle du banc (10). On pourrait voir dans la succession de ces lithofaciès un milieu inondé lacustre à palolacustre. Le milieu lacustre conviendrait également à la position du charbon (15) entre deux niveaux de grès : on reconnaît là un charbon allochtone. Le gros banc situé au-dessous et qui ne montre pas de lamination pourrait dans ce même sens être interprété comme un *debris flow* de faciès lacustre - limite d'un delta sous-lacustre.

Le milieu lacustre paraît être l'environnement originel du petit affleurement de Bouisset où, parmi les petites plaquettes de grès fins à très fins, se voient des micro-slumps.

C. LE CARBONIFERE DE SAINT GENIEZ

1. HISTORIQUE

- La "houille" de Saint Geniez est citée dès 1684 par Darluc (in Kilian, 1888);

- Cauvin (1920b) nous renseigne sur l'histoire "ancienne" de la mine :

à plusieurs reprises il fut question de l'exploiter pour faire fondre le minerai d'alkifoux de la mine de Sorine située à quelques kilomètres mais pour des raisons financières, le minerai étant vendu tel quel; "des bêtes de sommes transportaient le minerai jusqu'à Sisteron, par une route non charretière. De Sisteron, il descendait la Durance par radeaux"... direction Marseille... c'était vers 1820...

"à côté de la mine de plomb, se trouvait un gisement d'antracite au quartier du Verger, "au pied d'un ancien volcan qui forma la montagne de Trénon" dit M. de Commandaire qui demandait la concession, afin de fondre le plomb tiré des mines voisines"

..."l'ingénieur Gardien déclarait que la mine était riche et abondante, elle était formée par une couche irrégulière d'antracite associé à des grès quartzeux et se trouvait sur le chemin menant à Authon."...

..."En 1833, les travaux avaient commencé; il furent abandonnés en 1834. Quelques années après, en 1838, l'ingénieur constatait qu'ils avaient cessé à la suite d'éboulements."

- Gras (1840) dans son inventaire "statistique minéralogique du département des Basses-Alpes", décrit l'affleurement et le minerai :

"A deux kilomètres du village de Saint-Geniez, sur le chemin d'Authon, on observe, dans les marnes du Lias, une couche irrégulière d'antracite associée à des grès quartzeux. Son épaisseur est très variable et ne dépasse pas 0,50 m à 0,60 m. Elle a peu de continuité et se trouve dans un terrain qui s'éboule facilement. C'est pour cette raison que les tentatives d'exploitation dont elle a été souvent l'objet n'ont eu aucune suite. Ce combustible est en grande partie friable et presque pulvérulent; sur quelques points seulement il se présente en morceaux durs et brillants d'une grande pureté."

Malgré ce point de vue pessimiste sur la mine une nouvelle concession est demandée :

Cauvin (1920b) cite une demande faite en 1843, et la mine réouverte fut une nouvelle fois délaissée en 1857 après de grands frais.

Si d'aventure il vous arrivait de prendre la route d'Authon et que l'envie vous prenait de visiter la mine...cherchez-la bien et vous trouverez une mine inépuisable de réflexions philosophiques...

2. LE CARBONIFERE...

... et peut-on en dire quelque chose si ce n'est que ce que l'on voit est extrêmement tectonisé.

On peut noter la présence de grès fins relativement clairs, micacés, parfois à patine rouille, des grès grossiers et des micro-conglomérats bréchiques très recristallisés, et dont les éléments sont déformés (planche III.D).

Dans les terrils se remarquent des débris schisteux et charbonneux.

La présence du charbon se signale surtout par du matériel pulvérulent et/ou argileux mêlé à des éboulis gypseux dans des formations quaternaires de pente.

On peut être surpris par la présence d'anciennes exploitations ("grattages" et même galerie) sur un si petit affleurement : on peut penser qu'il y a eu un bourrage tectonique du charbon ?

Il n'existe aucun élément de datation.

Le seul intérêt de l'affleurement est dans sa position structurale.

CHAPITRE II - SECTEUR EST, LE CARBONIFERE DE BARLES

A. HISTORIQUE

Cauvin (1920b) signale vers 1820 la découverte d'une mine d'antracite par un propriétaire de Seyne "dans une gorge à peine accessible aux piétons et rendue souvent impraticable par les crues du torrent."..."Les filons d'antracite de 10 pouces d'épaisseur se montraient au bord du Bès; le charbon extrait servait à la cuisson de la chaux."..."En 1838, l'ingénieur des mines, Diday, se rendit sur les lieux et constata, dans une formation de grès inférieur aux calcaires jurassiques, la présence de 3 couches de charbon renfermées dans des bancs d'argile, au milieu de grès avec rognons de pyrite et empreintes végétales" (d'après Diday).

S. Gras (1840) donne la composition du charbon qui présente deux variétés "l'une friable formée de petites lamelles brillantes, l'autre plus compacte, d'un aspect terne, et ressemblant à certaines variétés de houille dure"...elles renferment, sur 100 parties, environ 10 de matières volatiles, 13 à 14 de cendres et 76 à 75 de charbon (ann. des mines, t.14, 3e série, p. 303, in S. Gras, 1840). "On a entrepris sur ce gîte quelques explorations qui mériteraient d'être continuées".

Selon Diday (in Cauvin, 1920b) les deux couches inférieures épaisses d'environ 0,30 m séparées par un banc de 1 m d'argile schisteuse pouvaient être exploitées ensemble par une même galerie. Le propriétaire obtint des crédits afin d'aménager un chemin.

"Pour permettre à M. Arnaud d'ouvrir un chemin jusqu'à la mine, il lui faisait allouer une subvention de 400 francs qui fut continuée en 1839 et en 1840, 1841, 1842 (S., 15,1). En 1840, l'ingénieur, dans une nouvelle visite, concluait encore à la poursuite des travaux, mais la mine ne pouvait être productive que si l'on aménageait un chemin. Comme le préfet parlait d'une route à construire de Digne à Verdaches, par le Bès, Esclangon, Barles, "cette route ne peut s'établir que sur la mine qui se trouve au bord de la rivière", répondait Arnaud. Il avait, disait-il, ouvert tout seul la route praticable aux charrettes depuis le petit Labouret jusqu'à la commune de Barles. En un jour, il avait fait 25 mètres de chemin sur 3 mètres de large. - Les renseignements s'arrêtent à 1842."

Cauvin, 1920b

Il semblerait que les travaux d'extraction des charbons aient cessé vers 1859. Les couches n'étant pas assez épaisses en surface et le propriétaire n'ayant pas les moyens de creuser un puits.

Garnier (1873) donne une coupe des "couches à anthracite de Barles"; il note une "certaine ressemblance avec les grès fins du terrain à anthracite du Briançonnais". D'où : "on pourrait donc, sans trop d'in vraisemblance, considérer les grès et schistes à anthracite, n°1-5, de Barles, comme représentant le terrain houiller du Dauphiné, qui se trouve dans les mêmes relations stratigraphiques avec les grès du Trias, que nos couches de Barles".

En 1884, G. compare également les formations à anthracite de Barles avec celles du "terrain houiller Briançonnais", elles sont également "immédiatement surmonté(e)s par les quartzites du Grès bigarré". Et s'interrogeant sur l'âge de l'anthracite : "si l'on a réellement affaire au terrain houiller, il sera peut-être possible de découvrir, au moyen de sondages au point d'affleurement, des couches de combustible susceptibles d'une exploitation rémunératrice".

"je ne connais, en aucun autre point des Basses-Alpes, des assises que je puisse rapporter au terrain houiller". ...erreur...

La flore de Barles, enfin récoltée et identifiée par Haug (1891), permet une première datation : "les couches à anthracite de Barles appartiennent donc au terrain houiller supérieur et viennent se placer au même niveau que les gisements houillers de la première zone alpine, en particulier que ceux de la Mure (Isère). Elles sont d'âge plus récent que les gisements du Briançonnais, qui font partie de l'étage inférieur. Comme les dépôts houillers de la première zone, elles sont recouvertes immédiatement par le Trias".

Dans la notice explicative de la feuille de Digne de 1899, Kilian et Haug décrivent ainsi le Carbonifère : "En amont de Barles des grès houillers, gris micacés, alternant avec des schistes argileux, contiennent des lits d'anthracite et des bancs riches en empreintes végétales du Stéphanien".

En 1908, Kilian et Revil donnent une nouvelle liste de fossiles, récoltés par Haug en 1893, complétant la première.

Feys (1947, in Gréber, 1954) détermine la flore provenant d'une nouvelle récolte effectuée par Guillaume et Ricour; celle-ci donne un âge stéphanien moyen et supérieur.

M.P. Corsin (1948, in Gréber, 1954) révisé les fossiles précédemment recueillis à Barles, et en donne une nouvelle liste. La présence d'*Odontopteris brardi* lui permet alors d'attribuer au Stéphanien moyen le Carbonifère de Barles.

Le BRGG en quête de gîte exploitable s'intéresse alors à Barles; Goguel est chargé des travaux de reconnaissance. Dans son rapport de décembre 1951, il décrit l'affleurement, donne les premières coupes lithologiques du Carbonifère, décrit un mur de végétation à perforation de radicules, et note l'absence totale de conglomérats.

A partir de ces observations sur le terrain il ébauche une reconstitution paléogéographique : "ceci indiquerait un dépôt en eau relativement calme, assez loin du rivage du lac, ou tout au moins des zones d'épandage des torrents affluents, et militerait en faveur d'un gisement d'une certaine étendue".

"Nous pouvons donc retenir de l'étude de ces affleurements, que le charbon représente un pourcentage non négligeable de la formation, qui, dans l'ensemble indique une sédimentation en eau très calme".

Il conclut ainsi son rapport : "Il existe donc à Barles du terrain houiller horizontal, contenant du charbon, et dans une position tectonique telle que, si le minuscule affleurement visible a fait partie à l'origine d'un bassin d'une certaine importance, un panneau de plusieurs dizaines de kilomètres carrés de celui-ci doit s'élever actuellement jusqu'à une altitude peu différente de celle de la vallée.

Dans l'état actuel de nos connaissances, rien ne permet d'exclure que cet affleurement ne fasse partie d'un bassin important. Il paraît donc nécessaire de tirer au clair cette éventualité, et d'entreprendre une campagne de reconnaissance, qui doit comporter en premier lieu un sondage, pour lequel un emplacement a été proposé."

En 1952, le BRGG implante un sondage à Barles, 500 m à l'amont du confluent de la Grave et du Bès, sur la rive gauche de celui-ci.

Les travaux ont été suivis (de juillet 1952 à juillet 1953) par Lienhardt et Ricour, qui ont ensuite rédigé le rapport de fin de sondage (1954). Gréber a étudié la flore des carottes.

Implanté au sommet des quartzites, le sondage a dû en traverser toute l'épaisse et dure série; le carottier, bloqué à - 453,60 m, a recoupé le Carbonifère sur 367,60 m; la profondeur à atteindre devait être de 600 m.

Les résultats du sondage ont été peu encourageants : sur 367,60 m, aucune couche de charbon intéressante n'a été trouvée. Le sondage a rencontré dix couches dont une de 1,20 m à -310 m environ, et douze passées de schistes charbonneux comprenant chacun un beau toit et un beau mur. Gréber souligne la présence d'un grand nombre de sols de végétation contenant de beaux *Stigmaria*, et que "la présence de mur à *Stigmaria* était de règle sous les couches de charbon". La flore permet de

rapporter la série de Barles à une zone élevée du Stéphanien moyen peut-être même au Stéphanien supérieur; "il est le plus récent de tous les terrains carbonifères connus de la zone externe des Alpes et des massifs cristallins. Il se distingue ainsi de ces bassins par l'abondance des sols de végétation, et peut-être faut-il voir là l'indice d'un bassin qui a pu avoir à l'origine une assez grande extension" - (Gréber, 1959)- Notons également la présence, en sondage, de quatre niveaux à écailles de poissons.

Lienhardt et Ricour concluent de façon peu encourageante : "malgré l'accident technique sur lequel a été arrêté (le sondage ??) les renseignements recueillis sont suffisants pour conclure qu'aucune couche intéressante n'existe à faible profondeur à l'emplacement du forage...Le problème du Carbonifère de Barles, n'est pourtant pas définitivement classé." Ils envisagent en effet la possibilité d'une migration tectonique du charbon vers l'Ouest, de la même façon que les gypses de la nappe de Digne se sont extravasés à l'Ouest du dôme de Barles; "il pourrait être intéressant de reprendre la recherche dans cette direction."

Haudour et Sarrot-Reynaud (1960) signalent au bord du "Bez" un niveau à écailles de poisson, à *Anthraconaia* et à graines ailées, qu'ils comparent à celui du toit de la couche Rolland de la Mure.

Lors du lancement du programme "Géologie profonde de la France", par le BRGM, Beaudoin, Gigot et Haccard (1982) proposent le Carbonifère de Barles comme site à prospecter...allait-on connaître le soubassement et la profondeur du Houiller?...mais non...

Le Carbonifère a fait l'objet, récemment, de courtes publications (Bock et al., 1987; Basso et Guiomar, 1988).

Il bénéficie en outre d'une rare gloire depuis son "classement" dans la Réserve géologique des Alpes de Haute Provence.

Et si à Barles la matière noire combustible est bien rare, au-moins attire-t-elle désormais beaucoup de matière grise; la dite matière grise entre parfois en ébullition, on assiste alors à de curieux spectacles de géologues surchauffés tout rouges, brandissant haut le marteau.

Je me propose ici de rafraîchir un peu le Carbonifère des Clues de Verdaches et peut-être de raviver certaines flammes, à condition de garder les pieds dans le Bès.

B. FLORE DE BARLES

1. MACROFLORE

1.a. Récoltes en surface

- La première liste est donnée par Haug (1891) :

- *Pecopteris cyathea*;
- *Pecopteris arguta*;
- *Pecopteris polymorpha*;
- *Pecopteris cf. arborescens*;
- *Alethopteris grandini*;
- *Callipteridium mirabile*;
- "*Cyclopteris*";
- *Calamites ramosus*;
- *Annularia stellata*;
- *Asterophyllites sp. ?*;
- *Cordaïtes sp.*

- Une deuxième récolte de Haug (1893), fournit une nouvelle liste citée par Kilian et Revil (1908). Aux précédentes espèces s'ajoutent :

- *Pecopteris feminæformis* sp.;
- *Pecopteris feminæformis*, forme *spectabilis*;
- *Callipteridium pteridium* (*mirabile*);
- *Calamites cannæformis*;
- *Annularia sphenophylloïdes*;
- *Sigillaria brardi*;
- *Sigillaria tessellata*.

- La liste de Feys (1947) donne, en plus :

- *Asterophyllites equisetiformis*;
- *Cyclopteris*.

- Et celle de Corsin (1948) :

- *Pecopteris lepidorachis*;
- *Sphenopteris* cf. *nummularia*;
- *Odontopteris brardi*;
- *Pecopteris oreopteridice*.

1.b. Flore du sondage de Barles - détermination de Gréber (1954) -

Le sondage a fourni en particulier : *Odontopteris reichi* (peu abondant), espèce caractéristique du Stéphanien moyen.

De plus, ont été reconnues :

- des espèces (1), présentes dans tout le Stéphanien :

- *Pecopteris polymorpha* (espèce dominante dans le sondage);
- *Pecopteris cyatheoïdes*;
- *Sphenophyllum oblongifolium*;
- *Linopteris brongniarti*;
- *Pecopteris oreopteridia* ?;
- *Dicksonites plückereti*.

- et des espèces (2), plus fréquentes au sommet du Stéphanien :

- *Sigillaria brardi*;
- *Pecopteris feminæformis*;
- *Pecopteris densifolia*;
- *Neuropteris longifolium*;
- *Sphenopyllum verticillatum*;
- *Sphenopyllum costæ*.

"L'apparition de ces espèces (2), la raréfaction du genre *Odontopteris*, sont des caractères de la zone de passage du Stéphanien moyen (Stéphanien B) au Stéphanien supérieur". (Gréber, 1954).

2. MICROFLORE

Les nombreux résultats obtenus par la macroflore, tant à partir des nombreuses récoltes effectuées en surface, qu'à partir des carottes du sondage, m'ont incitée à emprunter une autre voie de recherche pour la connaissance de la végétation houillère, et de sa signification chronostratigraphique. J'ai donc procédé à la récolte d'échantillons destinés à l'étude palynologique.

Malheureusement un seul échantillon s'est révélé fertile et le matériel en a été une fois de plus très corrodé et carbonisé.

Y. Caro a pu néanmoins reconnaître quelques espèces :

- *Lycospora gigantea*;
- *Lycospora pusilla* abondants;
- *Florinites* sp.;
- *Punctatosporites* sp..

Le résultat est très décevant; la fourchette d'âge est de très loin, moins précise que celle donnée par la macroflore; Caro indique en effet que "l'absence de *Disaccates striés* peut peut-être laisser supposer que l'assemblage représente plutôt le Stéphanien que l'Autunien" et qu' "un âge Westphalien supérieur n'est pas non plus à exclure".

C. DESCRIPTION DU CARBONIFERE A L'AFFLEUREMENT

◦ La description du cadre géologique du Stéphanien de Barles ayant été faite en première partie au chapitre IV, je rappellerai seulement qu'il affleure dans trois boutonnières ouvertes par l'érosion dans les quartzites du Trias inférieur...

Le pointement ouest, de dimension décamétrique, ne présente pas d'intérêt pour l'étude sédimentologique; seules seront décrites les deux principales zones d'affleurement : l'une sur le Bès, l'autre sur la Grave.

◦ La carte (figure n°79 II) montre le Carbonifère sous le Trias, on voit que les terrains houillers se situent principalement sur les rives droites des deux rivières, pour des raisons de géométrie :

- de la discordance infratriasique;
- et de la pente des versants; en particulier la rive gauche du Bès est à pic, y compris dans le Carbonifère.

La carte met en évidence des formations ébouleuses principalement étendues dans les zones de passage de faille; en rive droite du Bès, ces zones d'invisibilité séparent deux ensembles d'affleurements dont la lithologie est quelque peu différente : la partie amont (B) se caractérise notamment par la présence d'une barre plurimétrique de grès à patine jaune qui disparaît brutalement vers l'Ouest (A); vers l'Ouest, les terrains houillers sont surtout constitués de formations silteuses noires.

Je décrirai tout d'abord les affleurements du Bès, d'Ouest en Est et d'aval (A) en amont (B) (encadrés sur la carte), puis celui de la Grave (C).

1. BES AVAL

Dans ce secteur, la voûte anticlinale plonge vers le SSW et le Sud. Les affleurements de Houiller se situent, presque en totalité, sur la rive droite du Bès.

La figure 80 II montre la discordance Houiller-Trias; celle-ci s'élève depuis le bord de la route jusqu'à une quarantaine de mètres au-dessus du Bès.

Les faciès sombres silteux prédominent sur les niveaux gréseux qui dessinent de petites barres grises ou jaunâtres.

Les différentes portions de coupes qui m'ont permis d'établir le log synthétique (A) sont localisées sur la carte (figure n°79 II). La coupe la plus complète se situe vers l'Est, à la limite de la zone ébouleuse; elle fait paraître une succession de 13 ensembles lithologiques (figure n°81 II) dont 6 niveaux gréseux.

1.a. Log(A); description lithologique

(1) Ensemble grés-silteux (à dominante de grès fins) - 1 à 8 - (2,45 m)

- 1- grès fins silteux à laminations irrégulières (1 à 0,5 cm) - niveau de base visible sur 1 m d'épaisseur;
- 2- grès fins sombres, roux à noirs, très micacés, à laminations onduleuses (rides) soulignées par des joints micacés - 10 cm;
- 3- grès fins très micacés; bancs très compacts durs à lamines parallèles horizontales - 15 cm;
- 4- grès micacés, bancs compacts, mauvais débit, litage irrégulier; contiennent quelques empreintes végétales mal conservées - 20 cm;
- 5- grès fins très micacés à débit schisteux - 30 cm;
- 6- grès fins pyriteux micacés à patine rouille - 5 cm;
- 7- grès fins micacés, joints micacés, lamines (0,5 cm) parallèles horizontales - 60 cm;
- 8- grès très compacts à patine rouille, très micacés, très pyriteux; l'épaisseur varie de 3 à 10 cm; légèrement ravinant sur 7.

(2) Ensemble silteux noir à plantes, nodules et radicelles - 9 à 16 - (3,18 m)

- 9- siltites gréseuses à grès très fins, légèrement micacés, laminés, quelques joints micacés, nodules isolés - 20 cm;
- 10- siltites gréseuses à nodules et à radicelles, passant vers le haut à des siltites noires; petits troncs de calamites en position de vie dans le tiers supérieur du niveau - 25 cm;
- 11- siltites noires à plantes - 20 cm;
- 12- pélites charbonneuses, en feuillets très minces et à joints de vitrinite : végétaux carbonisés - 3 cm;
- 13- siltites noires micacées, débit en plaquettes (d'épaisseur millimétrique); empreintes végétales bien conservées - 60 cm;
- 14- siltites noires à plantes, les laminations sont perturbées par de nombreuses radicelles et des reliques de troncs (?) - 40 cm;
- 15- siltites noires à plantes, laminées, devenant progressivement et légèrement gréseuses vers le sommet - 80 cm;
- 16- siltites gréseuses, à nodules dans leur partie inférieure, mauvais débit, se terminant par un joint d'argile charbonneuse - 70 cm.

(3) Ensemble gréseux - 17 et 18 - (1,50 m)

- 17- grès fins silteux et grès fins; base non érosive, les feuillets y sont horizontaux à faiblement inclinés; dans la partie moyenne du banc, les faisceaux de feuillets, obliques, parfois sigmoïdes, ont parfois des pendages assez forts; au sommet les feuillets tendent à s'horizontaliser; cuillères, rides et figures d'accrétion latérale;
- 18- grès à base très légèrement érosive puis bancs à stratification horizontale parallèle - 5 - 15 cm.

(4) Ensemble silto-gréseux - 19 à 29 - (2,94 m)

- 19- siltites à radicelles laminées, gréseuses et micacées à la base; se terminant par un joint charbonneux - 80 cm;
- 20- siltites noires, laminées; la base est pélitique à feuillets très minces - 10 cm;
- 21- grès fins très micacés, à patine rouille; un seul banc sans laminations - 10 cm;
- 22- siltites gréseuses micacées, laminées, à plantes, joints charbonneux - 25 cm;
- 23- siltites gréseuses laminées, micacées (moins que 22), passant progressivement vers le haut à des grès très fins - 17 cm;
- 24- grès fins silteux noirs, très micacés, psammitiques, à petits faisceaux de feuillets obliques; rides - 17 cm,
- 25- siltites noires, finement micacées, laminées; quelques empreintes végétales - 30 cm;
- 26- grès fins pyriteux passant progressivement vers le sommet à des siltites; litage irrégulier, se débitent en cupules, sauf à la base où les grès très durs se présentent en bancs centimétriques - 40 cm;
- 27- siltites noires, finement micacées et pyriteuses - 20 cm;
- 28- grès fins, micacés, à patine rouge - 5 cm;
- 29- siltites gréseuses - grès très fins, micacés, gris à tâches rousses, laminations horizontales parallèles (lamines millimétriques); rares empreintes végétales - 40 cm.

(5) Ensemble gréseux - 30 et 31 - (1,60 m)

- 30- grès fins à moyens; grands faisceaux de feuillets obliques parallèles arqués; grandes cuillères dissymétriques; vers le haut, se remarquent des bancs dont la structure est de type *ripple drift bedding (large scale)*, quelquefois recoupés par des cuillers; épaisseur 1,40 m, se réduisant vers l'Ouest;
- 31- banc de grès à litage horizontal, terminé par une surface à ripple-marks - 20 cm.

(6) Ensemble silto-gréseux - 32 à 34 - (2,60 m)

- 32- niveau affleurant mal : grès fins et siltites à plantes (avec quelques petits troncs de calamites couchés); niveaux à nodules - environ 2 m;
- 33- lit de charbon (8 cm) "barré" de pélites, à empreintes végétales et reposant sur un niveau pulvérulent à débris de vitrinite et à pyrite altérée - 3 cm;
- 34- siltites noires à empreintes végétales et très minces radicelles; laminées, parfois finement micacées; joints de vitrinite (3 mm); quelques nodules - 50 cm.

(7) Ensemble gréseux - 35 à 40 - (3,10 m)

- 35- siltites gréseuses à la base passant progressivement à des grès fins; bancs irréguliers (5-10 cm), localement en petites rides; petits troncs de calamites, certains en position de vie, d'autres couchés - 40 cm;
- 36- grès noirs fins, débit en plaquettes (0,3 à 0,5 cm); fragments de petits calamites couchés - 40 cm;

- 37- grès fins à moyens, sombres, micacés et pyriteux, soulignés par des lits plus minces, silteux; bancs de 5 à 20 cm, ondulés; grandes rides; les gros bancs sont constitués de lamines parallèles, épaisses parfois de plusieurs centimètres, plus généralement de 2 à 5 mm;
Les derniers bancs moins épais tendent à s'aplanir; les laminations deviennent horizontales - 1 m;

on observe latéralement dans les niveaux 35 à 37, de gros troncs dont l'un (*Syringodendron*) atteint 1,80 m de haut.

- 38- grès fins silteux micacés à patine rouge, pyriteux, à petits bancs à stratification horizontale parallèle; les bancs sont épais de 3 cm à la base, à 0,20 cm au sommet - 90 cm;
39- bancs de grès fins décimétriques, irréguliers, sans laminations;
40- grès fins très micacés, sombres, pyriteux, à patine rouge, lits de 0,20 cm - 60 cm.

(8) Ensemble silto-gréseux, pyriteux et argileux; ces niveaux n'affleurent jamais bien, ils sont altérés (passage d'accidents ? dans le versant) - 41 à 51 - (6,10 m)

- 41- siltites gréseuses micacées à patine rouge, mauvais débit - 50 cm;
42- grès fins, à gros nodules aplatis, pyriteux (10 - 20 cm de long); quelques joints silteux et pyriteux - 8 - 10 cm;
43- grès silteux et siltites gréseuses, en lits irréguliers de 2 - 3 mm, micacés, patine rousse - 10 cm ou plus ? (invisibilité);
44- alternances de siltites dures à litage irrégulier et de siltites argileuses gris souris altérées. L'état de la roche paraît être dû à l'altération des pyrites. On remarque, localement, des nids d'argiles micacées, très riches en petits grains de pyrite. Les siltites admettent des joints jaunes de soufre. Le niveau très fracturé se termine par un lit de grès très fin, très dur (pyrite) de 3 cm - environ 1 m;
45- siltite argileuse gris souris, à joints jaunes (soufre), et à nids d'argiles très pyriteux - 70 cm;
46- siltites compactes non laminées, à cassure irrégulière - 20 cm;
47- grès silteux micacés et pyriteux à la base, passant progressivement à des siltites au débit irrégulier (petites cupules); nodules dispersés - 1,20 m;
48- siltites à laminations parallèles horizontales, avec, dans la partie moyenne, un lit pyriteux - 20 cm;
49- grès fins silteux micacés, à laminations irrégulières onduleuses; un lit de grès pyriteux ondulé (3 cm) sépare la moitié inférieure de la moitié supérieure où se remarquent des radicales; le niveau se termine par un lit mince (5 cm) gréseux micacé et pyriteux - 48 cm;
50- siltites noires à empreintes végétales et radicales; gréseuses à la base - 20 cm visibles - invisibilité d'environ 1,20 m;
51- pélites à laminations parallèles et à joints jaunes - 20 cm visibles.

(9) Grès - 52 à 54 - (0,70 m)

- 52- grès fins à feuillets obliques - 30 cm;
53- grès silteux à laminations horizontales parallèles - 20 cm;

- 54- grès silteux passant progressivement vers le haut à des siltites gréseuses, à mauvais débit; nodules à la base - 20 cm.

(10) Ensemble silteux à charbon - 55 à 61 - (1,80 m)

- 55- siltite à mauvais débit - 15 cm;
56- lits fins de pélites charbonneuses (interlits de vitrinite) qui admettent l'intercalation d'un lit blanc (quelques millimètres d'épaisseur) constitué de cristaux palissadiques de gypse - 3 cm;
57- siltites gréseuses légèrement micacées, à nodules pyriteux - 50 cm;
58- siltites à radicales (seule la partie supérieure des niveaux est visible sur la coupe principale) - 40 cm;
vers l'Est elles présentent des laminations qui dessinent de grandes rides; elles viennent au-dessus d'un niveau de siltites à plantes et à vitrinite. Des argiles charbonneuses occupent les creux entre les rides : figures de *flaser bedding* ;
59- pélites et argiles noires plastiques, admettant des lits millimétriques de vitrinite, associés à des empreintes végétales;
vers l'Est, ce niveau devenant plus riche en charbon, peut être considéré comme un mauvais charbon : "barré";
ce niveau, épais d'environ 30 cm, est parfois surmonté par un lit d'argile charbonneuse (1 à 7 cm);
60- charbon "barré" : les lits de vitrain sont séparés par des lits de pélites noires à empreintes végétales - 20 cm;
61- le toit du charbon est constitué de pélites ou de siltites charbonneuses, parfois très minces, centimétriques, parfois plus épaisses (20 cm) comme c'est le cas vers l'Est, où elles passent rapidement à des siltites gréseuses.

(11) Alternances de siltites et de grès - 62 à 72 - (2,90 m)

- 62- bancs de grès noirs micacés, à laminations ondulées parallèles sur la coupe principale - 5 cm; vers l'Est, le banc montre de légères variations d'épaisseur (3 à 10 cm) et n'a plus de laminations;
63- siltites gréseuses à nodules; les nodules très pyriteux, s'organisent localement en un lit presque continu, gréseux, et recoupé par des filonnets de pyrite, perpendiculaires à la stratification - 35 cm visibles;

- invisibilité -

- 64- siltites grises, sombres, assez altérées, à joints blancs (gypse) ou jaunes (soufre) - 1,40 m environ;
65- lit gréseux fin à petites rides - 3 cm;
66- siltites gréseuses à joints de vitrinite - 4 cm;
67- grès grossiers, gris souris, en deux bancs et joints silteux; on note de petits faisceaux de feuillets obliques mal définis - rides - 23 cm;
68- grès quartzitique très micacé et siltites noires micacées, en petits bancs irréguliers - petites rides joints charbonneux - 40 cm;
69- grès fins psammitiques - 8 cm;
70- grès quartzitiques à débit schisteux, très micacés, petites rides - 10 cm;

71- grès quartzitiques, gris souris, passant à des siltites - 10 cm;

72- siltites noires à plantes et à laminations horizontales - 10 cm.

(12) Grès - 73 et 74 - (4,00 m)

73- barre de grès à patine jaune, blanc à la cassure; grès moyen à rares grains dont le diamètre dépasse 0,5 mm; grands faisceaux de feuillets obliques, faiblement arqués; quelques passées légèrement silteuses; bancs épais de 20 cm en moyenne (5 à 40 cm) - 2 m;

74- grès silteux, gris clair, micacés; petits faisceaux de feuillets obliques en bancs de 5 cm d'épaisseur au maximum; petites ondulations - environ 2 m.

(13) Siltites - 75 à 77 - sous la discordance du Trias

75- siltites gréseuses sombres finement micacées - lits irréguliers - 10 cm;

76- joint d'argile charbonneuse puis siltites noires à joints charbonneux et empreintes de végétaux carbonisés - 30 cm;

77- siltites grises, claires, très indurées, "quartzitiques" (silicification per descensum ?).

Discordance

1.b. Séquences et environnements de dépôts

Bien que l'on note une certaine régularité dans l'alternance des niveaux silteux et des niveaux gréseux, les successions, les passages de l'un à l'autre ne sont pas identiques, de même les corps gréseux n'ont pas la même structure interne, ce qui dénote des origines de dépôts différentes.

La plupart des séquences (d'ordre plurimétrique) sont positives, mais l'on note quelques séquences négatives.

α Les séquences positives

Elles se développent à partir de dépôts gréseux (fins à moyens). La base des grès est très peu ravinante. Ces grès s'organisent en bancs relativement épais (20 - 30 cm), dans lesquels les grands faisceaux de lamines obliques permettent de reconnaître des mégarides et des chenaux en cuillères; ces dernières ont une géométrie variable selon les niveaux; elles sont souvent larges et évasées, plus rarement profondes.

Vers le sommet de certains niveaux de grès (5, 30), des figures de chenaux recourent des structures de *ripple drift bedding* présentes dans des bancs d'épaisseur décimétrique.

Les grès sont surmontés par des niveaux aux faciès plus fins qui s'organisent en petites rides, puis viennent des faciès silteux à nodules, mal stratifiés, des siltites à radicules à laminations horizontales, parallèles, des pélites à joints et enfin des lits de charbon, généralement minces; une seule couche de charbon atteint 50 cm de puissance.

On reconnaît donc des séquences d'environnement fluviatile : dépôts gréseux de chenaux, puis silteux de plaine d'inondation - sur laquelle s'installe une végétation -, évoluant vers un pôle de plus en plus fin, témoignant d'un milieu palustre à lacustre où la tranche d'eau est pérenne et suffisante pour conserver la matière organique.

β Les séquences négatives

Elles se développent au-dessus des lits de charbon qui terminent une séquence positive. Les faciès deviennent rapidement gréseux, jamais grossiers.

Les faisceaux de feuillets obliques dessinent principalement de grandes rides. Dans les bancs gréseux s'observent de gros troncs de *Syringodendron* (grès 7) dont certains atteignent 1,80 m de hauteur, et de nombreux troncs, plus petits, de calamites.

La géométrie des bancs de grès autour des troncs permet de reconnaître facilement le sens du courant, les troncs constituant des obstacles qui provoquent des remous.

Ces grès contiennent de petits troncs de calamites dont beaucoup sont flottés. Dans la zone où l'on observe de petites rides grimpantes, où les courants étaient moins forts et la décharge détritique moins importante, on remarque de petits calamites encore enracinés, ployés dans le sens du courant. Ces séquences négatives se terminent souvent par des niveaux gréseux à petites rides, puis débute une nouvelle séquence positive.

D'un milieu franchement inondé, qui a permis l'accumulation et la conservation de végétaux (charbon), on passe à un milieu de plus en plus hors d'eau (apports détritiques fins) où s'installe une végétation, les conditions restant stables parfois suffisamment longtemps pour permettre à une végétation arborescente de croître. Des crues se produisent, entraînant avec le flot, des détritiques fins à relativement grossiers : des débordements de levées.

Les éléments détritiques jamais grossiers, des figures sédimentaires de grandes rides et de rides grimpantes, la présence de troncs et surtout l'évolution granulométrique en séquences négatives militent en faveur d'un environnement de système alluvial et fluviatile distal en amont d'un delta. Le marécage houiller (à sédimentation fine) était fréquemment envahi par des détritiques provenant de débordements de levées; ce genre de phénomène se produit classiquement dans un milieu où les distributaires (plusieurs petits distributaires) se situent plus haut que la plaine d'inondation (Fielding, 1984, 1986).

Des faciès gréseux à laminations obliques parfois onduleuses, presque toujours inclinées d'un même côté comme celles du niveau 3 appartiennent vraisemblablement à des dépôts de levées en bordure d'un distributaire : les levées montrent une accrétion verticale et latérale. Ces faciès sont souvent colonisés par une végétation, ce qui est le cas ici : au-dessus des grès 3 viennent des siltites mal litées à radicules.

Très localement on remarque un petit chenal recoupant ces formations de digues.

γ Quelques particularités rencontrées dans des faciès fins

Que ce soit dans les séquences positives ou dans les séquences négatives, les faciès fins silteux sont abondants; ils dominent la sédimentation.

- Les nombreux niveaux à nodules pyriteux suggèrent que les milieux inondés ou à la limite de l'inondation étaient fréquents.

- Les siltites à radicules sont abondantes et souvent surmontées par des niveaux charbonneux : l'inondation du milieu devient durable; ici le charbon provient du pourrissement sur place des végétaux; il est autochtone.

- Parfois, aux siltites à radicules, et aux charbons, succèdent des pélites litées horizontalement, puis viennent de nouveaux lits charbonneux. Comme c'est le cas pour le niveau 10, le mur et le toit du charbon sont constitués de pélites à végétaux flottés : l'inondation est pérenne, le milieu lacustre et le charbon allochtone.

Haudour et Sarrot-Reynaud (1960) citent des écailles de Poissons et des *Anthraconaia*, à l'affleurement, que je n'ai pas retrouvées. Elles proviennent certainement du niveau 10 décanté du mur du charbon; j'ai récolté dans ces pélites, une aile de blatte, aimablement déterminée par Vetter. Ce même niveau 10, se caractérise par la présence d'un lit continu - repère - de gypse, cristallisé secondairement entre deux lits minces de vitrain. Ce gypse, provient probablement de l'altération de pyrites. Le dispositif associant vitrain et pyrite, n'a pu se réaliser qu'en milieu lacustre.

- A l'intérieur des niveaux de siltites paraissent, de temps à autre, des lits centimétriques de grès sans lamination ou à laminations de rides; certains de ces grès peuvent être des sédiments de *crevasse splay* (Reineck et Singh, 1973; Fielding, 1984, 1986).

Un petit chenal (*scour and fill structure*) creusé localement dans les siltites du niveau 6 peut être également rattaché aux phénomènes de débordement de levées déjà évoqués.

δ Directions de courants

- Les mesures de stratifications obliques, reportées sur canevas de Wulff, dans les différents niveaux gréseux, permettent de déterminer le sens des courants (après remise à l'horizontale des couches). Ces déductions sont complétées par des mesures directes d'axes des chenaux, des rares *flute-casts*, etc...

Dans les bancs chenalisés :

- Les grès 12 étant pratiquement inaccessibles, je n'ai pu placer qu'une station de mesures; les pendages indiquent un écoulement vers le SSW (N18).

- Le niveau 5 montre des variations de directions des feuillets; vers son extrémité ouest, où il est peu épais (20 cm), les feuillets indiquent un courant vers le SSE (N166), puis vers l'Est, il s'oriente à N118 puis à N93 (vers l'Est); et s'épaissit jusqu'à atteindre 1,40 m.

Dans les milieux de débordement de levées et de levées :

- Le niveau des grès 7 à gros troncs, indique un courant dont le sens varie du Sud à l'WSW; ces différences s'expliquent par la présence des troncs qui constituent autant d'obstacles déviant le flot.

- Les dépôts de levées de 6 montrent une progradation vers le SSW (pendages des feuillets et rides grimpances).

Latéralement vers l'Ouest, où les faciès de 6 sont plus silteux, de petits chenaux en cuillères donnent une direction de courant vers le SE.

- Les levées des grès 3 se sont édifiées lors de débordements vers le Sud (SSE à SW).

Pour terminer avec l'affleurement aval, il est à signaler au bord de la D900 à quelques mètres à l'Est du pont, une base de tronc (section de 50 cm minimum) d'où l'on voit partir de grosses racines. Le tronc et le compartiment de roche auquel il appartient, ont glissé le long d'une faille normale (N33-47° SE) à faible rejet : environ 1 mètre. En outre, sur cette partie du versant se remarquent des fauchages de couches et la passée de charbon que l'on voit légèrement au-dessus du tronc, n'est vraisemblablement pas en place.

En rive gauche, les affleurements très réduits, ne présentent pas d'intérêt pour la sédimentologie du Houiller; il s'agit essentiellement de faciès silto-gréseux sombres.

2. BES AMONT

Après la description détaillée de la lithologie du Stéphanien dans la partie aval des affleurements, pour ne pas surcharger inutilement le texte, je ne décrirai pas ici de log, compte tenu du fait que l'on retrouve, vers l'aval, des successions lithologiques tout à fait comparables. J'insisterai sur les grès jaunes en grosses barres, qui caractérisent la zone amont, sur les séquences et sur les environnements de dépôts.

A l'Est, la limite de la zone "Bès amont" correspond au plongement de la voûte. Le Stéphanien disparaît sous les quartzites que le Bès franchit en une petite cascade.

A l'Ouest, la limite correspond au passage de différents accidents : en rive gauche, une faille anté-triasique qui sépare la falaise (5 m) de grès jaunes (Bès amont) de la série silto-gréseuse aval; la faille est malheureusement masquée par la végétation et les éboulis.

En rive droite, l'épaisse formation ébouluse du versant est nourrie par du matériel triasique et Houiller, dont le départ en bloc est favorisé par une intense fracturation. Dans cette zone, les terrains sont affectés par divers accidents (figure n°79 II) :

- la faille inverse à N40, signalée à propos du Scythien (page 152);
- des failles verticales de direction subméridienne, à jeu normal (rejet de quelques mètres), et reprises en décrochements dextres;
- et pour le Houiller, la faille anté-triasique, invisible, qui doit passer dans la zone ébouluse.

Lithologie et milieux de dépôt du Stéphanien du "Bès amont" (figures n°83 II et 84 II)

Description d'Ouest en Est et de bas en haut.

- Au pied de la zone ébouluse de la rive droite, se remarquent, au bord du Bès, des bancs silto-gréseux sombres, dont le pendage est nettement plus fort qu'à l'Ouest (Bès aval; ici N80-20 à 28° S). Bien qu'ils soient isolés des autres affleurements, ces niveaux peuvent être considérés comme la base des coupes "amont".

Ces niveaux représentent une coupe [7] de 12 à 12,80 m d'épaisseur (figure n°83 II).

Cette coupe montre d'abondants faciès fins à radicales et nodules. On remarque, dans les bancs (15), une tendance à la "nodulisation" du sédiment avec l'apparition de gros nodules (jusqu'à 20 cm) aplatis, mal définis.

Il existe plusieurs niveaux à *mud craks* et de fréquentes passées charbonneuses.

La coupe se caractérise par la présence de deux niveaux à troncs dressés de grande taille. L'affleurement étant étalé en bordure de la rivière, les surfaces supérieures des bancs sont souvent dégagées, ainsi on peut voir la section circulaire de certains troncs : 50 à 60 cm de diamètre (visibles de la route des clues). D'autres troncs sont visibles sous forme de moulages ou d'empreintes (0,40 à 1,80 m de hauteur).

Les troncs sont noyés dans des grès fins et des siltites gréseuses. Dans le niveau inférieur (b.20) les grès, psammitiques, s'organisent en petites rides, ce qui dénote un courant de beaucoup plus faible énergie que celui nécessaire à l'édification des structures du niveau (7) de Bès Aval. Les grès à troncs (b.25), bien que passablement altérés, sont plutôt à comparer avec les niveaux situés au-dessous (b.20).

Il n'existe pas de gros corps gréseux à figures de chenaux. En (8), des grès moyens micacés montrent 2-3 gros bancs (environ 40 cm) dont les laminations obliques, faiblement arquées, paraissent résulter de la migration de grandes rides; mais les bancs ne sont observables que dans un plan, et encore cette surface est-elle réutilisée par la tectonique (décrochement dextre selon N74-88° SSW).

Des grès fins micacés, à faisceaux de petite taille, couronnent le niveau gréseux à faisceaux de grande taille; à la surface supérieure du banc on peut constater que les figures de rides, visibles en coupe, ont une géométrie de *ripple fans* (Allen, 1982). Alors que les grandes lamines obliques indiquent un courant vers l'ESE, les petits *ripple fans* montrent, qu'après la dérive de celui-ci, il n'a persisté qu'une tranche d'eau (sans doute faible) mue par un courant également plus faible, dirigé à l'Ouest, et balayant une zone relativement abritée (décantation de micas).

Un autre épisode détritique, marqué par l'arrivée des matériaux des grès moyens, se retrouve dans le niveau 21 avec des figures de grandes rides grimpances (débordements de levées ?).

Cette coupe est presque exclusivement constituée de sédiments de plaines d'inondation.

Les affleurements suivants, et donc les niveaux venant au-dessus de ceux de la C[7] s'observent le long du Bès (figure n°84 II) et principalement sur sa rive gauche.

Au-dessus de niveaux silteux à gros nodules mal définis, se développent de petites séquences positives, allant des grès fins silteux à des charbons.

Les grès, généralement silteux et à interlits de siltites, sont surtout présents à la base, organisés en petites rides et notamment en *climbing-ripple*, laminations de type *laminæ in-drift* (dénotant localement un courant vers l'Ouest).

On retrouve des siltites à radicules et à nodules, couronnées par des lits minces de charbon; ces derniers se présentent sous forme de lits de vitrain séparés par des stériles : pélites à débris fins de végétaux, et lits millimétriques de sidérose dont l'orientation des cristaux rappelle celle des lits de gypses (palissadiques).

Cet ensemble lithologique de sédiments fins, qui constitue une coupe d'environ 5 m de puissance, se termine par une couche d'une dizaine de centimètres de "mauvais" charbon.

Au-dessus, vient **une première barre gréseuse jaune**.

Les grès jaunes inférieurs ne sont pratiquement jamais visibles de la route; ils affleurent assez bas au bord de la rivière sur ses deux rives. Sur la rive gauche, ils paraissent sous le mur de soutènement de la D900a.

La base est légèrement ravinante, avec des figures de fonds de chenaux, soulignées parfois par des micro-conglomérats, mais l'érosion n'est pas profonde.

Les grès sont grossiers, micacés, et constituent une petite barre de 3,50 m de hauteur, composée de plusieurs gros bancs d'épaisseur métrique. Les grands faisceaux de lamines obliques se sont édifiés à partir de larges chenaux en cuillers (plurimétriques).

Localement les orientations des lamines indiquent un courant dirigé vers le Sud.

Vers l'Est, à la limite de sa zone d'affleurement, la barre jaune inférieure, bien que présentant toujours, à la base, des figures de ravinement, repose sur les mêmes niveaux à charbon de la séquence sous-jacente : le pouvoir érosif de la rivière était très faible.

Les gros bancs de grès font place, à leur sommet, à des grès sombres, psammitiques, en bancs de plus en plus minces, à granulométrie de plus en plus fine, sans lamination (?), et admettant des intercalations silteuses noires micacées.

Au-dessus des grès se développe à nouveau un ensemble de lithofaciès dominés par les silts avec deux ou trois "accidents" gréseux.

Les coupes situées sur les rives opposées du Bès, présentent quelques différences.

Ainsi en rive gauche, la séquence commencée comme les grès jaunes, se termine par un joint charbonneux venant au-dessus de siltites à radicules et nodules. Après de nouveaux faciès silto-gréseux à nodules, se développe une petite séquence négative : des siltites noires pyriteuses sont surmontées par des siltites gréseuses, à laminations horizontales puis à lamination de ride, enfin par des grès grossiers, micacés et sombres, à grands faisceaux de lamines obliques (grandes rides, lingoïdes ?, bancs d'une vingtaine de centimètres).

Ces derniers grès semblent correspondre au banc gréseux massif (17) de la rive droite qui surmonte une séquence sans charbon. Le banc 17 (50 cm), sans structure apparente, passe vers le haut à des grès à rides, et la petite séquence positive se termine cette fois-ci par un lit charbonneux (argiles charbonneuses entre deux lits de vitrain), auquel se trouve associé un lit millimétrique de gypse palissadique.

En rive gauche, le sommet de la séquence est plus "condensé", et se caractérise par la présence d'une couche de charbon de 30 cm environ. A la base et au sommet de la couche, se remarquent de très minces lits de gypse palissadique.

Le mur du charbon est constitué par des siltites gréseuses sombres, pyriteuses et charbonneuses, vers la base; les joints en sont jaunes (soufre).

Un banc de grès grossiers (20 cm), vient sceller la séquence à charbon.

Au Sud (rive gauche), le milieu est franchement aquatique et très confiné; au Nord (rive droite), l'inondation est moindre (au moins dans le temps) mais le confinement se signale par un lit de pyrite venant au-dessus de siltites à plantes.

La flaque marécageuse est comblée par des détritiques. Au Nord, le comblement se réalise à partir de sédiments fins à la base, puis relativement grossiers : grès fins à moyens à faisceaux (*small scale* puis *large scale*) de lamines de rides avec notamment des *climbing ripple laminations*, avec des lamines des deux types *in phase* et *in drift*.

L'arrivée des détritiques gréseux s'effectue en plusieurs étapes, les bancs de grès étant séparés par des lits minces de sédiments fins.

La séquence de comblement est négative.

Cette dernière se retrouve sur la rive gauche du Bès, mais elle intervient seulement après "l'accident gréseux" (12).

On peut voir dans ce dispositif, des détritiques provenant de débordements de levées, à partir de petits distributaires, vraisemblablement situés au-dessus du niveau moyen de la plaine d'inondation; les débordements entraînent les grains de sable dans la "flaque" qui est ainsi progressivement comblée.

Sur plusieurs mètres encore, se succèdent des dépôts typiques de plaine d'inondation, les conditions restant stables.

La formation silto-gréseuse est couronnée par une couche de charbon.

En rive gauche, et vers l'amont, le charbon, assez beau (20 cm), vient au-dessus de siltites à radicules, décolorées et de siltites plus sombres à nodules. Vers l'aval, rive droite, on note au sommet des siltites, plusieurs petits lits de vitrain inclus dans la sédimentation fine, puis une couche de charbon; ce dernier est ici moins épais et de moins bonne qualité : il est barré de pélites à débris végétaux.

Le caractère allochtone du charbon est plus net à l'Ouest; à l'Est, le dépôt de la matière organique est plus homogène, plus rarement troublé par l'arrivée de déritique, plus "grossier" et minéraux. Les premiers lits de vitrain peuvent en outre provenir du pourrissement sur place de la végétation qui s'est trouvée noyée par l'augmentation de la tranche d'eau.

La formation à charbon est ravinée par des chenaux à partir desquels se déposent **les grès jaunes supérieurs** (figure n°85 II et 86 II).

Ces grès constituent le corps sédimentaire qui caractérise les affleurements amont. Ils dessinent une petite falaise de 5 m de hauteur qu'il est difficile de suivre sur les deux rives du Bès.

En rive gauche, et vers l'Ouest, les grès jaunes supportent les quartzites blancs. Le pendage du Houiller étant légèrement différent de celui du Trias, on voit paraître vers l'Est, des faciès silto-gréseux sous les quartzites, alors que les grès jaunes plongent doucement vers le Bès.

En rive droite, la barre jaune affleure légèrement plus à l'Est que sur la rive opposée, le Houiller et le Trias étant écroulés à l'Ouest des accidents décrochants NS évoqués plus haut.

Vers l'extrémité occidentale des affleurements sur les deux rives, la barre gréseuse se décompose en gros bancs, 30 à 60 cm en moyenne, à grands faisceaux de lamines obliques de chenaux en cuillers; le fond des chenaux est assez plat; les cuillers se recoupent les uns les autres.

En rive gauche, les feuillets des laminations obliques indiquent un sens de courant qui varie de l'ESE au SSE. Quelques centaines de mètres au NE, il est dirigé vers l'ENE puis vers le NNE.

En rive droite, il est possible d'observer, à l'intérieur d'un corps gréseux, des variations dans la géométrie des feuillets : ceux-ci prenant parfois une forme en marche d'escalier, qui dénote une augmentation de la tranche d'eau (localement de 20 cm) et de l'énergie du courant à l'intérieur du chenal.

Vers l'Est, les grès jaunes présentent des figures sédimentaires plus variées, avec notamment des structures d'accrétion latérales et des biseautages de bancs.

De petits chenaux à troncs se trouvent parfois creusés dans les grès, l'allongement des troncs est parfois très oblique par rapport aux directions des feuillets des grès encaissants. On note la présence de quelques figures particulières telles que des *load-marks*, produits par le dépôt de grès grossiers au-dessus d'argiles charbonneuses.

Au sommet des grès jaunes, ceux-ci sont parfois organisés en lentilles, noyés dans des sédiments silto-gréseux, et l'on rencontre de nombreux bancs plus réguliers de grès moyens puis fins, silteux, à fréquentes laminations de rides.

A la base, le contact de ravinement sur les niveaux charbonneux est souligné parfois par des troncs de calamites flottés et aplatis et l'accumulation de graviers par zone.

On peut dire que cette sédimentation gréseuse est de type *point bar*. A la limite est de la barre (rive droite), localement, le faisceau de lamines peu pentées recoupe d'autres bancs gréseux orientés différemment : on reconnaît ici une structure sédimentaire de *chute-bar*. Sur la rive droite, l'orientation de la coupe n'est pas très favorable aux mesures des faisceaux des différents bancs; sur la rive gauche, les grès légèrement moins épais sont plus accessibles et souvent visibles dans plusieurs directions. Les grès jaunes montrent ici de nombreuses cuillers (1 m de large, parfois moins) et des figures d'accrétion latérale.

Les faisceaux de laminations obliques indiquent un courant dirigé vers l'Est (idem en rive droite), avec une accrétion vers le Nord.

Les grès grossiers passent vers le haut à des grès fins à rides, en particulier des rides sigmoïdes dont l'orientation permet de déduire un sens de courant vers le Sud : ceci s'explique par la migration vers le Nord du distributaire; dans la zone progressivement abandonnée, il n'arrive plus qu'un courant résiduel qui n'a plus rien à voir avec celui du cours principal et sans doute dirigé vers une flaque ou un *oxbow*.

Le milieu est très rapidement colonisé par les végétaux; au-dessus des derniers grès fins, la sédimentation est silteuse, noire; la stratification est très intensément perturbée par les racines, les radicules, et surtout par de très beaux *stigmara*.

A partir de ces niveaux "mouvementés", la coupe se suit mieux en rive droite. Les siltites se terminent par un mince lit pyriteux localement noduleux; l'altération des pyrites lui donne une couleur blanche qui permet de le suivre facilement, et d'en constituer la continuité sur toute la zone d'affleurement.

Ce niveau marque une discontinuité dans la sédimentation; à partir de là, les faisceaux de faciès fins, siltites et siltites gréseuses, montrent une lamination horizontale; ils admettent plusieurs petits lits, d'épaisseur centimétrique, pyriteux, et vers le haut, un joint d'argiles charbonneuses. Au dernier joint, ces argiles se terminent par un nouveau lit de pyrite.

De nouvelles siltites gréseuses prennent place dans la sédimentation; on y remarque quelques nodules isolés et un lit pyriteux continu, puis viennent des siltites noires micacées à lamination horizontale.

Un banc ((45), 20 cm) de grès grossiers, micacés, apparemment sans laminations, interrompt la sédimentation silteuse; cette dernière se développe à nouveau au-dessus de cet accident gréseux (débordement de levée).

Vers l'Ouest, on remarque que les grès sont présents sous forme de deux bancs qui dessinent de grandes ondulations.

L'ensemble silteux situé au-dessus, présente à la base des siltites gréseuses qui contiennent de nombreux petits nodules pyriteux, parfois groupés, dans un milieu plan, parfois superposés les uns aux autres en donnant de curieux monticules; au-dessus s'observent de nombreuses radicules, les faciès s'affinent et passent à des pélites noires à empreintes végétales. On remarque une fois de plus un lit de gypse blanc à cristallisation palissadique. Au-dessus d'un joint charbonneux, argileux et pyriteux, la sédimentation, toujours fine, est représentée par des siltites noires et des grès fins à nodules perturbant les lamines parallèles, horizontales ou en rides.

L'ensemble silto-gréseux est légèrement raviné et recouvert par un niveau de grès (51 de [8], environ 2 m) dont la base est soulignée par un joint silto-argileux à charbon. A la base sont visibles de grandes rides (*wave sands*), recoupées par de plus grandes structures en cuillers évasées.

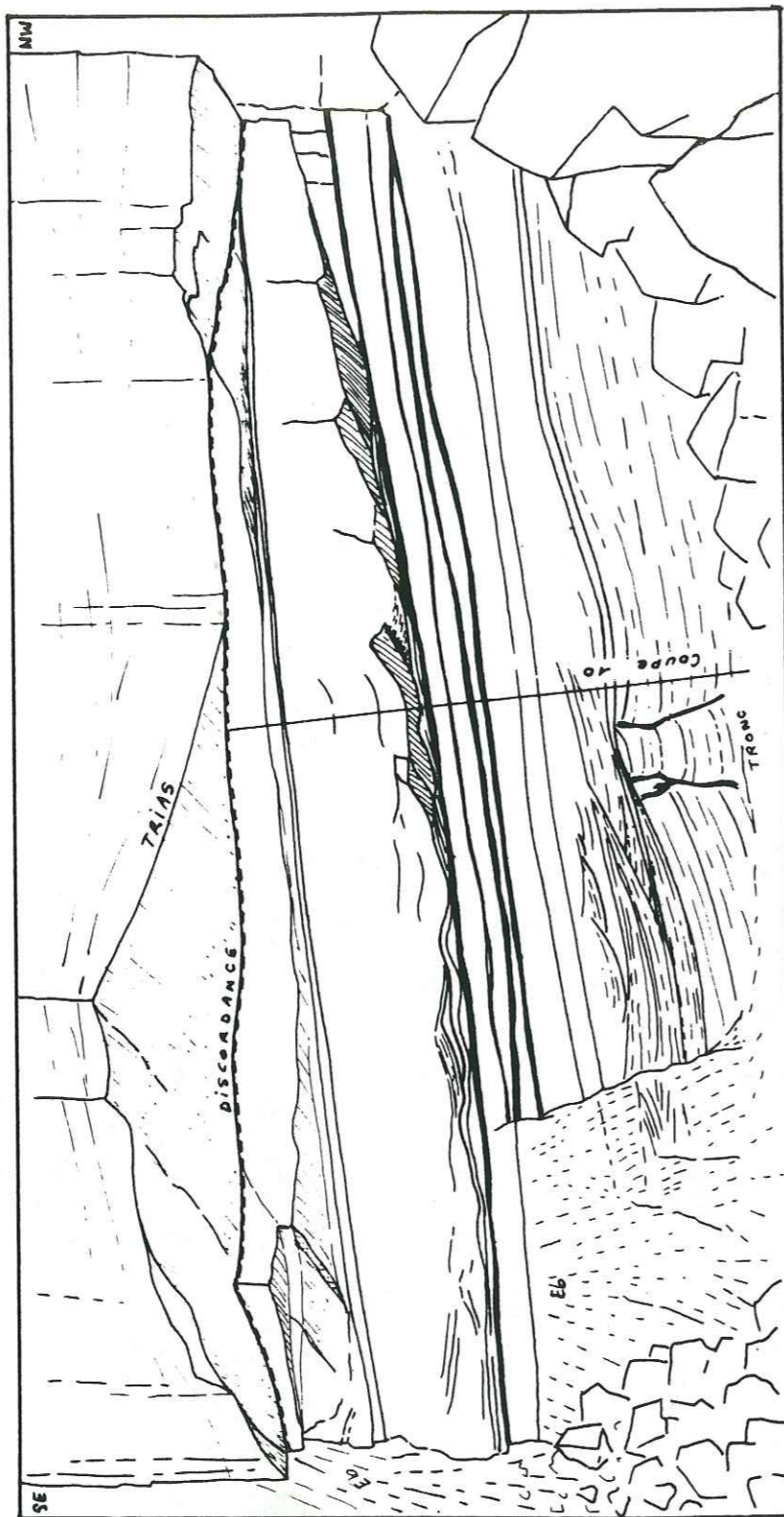
Vers le haut les grès se terminent par des grès aux faciès plus fins et plus décantés, et organisés en petites rides. La surface supérieure des grès permet d'observer la géométrie des petites rides : en *ripple-fans* (courant vers l'Ouest).

Vers le Sud (rive gauche), ces mêmes structures sédimentaires se retrouvent, on ne voit cependant pas la surface supérieure des grès. Vers l'aval, et sur cette même rive, il est intéressant de noter que des grès fins à petites rides (grimpances ou non) remplacent les niveaux à radicules (48, 49) de la rive droite; un banc gréseux à laminations obliques paraît correspondre au banc (45) de la rive opposée. Ce dispositif correspond vraisemblablement à des faciès de levées, au Sud, avec des débordements qui envahissent parfois la zone nord (rive droite) : plaine d'inondation occupée par des végétaux.

Les derniers niveaux du Houiller, sous la discordance, sont à nouveau des sédiments silto-gréseux, passant vers le haut à des siltites à radicules et à nodules.



(figure n°53) LE HOUILLER DE LA GRAVE : DISCORDANCE DU TRIAS.



(figure n°54) AFFLEUREMENT DE LA GRAVE AVAL.

Depuis le sommet des grès jaunes, jusqu'à la discordance, la série représente environ 8 m de coupe; la même succession lithologique paraît se suivre depuis la cascade sur environ 200 m de long en rive droite, mais, les niveaux, au-dessus des grès jaunes, sont en grande partie inaccessibles.

Le secteur Bès amont est donc caractérisé par une formation gréseuse jaune dont l'évolution séquentielle correspond typiquement à celle de *point bars*. Les accrétions en barres sont plus fréquentes à l'Est, alors qu'à l'Ouest les dépôts sont dominés par des remplissages de chenaux. Ce sont des signes caractéristiques d'un système fluvial méandrisant auquel on peut rattacher les faciès des grès jaunes inférieurs. Dans un cas comme dans l'autre, le matériel transporté ayant une granulométrie qui dépasse rarement celle des grès grossiers, et l'érosion à la base des grès étant quasiment nulle, la plaine alluviale dans laquelle serpentaient les cours d'eau avait donc un caractère très distal.

3. LA GRAVE

Les affleurements se localisent en presque totalité en rive droite de la Grave; en rive gauche, le Houiller pointe à peine et n'est pas intéressant pour la sédimentologie.

La figure n°53 montre le Stéphien sous les quartzites, la discordance étant très faible; l'érosion anté-triasique est légèrement plus profonde au Sud qu'au Nord.

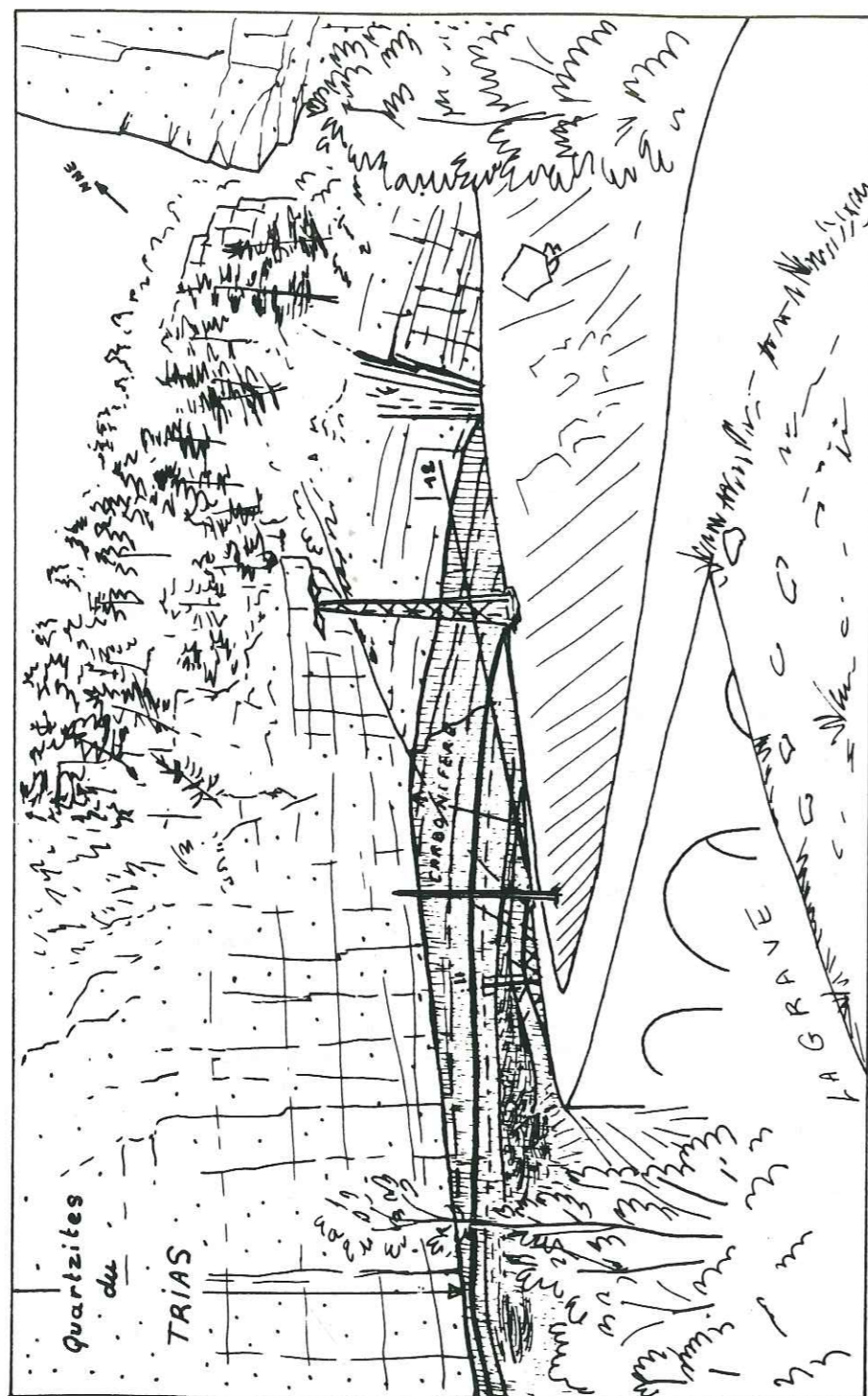
Un même niveau de grès houiller se suit d'une extrémité à l'autre de la boutonnière, permettant de faire la jonction entre les deux zones d'affleurements de la rive droite, qui sont séparées par des écroulements de la falaise.

Vu les dimensions des affleurements, j'ai levé deux petits logs qui facilitent l'observation des variations latérales de faciès.

3.a. Logs - descriptions lithologiques

- Partie aval (Coupe [10]) (figures n°54 et 89 II) :

- 1- siltites gréseuses;
- 2- siltites à radicelles - 10 cm;
- 3- pélites noires, avec quelques interlits de vitrain et petites lentilles d'épaisseur millimétrique de gypse palissadique - 17 cm;
- 4- au-dessus d'un joint charbonneux : siltites et grès silteux, micacés à joints sombres souvent micacés (psammitiques); faisceaux de lamines parallèles dessinant de grandes ondulations en 2 ou 3 bancs; ces niveaux gréseux contiennent un tronc dont on voit l'écorce carbonisée, et sont terminés par un banc de grès fins compact (5 cm), sans lamination - 1 m;
- 5- grès silteux fins, gris, faisceaux de feuillets obliques, arqués, chenaux en cuillers - 60 cm;
- 6- grès cf.(5) mais à stratifications onduleuses (rides); le faciès s'affine vers le haut et contient des nodules - 10 à 20 cm;
- 7- siltites argileuses à nombreux débris végétaux, nombreuses radicelles, mauvais débit - 30 cm;
- 8- niveau à charbon et siltites - 40 cm;
ce niveau admet plusieurs lits de charbon : deux couches (durain et vitrain) de 10 cm chacune, occupant la base et la partie moyenne, et un lit continu mais d'épaisseur très variable d'argiles charbonneuses, au sommet; les lits de "charbon" sont séparés par des stériles : siltites argileuses claires, à débris végétaux charbonneux et radicelles, mal litées, et localement recoupées en oblique par un lit mince de charbon (fluage);



(figure n°55) AFFLEUREMENT DE LA GRAVE AMONT : LOCALISATION DES COUPES 11 ET 12.

- 9- grès clairs dessinant de grandes rides soulignées par des joints charbonneux -40 cm au plus;
- 10- grès moyens à grossiers, avec quelques galets mous silteux et charbonneux; grands faisceaux de laminations obliques, à la structure peu nette (altération de la roche ?), on y reconnaît cependant des chenaux en cuillers en partie creusés au sommet de (9) - épaisseur variable, localement 80 cm;
- 11- siltites gréseuses à laminations parallèles horizontales - 10 cm;
- 12- grès sombres très micacés, durs, en petits bancs (10 cm au maximum) alternant avec des niveaux plus tendres à débit plus fin (feuillet de 2-3mm) les bancs de grès sont plus épais sur la base et s'amincissent vers le sommet - au maximum 50 cm visibles sous la discordance.

Vers le Nord et l'amont, il est possible de dresser un log synthétique à partir de deux coupes [11 et 12] (figures n°55 et 89 II).

Des niveaux gréseux affleurant très mal à la base de la coupe, je n'ai levé le log qu'à partir de la série continue.

- Log de la Grave amont :

Coupe [11]

- 1- siltites à radicules, sombres, micacées, mal litées, nodules pyriteux - épaisseur ? 40 cm visibles;
- 2- pélites noires à intercalations de lits millimétriques de vitrain; le niveau est très pyriteux et se termine par un lit noduleux centimétrique de pyrite - 5 à 7 cm;
- 3- siltites finement micacées dures (pyrite disséminée) plus argileuses à la base, mauvais débit - 50 cm;
- 4- grès fins micacés squameux; la moitié inférieure, plus silteuse passe de façon progressive à un grès compact - 40 cm; vers le Sud le banc s'épaissit jusqu'à atteindre 1,50 m et montre des laminations obliques;
- 5- grès silteux puis siltites à radicules et stigmaria; nombreux nodules pyriteux parfois organisés en lits, mauvais débit - 40 cm;

Coupe [12] ce niveau (5) atteint sur la C[12] 1 m d'épaisseur;

- 6- siltites à radicules, gris sombre, à joints de vitrain, quelques petits nodules, mal litées; une base de tronc de 30 cm de diamètre est visible - 40 cm;
- 7- niveau à charbon. Le charbon est principalement représenté par deux petites couches de 10 cm chacune avec entre les deux un niveau pélitique à empreintes de végétaux fins (herbacés), les stériles sont parfois recoupés par un lit oblique charbonneux;
- 8- grès en petits faisceaux de lamines obliques, base légèrement ravinante - 40 cm;
- 9- siltites à laminations horizontales - 10 cm;
- 10- grès sombres très micacés, durs, en petits bancs (10 cm maximum) alternant avec des niveaux plus tendres silteux qui deviennent plus nombreux vers le haut; dans les bancs gréseux les feuilletts (2 à 3 mm) sont parallèles, horizontaux ou parfois en petits nids;
- 11- grès silteux noirs très micacés charbonneux, durs, en deux bancs de 10 cm chacun, séparés par un lit (1 cm) de charbon pulvérulent - 20 cm;

12- grès silteux gris souris à joints parfois charbonneux et micacés laminations horizontales, débit en plaquettes d'épaisseur inférieure au centimètre - 60 cm;

13- grès silteux micacés passant à des siltites noires charbonneuses micacées et terminées par un joint de charbon pulvérulent;

14- siltites gréseuses passant aux grès sombres (cf. 15);

15- grès quartzitiques micacés à joints sombres silteux, patine gris verdâtre à rousse, érodés sous la discordance - 80 cm maximum, le banc disparaît rapidement vers le Sud.

D'une zone d'affleurement à l'autre, on retrouve la barre de grès : [11] (8 et 9) [10] (9 à 12), en surplomb au-dessus du niveau à charbon.

Le banc (7) [11] se suit sur toute la rive : bien que les petites coupes présentent des différences, les corrélations ne posent pas de problème, ce qui permet de noter des variations latérales.

3.b. Séquences et environnement de dépôt

Le bas de la coupe C10 (1 à 5) montre une petite séquence positive terminée par un joint charbonneux au-dessus duquel se développe une séquence, à tendance négative, de grès venant noyer des troncs.

On a encore une fois ici des faciès gréseux de débordement de levée qui envahissent la plaine d'inondation. L'orientation de la coupe n'est pas très favorable aux mesures de directions de courants (plutôt vers le Sud); l'organisation des feuillettes autour des troncs ainsi que la granulométrie suggèrent une faible énergie.

Au-dessus des troncs se développe à nouveau une séquence positive où l'on voit un milieu fluvial de chenal passant à un milieu marécageux, avec une brève période d'émersion intermédiaire.

Le niveau 12 (5) s'observe mieux en amont : au bord de la route on le voit varier rapidement d'épaisseur (figure n°55). Les feuillettes obliques montrent notamment une progradation latérale vers le Nord en même temps que le courant, dans les petits chenaux en cuillers, s'orientent à l'Est.

Au-dessus se développe la même séquence positive qu'au Sud, avec un niveau de charbon moins épais mais d'organisation comparable, en plusieurs lits séparés de stériles, ce qui signe une origine allochtone du charbon.

Les stériles qui présentent parfois des radicelles et surtout une importante décoloration au Sud, suggèrent que la tranche d'eau était faible voire momentanément nulle. Le marécage a été ensuite comblé par des détritiques relativement grossiers. Les niveaux gréseux, au toit des charbons, varient de faciès et d'épaisseur du Sud vers le Nord :

au Sud, ils s'organisent en grandes rides à la base, puis au-dessus, en figures de chenaux;

au Nord, la granulométrie est plus fine; les grès diminuent rapidement d'épaisseur (15 à 20 cm) et s'épaississent à nouveau dans une moindre mesure (40 cm) en amont du pont.

Au Sud et au Nord, ce niveau continu mais variable est surmonté par les mêmes faciès silto-gréseux. Ces derniers, en partie ou totalement érodés sous la discordance vers le Sud, sont au contraire assez bien visibles en amont; ils évoluent en une séquence positive. Au-dessus du joint charbonneux, la séquence suivante est mal définie : négative à la base, elle redevient positive vers le haut. Au-dessus du charbon pulvérulent, une petite séquence négative permet également de passer aux grès du sommet de la coupe.

Le dépôt de cette série silto-gréseuse présentant des faciès très décantés avec des séquences tantôt positives tantôt négatives s'articulant autour de joints charbonneux, suggère que le dépôt s'est effectué en milieu de type lacustre. Aux apports détritiques gréseux, jamais grossiers, se mêlent de fins apports organogènes qui se décantent en même temps que les micas.

Comme dans le secteur aval du Bès, il n'existe pas de gros corps gréseux.

Les pendages du Houiller du secteur de "Bès amont" étaient plutôt vers le NE, avant le dépôt du Trias, et de quelques degrés seulement; compte tenu de la géométrie de la discordance et de la position relative des zones d'affleurement "Bès amont" et "Grave", le niveau 11(3), qui porte le tronc (11,4), à la Grave, doit correspondre au sommet de la série Bès amont".

4. LE SONDAGE DE BARLES, BRGG (1952-1953)

Le sondage, implanté 500 m en amont du confluent de la Grave et du Bès, a recoupé 367,60 m de grès, schistes et charbons stéphaniens.

Le rapport de fin de sondage (Lienhardt et Ricour, 1954), outre qu'il fait état du maigre contenu en charbon de la série, offre une coupe "détaillée" de celle-ci.

Le peu de morceaux de carottes que j'ai pu récupérer, et dont la plupart ont perdu leur étiquette (cote), ne constituent pas un matériel favorable à une nouvelle étude du sondage. Seuls quelques faciès particuliers peuvent être retenus.

J'ai donc choisi de réutiliser principalement les informations données par les auteurs.

Les géologues s'étant intéressés presque uniquement au charbon : nombre de couches, épaisseurs, murs et toits, répartition dans la série... la coupe lithologique n'a pas été véritablement exploitée dans un but d'étude sédimentologique.

Il m'a paru intéressant d'aborder une nouvelle étude du sondage en termes d'analyse séquentielle, principalement de situer les différents niveaux charbonneux à l'intérieur des séquences, et de tenter d'en tirer quelques indications complémentaires sur une possible évolution du bassin et de son paléo-environnement. Les données des rapports ne se sont pas toujours révélées bien adaptées à ce genre d'investigation. On manque parfois d'informations sur certains modes de passage d'un faciès à l'autre, à l'intérieur des subdivisions en grands ensembles lithologiques qu'ont utilisés les auteurs.

Les géologues ont utilisé le terme minier de "schistes" pour les faciès relativement fins, il semble cependant qu'ils ne leur ont pas systématiquement assimilé les grès fins; et les "schistes très fins" peuvent être corrélés avec des pélites. Il en résulte donc que le terme "schiste" correspond sensiblement aux "siltites" terme que j'utiliserai pour réaliser l'homogénéité avec la surface.

Quelques informations supplémentaires sur le log sont fournies par Gréber, qui étudiant la flore, a par la même occasion, hérité ... des écailles de poissons. Dans son rapport, il donne les cotes approximatives auxquelles on les trouve.

4.a. Correspondances entre les niveaux supérieurs du sondage et ceux des affleurements

Dans la partie haute du sondage, on peut reconnaître le prolongement des niveaux affleurant à "Bès amont", avec de haut en bas :

- un ensemble silteux et silto-gréseux relativement développé au sommet : environ 15 m en sondage (8 m à l'affleurement);
- un ensemble de grès et "conglomérats", équivalent des grès jaunes supérieurs, mais ici épais de 10 m (pendages ? ou variation latérale ?);
- une couche de charbon (35 cm) : idem en surface;
- un ensemble silto-gréseux (10 m) avec une passée charbonneuse (4 cm) : idem en surface;
- des "grès arkosiques" (6 m) à stratifications obliques : grès jaunes inférieurs;
- une couche de charbon (5 cm) avec un toit silteux, terminant un ensemble silto-gréseux : idem charbon de la rive droite du Bès;

le sondage a fourni, dans les niveaux silteux à proximité du charbon, des écailles de poissons que je n'ai pas trouvées en surface;

- un ensemble silto-gréseux souvent à stratification onduleuse et à quelques stigmaria : comparable à celui de la surface, sans corps gréseux important.

Le sondage apporte donc un fait nouveau par rapport à la surface, avec les écailles de poissons; par contre on remarque, pour les grès jaunes supérieurs, l'absence d'indications sur le type de stratifications. Les nombreux niveaux à radicelles ne sont pas signalés en dehors des stigmaria, peut-être ces fines structures ne sont-elles pas reconnaissables sur les carottes.

Cette corrélation permet en quelque sorte d'estimer les limites de la comparaison entre surface et sondage, et des indications fournies sur la coupe du rapport BRGGM.

4.b. Les niveaux de charbon

Le sondage a recoupé 10 couches de charbon, de 0,12 à 1,20 m d'ouverture (la première couche citée n'a cependant que 0,05 m d'épaisseur (?)) et 13 passées charbonneuses, de 0,02 à 0,11 m. Lienhardt et Ricour donnent un tableau de la répartition de ces couches et passées, malheureusement avec une petite erreur, et l'omission de la passée 12.

En étudiant le log, on trouve en plus des passées numérotées, des "petits lits" de 0,04 et 0,03 m de puissance, qui n'ont pas été pris en considération, sans doute à cause d'une absence de toit et de mur caractéristiques.

Je propose donc un tableau (figure n°91 II) qui fait apparaître tous les niveaux charbonneux supérieurs au centimètre, et faisant ressortir leur répartition dans le sondage, ainsi que leur appartenance à des séquences positives ou négatives, et d'autres détails.

En ne considérant que les couches supérieures à 0,20 m, on remarque qu'elles ne sont qu'au nombre de cing, représentant 2,86 m de charbon.

L'ensemble des couches et passées représente 4,37 m de charbon pour 363,23 m de stériles. Ce n'est pas beaucoup.

La répartition des couches et des passées est très large.

La seule couche qui pourrait être intéressante est relativement profonde et le charbon est de mauvaise qualité (barré).

L'espacement entre les niveaux de charbon est au minimum de 1,50 m et au maximum de 37,80 m, avec en plus à la base du sondage 47 m environ et plus (?) de stériles grossiers.

Les niveaux de charbons se situent fréquemment au sommet de séquences positives, épaisses de quelques mètres, avec souvent, à la base, des grès quartzitiques assez grossiers voire conglomératiques. Ce sont des séquences de type "grès jaunes" fluviales.

Les niveaux charbonneux se trouvent également répartis à l'intérieur de grands ensembles silto-gréseux aux séquences plus mal définies, avec de petites séquences (1 à 2 m) tantôt positives, tantôt négatives, représentées par des faciès fins de plaine d'inondation pavée de nombreux stigmaria, nodules...

Les périodes d'inondation étant fréquentes et relativement durables : milieu de type lacustre à palustre (poissons) permettent la conservation de charbons, parfois associés à des schistes bitumineux.

Dans une majorité des cas, comme le signalent Lienhardt et Ricour, les charbons admettent un mur silteux ou silto-gréseux à *stigmaria*.

Le toit est de composition plus variable. Dans le cas de séquences positives fluviales, surmontant les charbons, ce sont des grès.

Lorsque le milieu aquatique est comblé plus progressivement par les faciès fins d'un milieu qui tend à nouveau à l'exondation, les roches du toit peuvent être des grès (moyens à fins) ou des siltites.

Dans certains cas, le toit et le mur ont la même constitution, généralement silteuse. On remarque, en particulier, des lits charbonneux insérés à l'intérieur de siltites bitumineuses, ou de siltites noires pyriteuses à plantes.

Parfois le charbon provient de remaniements : il se présente alors sous forme de grosses lentilles à l'intérieur de bancs gréseux. Un des lits charbonneux sans numéro, intercalé entre deux ensembles de grès silteux à rides, provient peut-être aussi de la resédimentation de détritiques organiques (déjà évolués ?).

4.c. Evolution séquentielle de la série du sondage et essai de reconstitution des paléoenvironnements

Définition des ensembles et des séquences (figure n°90 II)

Dans l'ensemble de la série, on reconnaît des séquences positives typiques d'un environnement fluvial identique à celui de Bès amont, avec de bas en haut :

- des grès et microconglomérats de chenaux;
- des grès et des siltites avec souvent des stigmaria et/ou des nodules : plaine d'inondation;
- des siltites et des charbons : milieu inondé lacustre à palustre.

Les séquences de ce type, occupant généralement 3 à 20 m, sont représentées par les ensembles notés A sur le log (figure n°90 II), et sont au nombre de 9.

Certaines d'entre elles sont incomplètes comme la A4, la A6 et la A7.

Ces séquences donnent 0,72 m de charbon pour environ 119 m de stériles.

Les deux séquences fluviales du sommet sont séparées des suivantes par un long intermède de faciès silto-gréseux : B1 - 65 m d'épaisseur.

L'ensemble B1 compte 7 passées et 4 couches assez bien réparties sur toute la hauteur, avec un écart maximum d'une douzaine de mètres. Au total, ces niveaux représentent 1,24 m de charbon, soit près de 28% du charbon total.

On note deux niveaux à poissons, de fréquents "murs" à *stigmaria* et de niveaux à nodules.

L'ensemble des sédiments essentiellement de plaine d'inondation, sans gros corps gréseux, et organisés en fréquentes petites séquences négatives associées à des périodes d'inondation durable, signent un environnement de plaine alluviale très distale en amont d'un delta. On retrouve donc ici les caractères environnementaux de Bès aval.

Un autre ensemble lithologique paraît correspondre au même milieu que B1 : il s'agit de l'ensemble B2 situé près de 100 m plus bas. Les faciès sont un peu plus fréquemment gréseux qu'en B1.

B2 contient les deux couches les plus importantes du sondage, et deux niveaux silto-péliciques bitumineux.

On a ici 1,70 m de charbon, soit près de 39% charbon total pour environ 31 m de stériles.

L'ensemble B3 est du même type, avec encore à la base une augmentation des faciès gréseux mais qui ne sont jamais grossiers, généralement sombres et associés à des siltites. Ces grès et siltites gréseuses ne s'organisent jamais en séquences bien définies. Les *stigmaria* sont toujours fréquents, et la sédimentation souvent onduleuse. Si l'on ne compte pas la couche de charbon de base (fin de la séquence fluviale A9), l'ensemble B3 contient une seule couche, trois passées de charbon, un niveau de "schistes très charbonneux" au sommet et deux niveaux de schistes bitumineux. Ici le charbon n'occupe que 0,32 m sur 50 m de coupe.

En dehors de ces ensembles A et B caractéristiques et qui permettent d'assez bien reconnaître l'environnement auquel ils correspondent, le sondage présente d'autres ensembles lithologiques principalement des grès fins à très grossiers, voire conglomératiques (les éléments ne dépassent cependant pas le centimètre). Certains de ces grès se rapprochent de ceux des séquences positives de type A, mais on tendance à "dériver".

L'ensemble C1 (16 m) présente principalement deux séquences positives de 5 à 6 m.

La séquence inférieure débute par des grès quartzitiques assez grossiers et à lits conglomératiques surtout visibles à la base; ces grès admettent de rares passées plus silteuses, et l'une d'elles se termine par un conglomérat. Vers le haut, les grès grossiers font place à des grès silteux terminés par 5 cm plus silteux; la séquence positive ne contient pas de faciès plus fin.

Au-dessus, un ensemble silto-gréseux : deux bancs gréseux séparés par un de siltites (?) à sédimentation onduleuse, ne présente pas d'organisation séquentielle nette; les grès du banc inférieur sont relativement fins; le banc du sommet est plus grossier et débute par un microconglomérat.

La séquence positive au-dessus est composée de grès silteux et de siltites avec, au sommet, des siltites noires bitumineuses et un lit de charbon (0,03 m). A partir du charbon, la séquence tend à devenir négative : le charbon a un toit de siltites noires bitumineuses, passant vers le haut à des grès schisteux micacés et pyriteux. Les grès du sommet ont en outre fourni des écailles de poissons.

L'ensemble C2 (environ 28 m) est plus hétérogène que les deux précédents; il renferme quelques ensembles relativement peu épais de siltites gréseuses et de grès fins; il se caractérise par deux niveaux de grès quartzitiques à lits conglomératiques, dont le principal (14 m) s'organise en une séquence négative, passant de microconglomérats à des schistes noirs.

A l'extrême base de la formation, la séquence tend à redevenir positive : les "schistes" passent progressivement à des grès à sédimentation onduleuse, puis à des grès schisteux et à des grès quartzitiques moyennement grossiers.

L'ensemble C3 (31 m), dans lequel s'est terminé le sondage, est exclusivement constitué de grès quartzitiques et grossiers. Il a été observé des stratifications obliques, de nombreux niveaux de conglomérats, quelques passées plus "schisteuses" et des "filés grisés". Vers le haut, se remarque également "une alternance de lits assez fins et de lits très grossiers", les bancs ayant 10 à 20 cm d'épaisseur.

D'après le rapport, il semble que ces alternances occupent au plus 3 m de carotte. Des filonnets schisto-charbonneux très micacés sont signalés, ainsi que des plages micacées et pyriteuses; ces dernières sont associées à des grès quartzitiques gris blanc. Les figures de stratification obliques semblent surtout présentes dans les niveaux "en grisés" :

- les grès quartzitiques grossiers blancs sont sans lamination;

- ces mêmes grès quartzitiques sont peut-être trop compacts et homogènes pour que l'on puisse voir ces laminations, et les niveaux gris, apparemment souvent plus fins, sont sans doute plus favorables à l'observation : litage obliques soulignés par des joints plus silteux et/ou micacés, ou encore des faisceaux de lamines obliques de petite dimension, dont on a plus de chance sur les carottes de voir des intersections ("stratifications entrecroisées").

Il est dommage que je n'aie aucun morceau de carotte provenant du bas du sondage. Ces niveaux gréseux ne paraissent pas présenter de véritable classement, sauf vers la base des grès : l'un montre des faciès très grossiers à son sommet (sur 20 cm), l'autre présente au contraire des faciès microconglomératiques à la base.

Sur l'ensemble des grès C1 à C3 (75 m), seul C1 admet une passée charbonneuse de 0,03 m d'épaisseur.

De petites séquences à charbon et à sédiments fins, se trouvent isolées entre des "séquences" de type A et C. Ces passages (D), au nombre de 3, contiennent une couche de charbon (0,05 m) et plusieurs passées bitumineuses, pour 18 m de carottes. L'ensemble D3 constitue le sommet d'une séquence positive évoluant à partir des grès quartzitiques C3, et qui se rapproche des séquences de type A fluviales.

Répartition dans le sondage des différents types d'ensembles

Les différents ensembles A, B, C et D ne se répartissent pas d'une façon homogène dans tout le sondage. On remarque une évolution et des groupements de séquences.

En haut du sondage, deux séquences A, fluviales sont groupées, séparées par un court intervalle de type D.

Au-dessous, un grand ensemble dominé par la sédimentation fine : B1 (65 m), sépare les dépôts fluviales A1 et A2 d'un groupement de séquences du même type : A3 à A6, qui se succèdent sur près de 70 m avec un seul intermède : D2 (environ 10 m).

Vers la moitié de la série houillère, paraissent les ensembles à séquences mal définies C. A partir de là, il n'existe plus que 3 séquences A séparées chaque fois par plus de 50 m de dépôts. Des "séquences" de type B occupent à nouveau 33 m puis 100 m de série.

A partir de C1, on note une augmentation des détritiques gréseux : de plus en plus grossiers et fréquents de C1 à C3, il en est de même dans les ensembles de type B : B2 plus gréseux que B1 et B3 plus gréseux que B2 avec une tendance à devenir grossiers à la base.

5. QUELQUES DONNEES COMPLEMENTAIRES SUR LE CARBONIFERE DE BARLES

- Lames minces - (planche IV)

Quelques faciès présents en surface et dans le sondage font l'objet d'une observation au microscope polarisant.

Dans l'ensemble, les grès sont quartzitiques, les éléments en sont largement à dominante quartzreuse, avec parfois des feldspaths potassiques altérés. On note quelquefois la présence de galets mous, d'où la matière charbonneuse à tendance à migrer par écrasement diagénétique et tectonique.

Deux lames dans les grès du sondage montrent de petits galets de roches métamorphiques. La matrice pélitique est rare dans les faciès gréseux.

Dans les grès jaunes et dans les grès du sondage, se trouve cristallisée secondairement de la calcite; elle est toujours rare.

Un fragment de carotte présentant un faciès de grès micro-conglomératique, quartzitique, paraissait sectionné par une faille légèrement pentée et tapissée de charbon. En lame mince, le caractère sédimentaire du contact entre charbon et grès est net. Le charbon correspond certainement à une grosse lentille à l'intérieur des grès, légèrement tectonisée - mais les traces de friction peuvent être artificielles.

Deux lames ont été taillées dans les niveaux pélitiques et/ou silteux très compacts et pyriteux. Dans l'une on remarque le très grand nombre de grains de pyrite, parfois bien cristallisés, souvent très petits et agglomérés; on note la présence de nombreux micas. Sur l'autre lame, se remarquent, dans un matériel pélitique, des filonnets de matière organique associée à de la pyrite et d'autres à petits cristaux de calcite. Dans la pâte s'observe de la matière organique, ainsi que de la pyrite, diffuses; on note de petits cristaux isolés de dolomite.

On trouve donc dans ces lits surtout pyriteux à l'œil nu, la présence de carbonates et de sulfures, tels qu'il en est décrit dans les nodules (Couvrat-Desvergnès, 1981; El Hamet, 1981). La plupart des nodules à l'affleurement étant très riches en pyrite, je n'ai pour ma part, pas fait de recherche de carbonates dans ces niveaux. Les traces de diagenèse précoce sont également identifiées grâce aux lits continus de sidérose et aux accidents pyriteux.

- **Les autres techniques** d'étude : M.E.B., argiles, minéraux lourds, ne m'ont pas apporté de résultat déterminant.

Pour les minéraux lourds cependant, le Houiller de Barles se caractérise par l'abondance de grains de barytine, sous forme de cristaux automorphes néoformés, ou de fragments micro-cristallins mixtes, avec d'autres constituants.

- Charbon -

Je n'ai pas fait de détermination des propriétés physiques des charbons, les résultats obtenus en affleurement étant décevants, comme on a pu le constater aux Moulières. Robert (in Barlier, 1974) donne le pouvoir réflecteur de la vitrinite : 3,5 et la température maximale atteinte après enfouissement : 220 °C, ce qui permet de rattacher ce charbon aux anthracites.

- Quelques remarques sur la fracturation des carottes -

Les auteurs du rapport sur le sondage signalent la présence de fentes à remplissage de sidérose et de silice, comme il en a été observé en surface. Ils indiquent en outre de nombreuses fractures : failles et diaclases à fort pendage, et quelques failles plates; certaines parmi ces dernières seraient soulignées par des filonnets charbonneux, mais l'étude en lame mince d'au moins l'une d'entre elles, invite à la méfiance quant à l'ampleur du déplacement...

Au cours de la foration, se sont produites de nombreuses pertes d'injection, laissant supposer la présence de fissures ouvertes de quelque importance, dans le Carbonifère, même à une certaine profondeur...

6. CONCLUSION : ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

A partir des observations de surface, complétant celles fournies par le rapport du sondage, on peut donc proposer, pour l'ensemble des dépôts, plusieurs types d'environnements.

6.a A l'affleurement et dans la moitié supérieure du sondage il est possible de reconnaître deux systèmes différents :

- un système méandrisant, fluvatile, à séquences positives, avec de gros corps gréseux (5 m en moyenne), sans séquence négative; où le milieu n'est pas inondé de façon durable;
- un système alluvial "fluvatile distal" à "fluvatile distal en amont d'un delta", avec la présence de séquences négatives; la plaine d'inondation est fréquemment envahie par des débordements de levées à partir de petits distributeurs situés au-dessus de la plaine; celle-ci est à de nombreuses reprises inondée de façon durable.

6.b. Dans la moitié inférieure du sondage

Les deux systèmes décrits ci-dessus cessent d'être exclusifs. Ils se retrouvent, mais d'une part avec une nette dominance du second par rapport au premier, et d'autre part avec apparition de nouveaux ensembles gréseux.

Je verrais dans cette seconde moitié de sondage :

- un système alluvial fluvatile distal en amont d'un delta évoluant en un système deltaïque sous-lacustre : avec une nette évolution vers le bas, vers des dépôts détritiques gréseux pratiquement sans apport biodétritique important. Les séquences négatives que l'on rencontre, signent encore une zone "haute" du delta; les grès quartzitiques de base pourraient avoir leur origine dans l'embouchure d'un distributeur majeur, au top du delta (grès grossiers, niveaux conglomératiques, petites séquences négatives et positives, et grès non classés).

Les sédiments houillers de Barles correspondraient donc à une série de comblement progressif d'un "bassin", à l'origine, lacustre, envahi par les détritiques.

La zone deltaïque recoupée par le sondage est de plus en plus envahie par les dépôts fins de plaine alluviale distale.

Le taux de la subsidence paraît ici très légèrement inférieur à celui du comblement. Cependant, on n'a ici que relativement peu de données, et sur une épaisseur de 367 m, ce qui est peu pour un anthracophore houiller.

4° PARTIE

ESSAI DE SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

I- LE CARBONIFERE SUBALPIN : LIMITES D'UNE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE A L'ECHELLE D'UN BASSIN

Le Carbonifère des chaînes subalpines méridionales présente, sur les différents sites des secteurs ouest et est :

- une sédimentation de bassin limnique;

- une sédimentation où dominent les faciès fins, grès et siltites, avec, comme extrêmes, le charbon et des micro-conglomérats, ce qui signe un caractère distal, avec des bordures de bassin(s) éloignées et/ou un vaste domaine à relief modéré.

Les paléo-environnements reconnus vont dans le même sens, avec des dépôts de systèmes fluviaux méandrisants, où des cours d'eau très peu érosifs ont quelque difficulté à parcourir en serpentant d'importants atterrissements de plaines d'inondation; de systèmes alluviaux fluviaux distaux et d'amont de delta, avec un marécage houiller fréquemment envahi par des débordements de levées; de sommet de delta; lacustres.

Le Carbonifère est daté du Stéphanien moyen à supérieur, à Barles, du Stéphanien moyen à Nibles (Les Moulières); il n'est pas daté à Clamensane ni à Saint Geniez. Sur tout le territoire, de Nibles à Barles, les faciès du houiller sont donc analogues, avec des âges comparables. La sédimentation du Stéphanien moyen signant un domaine paléogéographique de plaine alluviale distale et de bord de lac, il semble peu probable qu'à cette époque ait existé un quelconque relief important entre Nibles et Barles. L'aire de dépôt devait être plane et étendue et les 20 km qui séparent un site de l'autre sont tout à fait compatibles avec leur intégration à un seul et même anthracophore; le charbon y étant partout présent avec une certaine fréquence, on peut même parler d'un bassin unique.

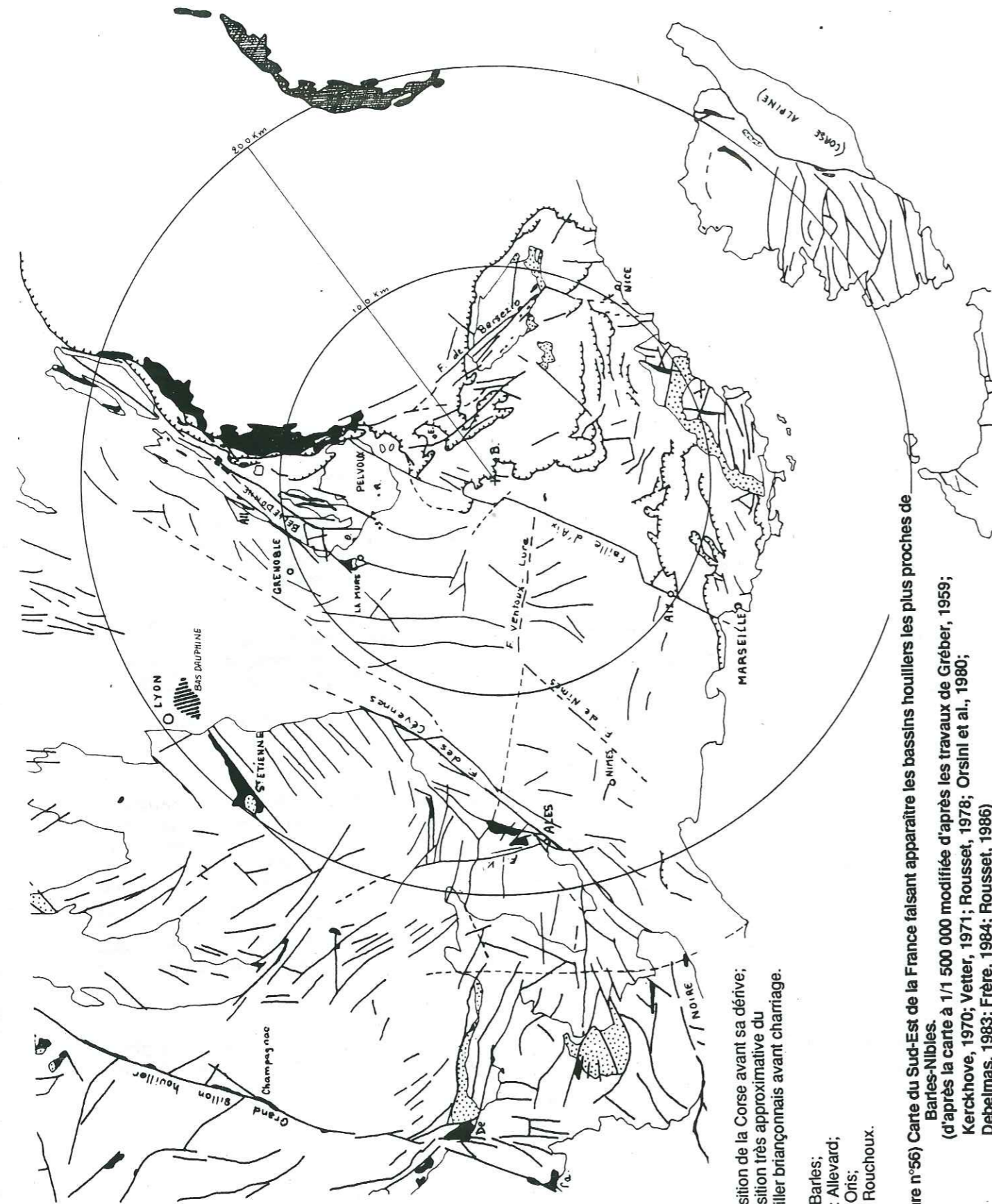
Les faciès que présentent les dépôts houillers de Clamensane et de Saint Geniez s'intègrent parfaitement dans ce cadre paléogéographique. Il y a de fortes chances pour qu'ils constituent d'autres témoins du même bassin, avec le même âge ou avec un âge légèrement différent, ce qui ne serait pas aberrant, eu égard à la durée de la sédimentation houillère dans les bassins (page 213).

Il faut cependant se garder de vouloir aller trop loin dans la reconstitution du bassin, parce que :

- d'une part, certains sites ne sont pas datés;

- d'autre part, même entre les deux sites datés des Moulières et de Barles, la corrélation n'est pas précise. A Barles, il s'agit de Stéphanien moyen à la limite du supérieur, avec énormément d'éléments de datation; aux Moulières, on donne un âge stéphanien moyen avec peu d'éléments et l'on est peut-être plus bas stratigraphiquement. Lorsqu'on visite les affleurements, on est tout d'abord frappé par l'abondance du détritique relativement grossier aux Moulières par rapport à Barles : on pourrait être tenté de voir dans les affleurements des Moulières une zone plus proximale... mais les dépôts sont peut-être plus vieux ? D'ailleurs, au fond du sondage de Barles existent sur 47 m des faciès gréseux plus grossiers, à micro-conglomérats; si ces formations affleuraient dans les clues plutôt que les faciès abondamment silteux qu'on y rencontre, on ne jugerait pas Barles plus distal...

On peut aussi remarquer que, sur l'ensemble des affleurements ouest, les faciès de plaine d'inondation sont peu développés : peu de niveaux à radicales, pas ou peu de niveaux à nodules, pas de troncs en place. A Clamensane, il existe des faciès gréseux fins, très pyriteux, de fond de lac, avec des *microslumps* (comme à la Mure) et des grès fluviaux comparables à ceux des Moulières.



- Position de la Corse avant sa dérive;
 - Position très approximative du Houiller briançonnais avant charriage.

B. : Barles;
 All. : Alleverd;
 O. : Oris;
 R. : Rouchoux.

(figure n°56) Carte du Sud-Est de la France faisant apparaître les bassins houillers les plus proches de Barles-Nibles.
 (d'après la carte à 1/1 500 000 modifiée d'après les travaux de Gréber, 1959; Kerckhove, 1970; Vetter, 1971; Rousset, 1978; Orsini et al., 1980; Debelmas, 1983; Frère, 1984; Rousset, 1986)

II- COMPARAISON AVEC LES AUTRES AFFLEUREMENTS DE HOULLER DU SUD-EST

1. LES BASSINS VOISINS : SITUATION PAR RAPPORT A BARLES-MOULIERES

Sur la carte (figure n°56), j'ai pris pour centre du Monde le Toit des Monges; à partir de ce centre, j'ai tracé deux cercles, l'un de 100 km de rayon, l'autre de 200 km.

A l'intérieur du petit cercle, on trouve les affleurements houillers actuels les plus proches, soit :

- le Carbonifère des massifs cristallins externes du Pelvoux, de la Mure, de Belledone, des Grandes Rousses et de l'Argentera;
- le Houiller des petits bassins allongés de Basse Provence;
- une partie du Houiller briançonnais, au NNE du Pelvoux et dans des écailles trop petites pour être figurées, en Haute Ubaye et Queyras.

A l'intérieur du grand cercle, dans lequel se place d'ailleurs tout le bassin mésozoïque du Sud-Est, on trouve les bassins houillers :

- de l'Est du Massif Central : Cévennes, Prades-Jaujac, Saint Etienne-bas Dauphiné;
- de l'ensemble des massifs cristallins externes;
- de l'ensemble du Briançonnais (zones internes);
- de la Corse hercynienne, à titre hypothétique, car si à partir du Trias, la Corse se trouvait proche de la Provence, il est cependant difficile d'évaluer, pour le bloc corso-sarde, l'ampleur des décrochements tardi-hercyniens.

Le Houiller briançonnais, quant à lui, doit être refoulé d'environ 150 km vers l'Est - ou davantage vers le Sud-Est - selon que l'on utilise telle ou telle reconstitution palinspastique et que l'on choisit Debelmas, Lemoine ou Ricou, entre autres... Même dans les reconstitutions "extrémistes", le Houiller briançonnais reste relativement voisin.

Pour les massifs cristallins externes et leur Houiller, on peut apprécier leur hypothétique charriage (Bayer et al., 1987) comme négligeable par rapport à celui des zones internes. Il en est de même pour l'Hercynien provençal. Dans le cas d'un charriage des massifs cristallins externes, on verra plus loin que Barles a pu être du voyage...

2. AGE DES SERIES CARBONIFERES VOISINES

Sur les massifs cristallins externes, qu'il s'agisse des lambeaux isolés ou du "grand" bassin de la Mure, les séries sont essentiellement stéphaniennes.

A la base, on trouve des niveaux généralement stériles, attribués au Westphalien D par Haudour et Sarrot-Reynaud (1960), mais considérés comme d'âge stéphanien A, par Gréber (1959) : le problème n'est pas classé. Les séries supérieures du Stéphanien A, B et rarement C, sont souvent discordantes sur la précédente. Les niveaux productifs appartiennent essentiellement au Stéphanien A, comme à la Mure.

- En basse Provence, cette différenciation entre Stéphanien et Westphalien se retrouve. Les niveaux de base du Reyran, avec la série de Bason à *boghead*, ne sont pas datés avec précision : Westphalien D à Stéphanien A. Ils sont surmontés par un niveau conglomératique, sans discordance angulaire, mais qui marque le passage à la série supérieure, principalement représentée par le Stéphanien A (Reyran, Plan de la Tour), productif. On pourrait cependant aller localement jusqu'à un Stéphanien "D" (Basso, 1985).

- En Corse existe également un Westphalien D mal daté (Bodenhausen, 1955) et du Stéphanien (Baudelot et al., 1976).

- Le bassin de Saint Etienne montre des séries de base datées du Stéphanien A; la sédimentation se poursuit jusqu'au passage à l'Autunien. Le Stéphanien (A, B et C) est productif (Feys et Gonzalez, 1984 in Synthèse du Sud-Est).

- Le Bassin du Bas Dauphiné, connu seulement en sondage, serait d'âge autunien et non stéphanien (*ibid.*) et sa base n'est pas connue.

- Le bassin des Cévennes est daté du Stéphanien A et B (Gras, 1971a), mais sa base a été légèrement vieillie : le sommet du Westphalien D serait représenté (Frère, 1984).

Dans les zones internes alpines, le Houiller briançonnais est plus ancien et de plus grande longévité que les précédents. Il débute au Namurien et se termine au Stéphanien B (Gréber, 1959). Mercier et Beaudoin signalent l'absence du Westphalien B (1983, 1985). Les faisceaux productifs sont également plus anciens, allant du Namurien au Stéphanien A.

3. SUR LA PALEOGEOGRAPHIE DES BASSINS VOISINS

Les bassins évoluent différemment selon le comportement et la structuration du socle cristallophyllien qui les porte. Anisi se définissent plusieurs types de bassins :

- 1- bassins limniques intra-montagneux typiques, dominés par les apports grossiers, et où le volcanisme s'exprime parfois nettement; ce sont de petits bassins allongés entre des bordures faillées, actives.

Ce type de bassin est abondamment représenté sur les massifs cristallins externes, sur le socle provençal et corse et sur le Massif Central;

- 2- bassins limniques intra-montagneux mais vastes, avec bordures faillées éloignées ou une seule bordure active (?) comme Saint Etienne qui se prolonge au NE par le Bas Dauphiné, dont il est séparé par le seuil de Givors, et comme le bassin des Cévennes, qui a une large extension et qui est caractérisé par une sédimentation de plaine alluviale distale, surtout dans ses niveaux inférieurs (Courel et al., 1984; Frère, 1984). La formation supérieure du bassin des Cévennes, avec des dépôts de cônes alluviaux (Frère, 1984), est plus typiquement intra-montagneuse.

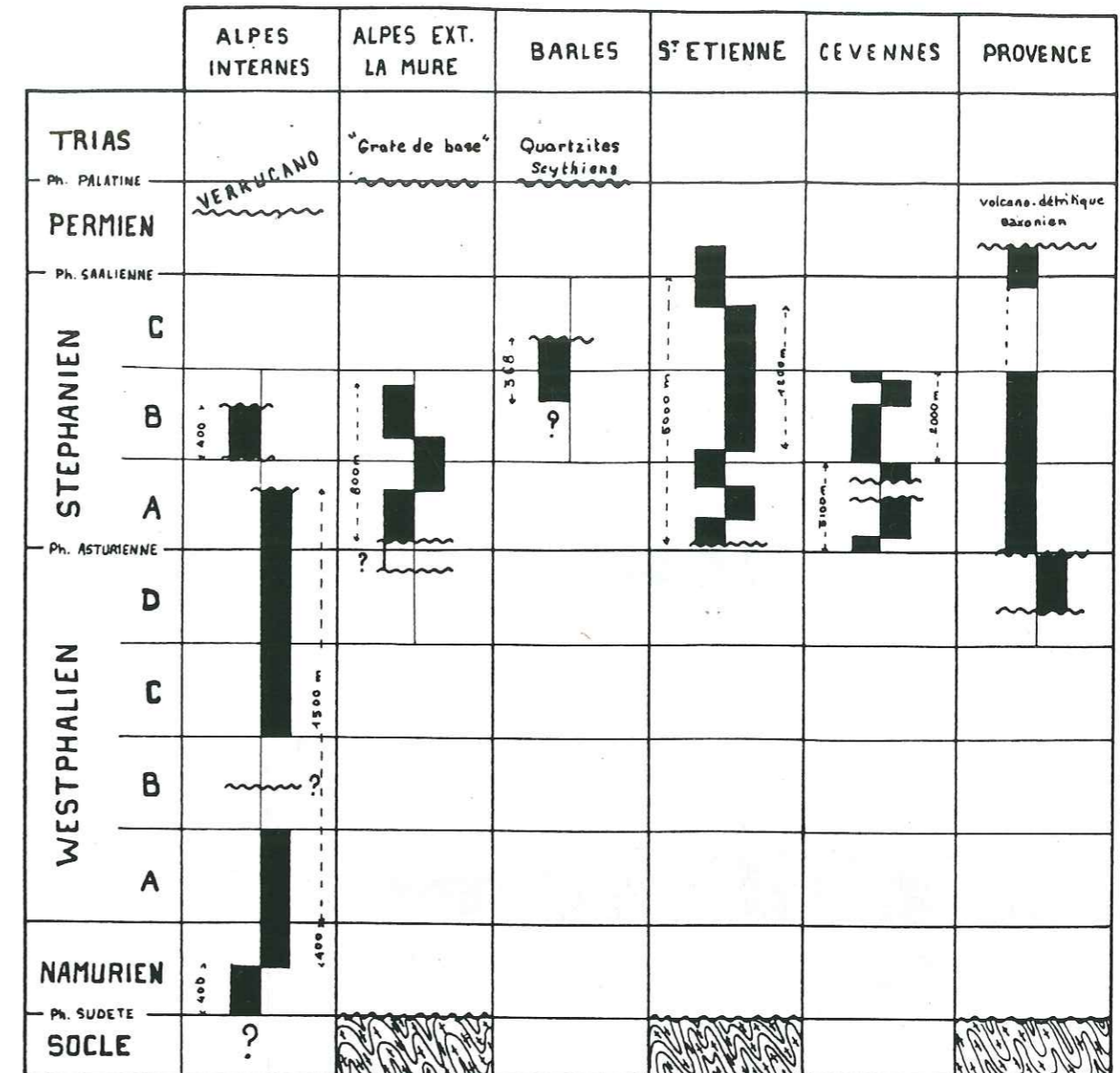
Dans ces vastes bassins, l'activité volcanique est relativement discrète, principalement enregistrée dans la sédimentation par de nombreux niveaux de cinérites;

- 3- bassins limniques de basse altitude, avec comme exemple typique, dans la zone interne, le bassin houiller briançonnais; il se distingue à nouveau de la majorité des précédents, en s'étalant sur plus de 1000 km², de la Suisse à la Méditerranée (Gréber, 1959).

Dans ce cadre "autochtone", le Houiller de la Mure appartiendrait également à ce type de bassin, avec des dépôts de fond de lac, dont Sarrot-Reynaud envisage la grande extension dans une région à faible relief; Vetter leur rattache également la base du Houiller des Cévennes.

Mais pour ces deux derniers cas, le caractère de "basse altitude" est loin d'être aussi net que dans le Briançonnais.

4. COMPARAISON (figure n°57)



(figure n°57) Tableau comparatif des séries houillères du Sud-Est.

Colonne de droite : série productive;
Colonne de gauche : série stérile.

Pour des raisons d'âge et de paléogéographie, deux bassins ne se prêtent pas à la comparaison avec Barles et Les Moulières. Ce sont les bassins briançonnais et du bas Dauphiné. Les autres bassins sur socle "autochtone" sont essentiellement d'âge stéphanien A et B.

On a vu que les dépôts du Stéphanien subalpin caractérisaient un environnement de plaine alluviale distale... une aire de sédimentation étendue, loin des bordures d'un bassin vraisemblablement vaste, avec un seul problématique niveau de cinérite et pas de trace directe d'activité magmatique. Ce bassin se prête donc à la comparaison avec les deux derniers types évoqués ci-dessus.

Par les faciès rencontrés, les séquences et les divers types d'environnements décrits par Frère (1984), le bassin des Cévennes est certainement celui dont on peut rapprocher le plus facilement celui de Barles. C'est d'ailleurs vrai surtout pour ses niveaux inférieurs, d'âge stéphanien A, qui comptent d'importants dépôts de plaine alluviale distale.

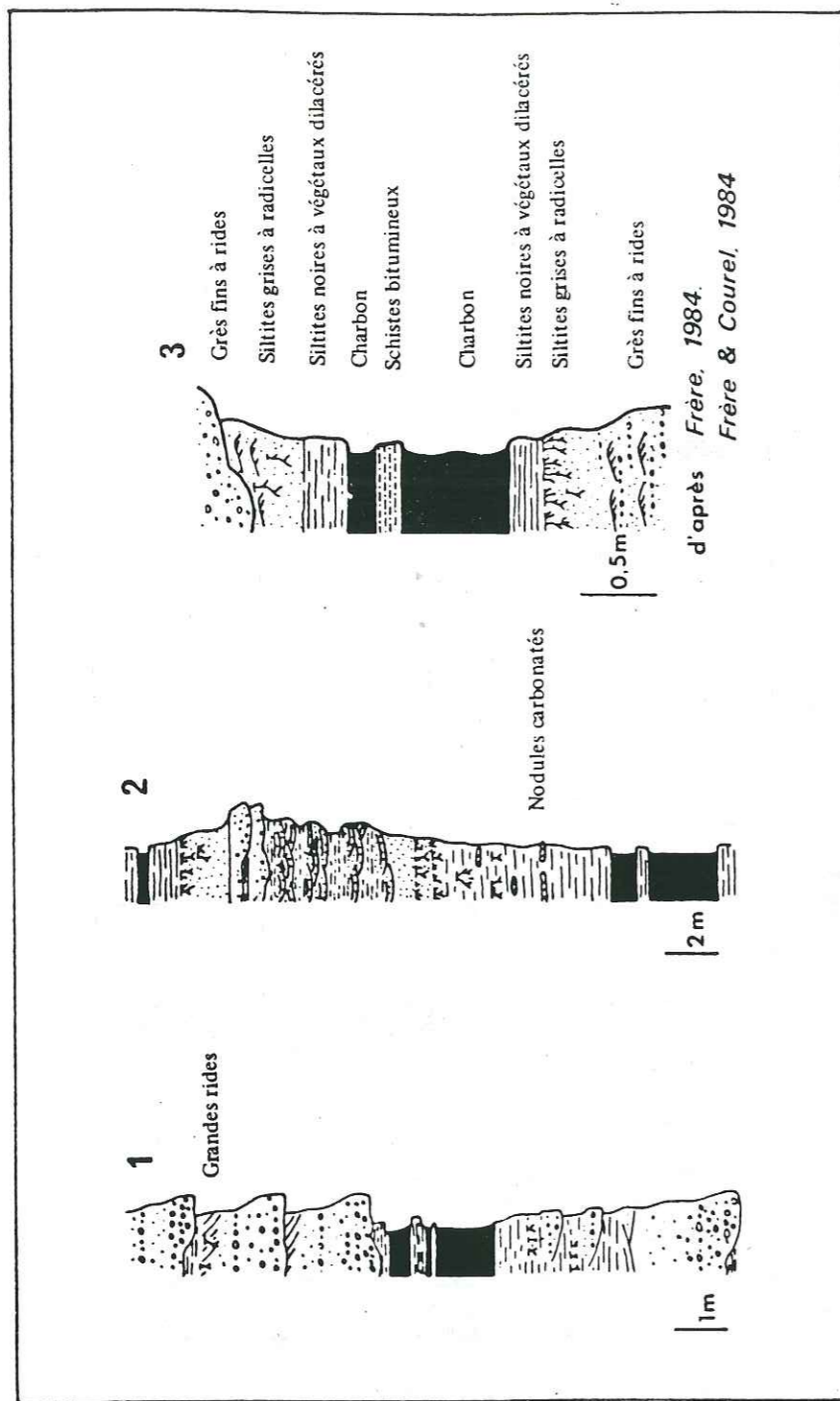


Fig. 58 — Place du charbon dans les séquences virtuelles, bassin des Cévennes (Gard, France).
 1 : domaine des chenaux dans un réseau en tresse. Couche Rase; 2 : domaine des chenaux méandrisants. Couche Champelauson; 3 : position allochtone du charbon interstratifié dans des siltites à débris végétaux dilacérés, encadrées par des siltites grises à radicelles.

L'étendue actuelle du bassin des Cévennes est importante, à l'affleurement. Il faut de plus noter que ce qu'on en connaît représente seulement la partie occidentale du bassin originel. Il faut déplier par la pensée le Stéphanién, car le bassin est affecté par un grand charriage vers l'WNW, faisant chevaucher le Stéphanién A sur le Stéphanién B en place sur le socle. Vers l'Est, au-delà de la faille des Cévennes, le Houillier a d'ailleurs été retrouvé en sondage. La superficie totale du bassin est encore actuellement inconnue.

La série cévenole représente 5200 m de sédiments, avec en tout 120 couches de charbon de 0,30 à 15 m d'ouverture. De nombreuses couches peu épaisses se trouvent dans le Stéphanién A, intercalées dans d'importants dépôts de plaine d'inondation (1650 m pour 57 couches), sans toutefois jamais être en contact direct avec eux. Les charbons sont, en effet, encadrés par des siltites noires laminées et sont allochtones (Courel et Frère, 1984) (figure n°58). Ces faciès et séquences rappellent tout à fait ceux de Barles : on peut donc espérer pour le Houillier subalpin une épaisseur bien supérieure à celle qui a été reconnue en sondage.

Le bassin de Saint Etienne est également très étendu; on le connaît sur 12 x 35 km² et on sait qu'il se prolonge en direction du NE. Il est, lui aussi, redoublé par un charriage important et par des plissements. Sa sédimentation est, d'une façon générale, beaucoup plus grossière que celle du bassin des Cévennes, avec d'épais conglomérats. Elle est de type molassique et comprend d'importants dépôts phytogènes dont l'accumulation a permis la formation d'épaisses couches de charbon de 1 à 15 m d'ouverture.

Ce type de bassin n'est à première vue pas directement comparable à celui de Barles, mais sur ses 5000 m de série, bien qu'une importante proportion soit constituée de faciès grossiers tels les "poudingues mosaïques" (550 m), il existe des niveaux schisto-gréseux comme, dans le Stéphanién B, le faisceau Grüner qui représente environ 600 m de sédiments relativement fins, avec 8 couches de charbon. L'assise d'Avaize, plus mal datée (autrefois : Stéphanién C) et bien que moins riche en charbon, représente 475 m de niveaux schisto-gréseux.

On ne connaîtrait à Saint Etienne que 367 m de série, comme à Barles, en régime schisto-gréseux, peut-être les conclusions sur son environnement seraient-elles bien différentes de celles que l'on élabore à partir de ses larges affleurements et des très importants travaux souterrains...

Dans le bassin de La Mure, la série houillère productive est du Stéphanién A, avec des faciès lacustres. Certains des grès à *micro-slumps* de Clamensane rappellent ceux de La Mure. On ne peut directement comparer les environnements en l'état des connaissances mais le Stéphanién B manque à La Mure, alors qu'on n'a pas accès aux niveaux plus anciens à Barles. Ici aussi, les dépôts de base peuvent marquer le comblement d'un lac par du détritique : peut-être a-t-on quelque chance de trouver, en profondeur, un nouveau La Mure.

Il est plus intéressant encore de noter que, malgré l'absence du Stéphanién B, la série de La Mure a une épaisseur de 800 m au total (Westphalien D (?) + Stéphanién A), avec une assise productive de 200 m abritant 6 couches de charbon de 1,50 à 2 m et la grande couche de 10 à 12 m d'ouverture.

Les bassins qui peuvent être comparés à celui de Barles présentent donc des séries épaisses de 800 m (Stéphanién A) à 5200 m (Stéphanién A et B). L'ensemble des bassins houillers du socle "autochtone" autour de Barles montrant des dépôts du Stéphanién A et B (quand ce dernier niveau est conservé), on doit envisager, pour Barles, non seulement un bassin d'une assez grande étendue, mais encore avec, certainement, une épaisseur de série bien supérieure aux 367 m qu'on a reconnus - et présence du Stéphanién A en profondeur.

Courel, Donsimoni et Mercier (1986), comparant les divers bassins limniques intra-montagneux, soulignent que les domaines distaux correspondent à des aires de production et d'accumulation végétales plus importantes que dans les domaines proximaux et que les couches, bien qu'y étant moins épaisses, y sont plus nombreuses et ont une plus large extension. On peut donc espérer que des niveaux de charbon s'étendent de Barles jusqu'au secteur ouest des Moulrières.

Les sédiments qui témoignent de la présence d'un lac laissent également espérer des accumulations phytogènes au fond de celui-ci, dont les sédiments pourraient contenir des couches de charbon relativement épaisses.

Ces comparaisons conduisent à une rêverie quelque peu marécageuse à propos de sédiments et de charbons bien anciens. S'ils appartenaient à un bassin tel que je l'imagine, qu'en reste-t-il?... quelques phases tectoniques s'étant acharnées à modifier et engloutir la paisible plaine alluviale, ses marécages, son lac, ses poissons, ses blattes...

III- DE LA TECTONIQUE POST-STEPHANIEENNE ET DE SES SUITES

L'évolution structurale du bassin houiller briançonnais étant très différente de celle de l'ensemble des autres bassins situés actuellement dans le Sud-Est de la France, je n'en parlerai pas.

Les bassins houillers installés sur le socle varisque sont qualifiés de tardi-orogéniques, la chaîne hercynienne n'ayant pas encore achevé son évolution. La dernière phase du cycle, la **phase saaliennne**, affecte considérablement ces bassins.

- Les petits bassins bordés par des failles actives sont pincés dans ces bandes faillées. C'est le cas de ceux des massifs cristallins externes, de la Provence et de la Corse.
- Le bassin de La Mure est lui aussi plissé, selon une direction différente de la direction varisque des plis de Belledonne : les axes de plis sont nord-sud. Ils se surimposent aux axes méridiens de l'assise de La Faurie, sous la discordance du Stéphanien A.
- Les grands bassins de Saint Etienne et des Cévennes subissent, en plus des déformations plicatives, une large tectonique tangentielle. Pour le bassin de Saint Etienne, un soulèvement du socle au NE provoque le départ d'une nappe principale et plusieurs écaillés de matériel houiller, le charriage s'effectuant vers l'WSW. Le Stéphanien A des Cévennes est charrié vers l'WNW sur le Stéphanien B en place sur le socle.

On remarque ainsi qu'autour du futur bassin du Sud-Est, à Saint Etienne comme aux Cévennes, à La Mure, en basse Provence... l'axe de raccourcissement au cours de la phase saaliennne est globalement E-W.

Les affleurements, trop dispersés et de trop peu d'étendue, du Houiller subalpin ne nous renseignent pas précisément sur la façon dont a pu s'exprimer la phase saaliennne dans ce secteur. Les couches du Carbonifère sont peu déformées à Barles. Aux Moulières, par contre, elles sont très abîmées, mais là il est impossible de faire la part de la tectonique hercynienne. On ne sait rien, ici et là, de possibles charriages saaliens du matériel houiller dont les contacts pourraient se situer en profondeur...?

Le décollement des séries houillères de l'Est du Massif Central, facilité par les niveaux de charbon, n'a pu se produire qu'à partir du soulèvement de certains compartiments du socle. Ceux-ci se trouvent alors dénudés, totalement ou en partie. Dans le cas des Cévennes, le compartiment de socle relevé devait donc se trouver à l'ESE, c'est-à-dire à l'emplacement du futur bassin mésozoïque. Sauf dans le cas d'une extension du bassin houiller sur plusieurs centaines de km², le substrat dudit bassin mésozoïque pourrait être privé de sa couverture carbonifère.

Sarrot-Reynaud (1961), voyant des apports bréchiques venus de l'Ouest dans le lac de La Mure, situait le bord du bassin quelque part à l'Ouest des affleurements actuels. On aurait donc, là aussi, au large de La Mure, un socle sans Houiller. Sauf en cas de basculement du socle, ce dispositif serait incompatible avec d'éventuels charriages vers l'Ouest des séries houillères dans les massifs cristallins externes lors de la phase saaliennne. De tels charriages auraient pu expliquer, entre autres hypothèses, l'absence du Stéphanien B à La Mure.

L'érosion est très active après la phase saaliennne; la paléogéographie change alors complètement et ce changement est notamment bien visible en basse Provence où l'on voit de larges grabens permien EW, de type rift à forte activité volcanique, recouper les anciennes structures stéphanien NNE-SSW.

La figure n°3 permet de constater que, dans le quart SE de la France, le Permien se localise quasi-uniquement au Sud d'une ligne W-E passant approximativement au niveau de Ventoux-Lure, depuis l'Ouest du Massif Central (Decazeville) jusqu'à l'Argentera. Au Nord de cette ligne, le Permien, post phase saaliennne, est pratiquement absent. A Barles, aux Moulières, à La Mure, le **Trias détritique de base** repose directement sur le Stéphanien. A La Mure, ce Trias repose aussi sur le socle cristallophyllien. C'est également le cas entre Barles et le Pelvoux, où il est discordant sur le socle du Dôme de Rémollon dans la vallée de l'Avance.

Des travaux récents sur le Trias détritique, de ce secteur jusqu'au Dôme de Barrot et au Mercantour, ont montré que le transport des sédiments s'effectuait du NW vers le SE (figure n°59), de Rémollon vers Barrot, avec donc une zone haute vers Rémollon.

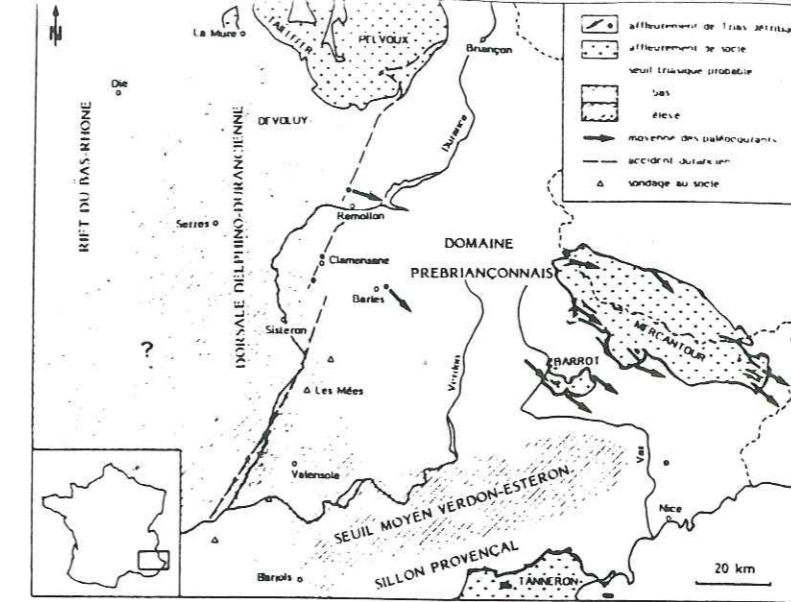


Fig. n°59 Carte de localisation et paléogéographie au début du Trias moyen.
Location map and paleogeography at the beginning of the Middle Triassic. (in Durand et al., 1989)

L'érosion immédiatement antérieure devient de moins en moins profonde au fur et à mesure qu'on se déplace vers le SE. Ainsi, entre Barles-Clamensane et Rémollon, le Carbonifère risque d'être érodé, tandis que, vers le SE, s'il n'a pas été éliminé pendant le Permien, le Houiller peut se trouver épargné par l'érosion du début du Trias. Dans le Mercantour, on trouve, en effet, sous le Permien très épais, des sédiments houillers.

Au SW de la ligne Barles-Barrot, des sondages ont montré que l'érosion anté-triasique avait atteint le socle cristallophyllien. Le compartiment "de Valensole" devait donc être relevé par le jeu de la faille d'Aix en Provence - et probablement incliné vers l'Est, portant ainsi la limite des bassins fluviatiles du Trias inférieur.

Sur le bordure est du Massif Central, la faille des Cévennes, également active, affecte une partie des dépôts houillers du bassin.

Entre les deux accidents majeurs, le bassin mésozoïque du Sud-Est s'ébauche. C'est en effet au Trias moyen que se produit la grande cassure téthysienne qui disloque le craton.

IV- LE RIFT ET LA TETHYS, DU TRIAS MOYEN A L'OXFORDIEN

La période du *rifting* est essentielle dans le découpage du socle en différents compartiments. Leur géométrie jouera par la suite un rôle déterminant dans le style et la direction des déformations lors de l'affrontement des blocs, pendant les phases alpines de serrage.

La marge européenne soumise à la distension est parcourue par de grandes fractures NNE-SSW, jouant en failles normales et par des fractures NNW-SSE jouant en décrochements, un peu comme des failles transformantes. Ce réseau de fractures est très comparable à celui de l'Atlantique Nord (Lemoine, 1985).

La distension de part et d'autre des grands accidents, se marque par une tectonique de blocs basculés et, le long des failles, par des formations olistolitiques qui s'accumulent dans les zones de bassins. Ce type de structure est, en particulier, bien connu dans l'ensemble des massifs cristallins externes (Lemoine et al., 1981), ainsi que dans le domaine briançonnais (Lemoine, 1985), élément de la marge européenne.

La faille des Cévennes et celle d'Aix en Provence appartiennent à ce grand réseau d'accidents : l'une ayant un regard est, en conformité avec la polarité de la marge européenne, l'autre, un regard ouest, vers le bassin du Sud-Est, la marge ne s'enfonçant pas régulièrement vers l'axe du futur océan ligure.

La subsidence du bassin du Sud-Est va permettre aux prolongements des bassins houillers sous sa couverture, de demeurer à l'abri de l'érosion depuis le début du Mésozoïque jusqu'à l'actuel. C'est notamment le cas pour le bassin des Cévennes *pro parte* et, sans doute, pour notre bassin houiller subalpin.

Dans la seconde partie de ce mémoire, j'ai longuement insisté sur le rôle des accidents rhégnatiques du domaine ouest, des failles d'Aix en Provence et des Rochers de Hongrie, dans la mise en place des blocs à Houiller et Trias dans le domaine du bassin dauphinois. Ces blocs appartiennent à des formations olistolithiques issues du démantèlement de talus sous-marins successifs, eux-mêmes créés par le soulèvement du compartiment est, le long des accidents normaux de la faille d'Aix. Ces épisodes d'érosion et d'écroulements de talus dans le secteur de Clamensane-Nibles-Saint Geniez, se sont succédés depuis le Domérien au moins, jusqu'à l'Oxfordien inférieur. Le recul des différents talus a dû éliminer des tranches de sédiments au-dessus du Houiller, sur une certaine largeur le long de la bordure faillée. Mais certains talus se situant plus à l'Ouest que d'autres les ayant précédés, il s'est produit de nouveaux dépôts vers le bassin, mais à partir de matériel déjà remanié, donc sans nouveau "nettoyage" au-dessus et à partir du Houiller. Les plus gros blocs de socle anté-triasique se sont mis en place essentiellement à la fin de cette période de *rifting*.

Pour moi, l'érosion sous-marine n'a pas atteint le socle cristallophyllien, les éléments de socle sous forme de gros galets décrits par Artru (1966b) étant certainement issus du Trias résédimenté. Cette hypothèse va tout à fait dans le sens de l'extension des terrains houillers de part et d'autre de la faille - et d'une épaisseur considérable du Carbonifère.

Le bassin carbonifère s'est donc trouvé coupé de son prolongement ouest, substratum de l'épaisse série mésozoïque du bassin dauphinois. A l'Est, le bloc de Valavoire, qui a alimenté vers l'Ouest le bassin en olistolithes, n'est pas fragmenté de façon importante pendant le Jurassique, bien qu'il présente quelques marches d'escalier. La zone haute devait s'étendre assez loin vers l'Est, au-delà de Barles.

A l'Est de Barles, les sédiments déposés à l'époque du rift et principalement, au Lias, ne nous sont pas accessibles, ce territoire étant aujourd'hui occupé par l'épaisse série de la nappe de Digne.

La limite ouest de la nappe correspondait à l'origine à une marche faillée, entre zone haute de Barles et le bassin de la future nappe.

Si l'on déplie la structure et que l'on ramène la nappe vers son lieu d'origine, c'est-à-dire globalement d'une trentaine de kilomètres vers l'ENE, on peut situer la faille de socle de type faille d'Aix à l'origine de la séparation entre bassin de la nappe et zone haute de Barles, environ une quinzaine de kilomètres à l'Est du village.

Les derniers olistolithes de Nibles sont scellés par les Terres Noires de l'Oxfordien inférieur. A cette époque, la distension paraît ralentir sur toute la marge européenne. A cette période se mettent en place les premières roches océaniques du domaine liguro-piémontais.

V- LA STRUCTURATION ALPINE STRICTO SENSU

Il faut attendre le Crétacé supérieur et le début du Tertiaire pour que d'importantes modifications structurales se produisent dans le domaine subalpin. Sans entrer dans les détails de l'évolution structurale pendant les phases alpines, il faut rappeler qu'en dehors de déformations plicatives et du décollement des séries de couverture au-dessus du socle, les failles de socle mêmes sont remobilisées, avec notamment un jeu polyphasé de la faille d'Aix en Provence qui met à l'affleurement les olistolithes de Houiller et de Trias, avec leur encaissant de Terres Noires.

Vers le Sud, la faille d'Aix et la faille de socle des Rochers de Hongrie déterminent l'enfoncement du bord du bassin de Digne-Valensole. A son extrémité NE, où la subsidence est maximale, **le socle est donc très profond**. Entre Nibles et Barles, un accident important est également responsable d'une nouvelle marche de socle. Celui-ci doit être relativement intact et en position haute entre la faille d'Aix et cette faille de Chine-les Monges (N-S). Vers l'Est, il est affaissé, en différents compartiments de géométrie mal définie, entre des failles NS et N140, coïncé entre l'accident de Chine et la faille de bordure du dôme de Barles.

Il est à noter qu'au niveau de la marche séparant le socle du dôme du socle affaissé, se sont accumulées des formations triasiques très pincées, dont certaines résédimentées au Tertiaire. Cette accumulation de produits issus du Trias a pu se faire grâce à une topographie en creux en aval du dôme. Le déplacement relatif du socle vers le SW a accentué la déformation plicative du Trias. L'importance de la tectonique de socle lors de la phase des plis à N120-140 est matérialisée par le plissement des quartzites scythiens et de leur substrat houiller.

La faille à N120-140 qui limite le dôme se raccorde certainement en profondeur à un accident tangentiel. Il serait en effet curieux que les matériaux houillers plissés soient restés solidaires de leur

substrat cristallin inconnu ou de niveaux plus profonds, plus "détritiques" du Carbonifère, alors qu'ils contiennent des couches de charbon dont le comportement et le rôle lors de phases tectoniques peuvent se comparer à ceux des terrains gypseux.

Lienhardt et Ricour (1954) évoquant ce comportement plastique des charbons, ont d'ailleurs envisagé de possibles bourrages et accumulations de charbon, au SW du dôme faillé. Un tel phénomène se produirait d'ailleurs d'autant mieux au front d'un accident tangentiel dont il est, bien sûr, difficile d'évaluer l'ampleur, de toute façon inférieure à celle des chevauchements plus élevés.

On pourrait avoir ici le cas, finalement assez rare, de deux couvertures superposées et tectonisées, avec trois niveaux de décollement au-dessus du socle : l'un dans le Houiller à charbon - les deux autres, dans les Trias évaporitique...

On est donc amené à considérer une tectonique de socle importante, qui peut-être nous rapproche de certaines interprétations proposées à partir des profils sismiques profonds à travers les Alpes. Les massifs cristallins externes sont considérés alors comme chevauchants, avec découplage lithosphérique. Si de tels cisaillements existent en profondeur, ils peuvent en effet se manifester par des écaillages apparemment modestes à un niveau plus superficiel. Ceci est également à considérer pour un éventuel charriage du socle de Rémollon, proposé par Gidon.

Certaines reconstitutions de cet hypothétique charriage des massifs cristallins externes (Lacassin et al., 1988) font passer le contact à l'arrière (à l'intérieur, au sens alpin) de Rémollon et de Barles. Ces pointements seraient alors considérés comme autochtone relatif des massifs cristallins externes charriés. Un tel dispositif pourrait créer des écaillages de socle, à Rémollon ou à Barles, mais sans que le socle vienne "flotter" sur du matériel mésozoïque : il s'agirait d'écaillage socle sur socle, masqué par la couverture superposée décollée.

Avec le secteur de Rémollon-Avançon nous trouvons une nouvelle limite pour l'extension du Carbonifère : le Trias repose sur le socle métamorphique.

Au Nord de Barles, l'axe anticlinal de Trias-Houiller s'élève vers le NW, avant de se décaler vers le bas sous la vallée du Sasse, probablement grâce à un accident E-W non affleurant. Il se retrouve peut-être sous la voûte anticlinale dessinée par les calcaires marneux du Dogger, exactement dans l'axe du pli à coeur de Houiller.

Entre la Durance et Rémollon, au Nord, et le Sasse, il est très difficile d'envisager la structure du substratum, toute la couverture étant déplacée, plissée et écaillée en petites unités sous la nappe de Digne. L'aspect chaotique de cette couverture n'a certainement rien à voir avec l'état du socle au-dessous.

La limite est actuelle du Houiller de Barles est bien évidemment difficile à préciser... Le flanc NE de l'antiforme du Carbonifère plonge relativement fort et le Trias de sa couverture disparaît rapidement sous la nappe de Digne. Il est bien possible qu'au NE et à l'Est de Barles existent de grandes écaillages de socle. Toutefois, les éléments de socle contenus dans la base de la nappe ont sans doute été arrachés à son substrat avant son glissement épiglyptique. Ils ne renseignent pas sur la bordure immédiate des derniers témoins du bassin houiller subalpin.

L'extension du Houiller subalpin sous la couverture est donc bien difficilement envisageable de façon optimiste, en dehors du bloc de Nibles-Barles, avec, pour le secteur ouest, un Houiller mêlé à la couverture et donc légèrement déplacé à l'Alpin par rapport à son "point de chute" dans le bassin au Jurassique... Le segment actuellement actif de la faille d'Aix en Provence n'est d'ailleurs pas sur la cicatrice des failles jurassiques.

De même, la limite sud du compartiment à Carbonifère doit-elle être ramenée de près de 2 km vers le Nord.

Reste **le prolongement à l'Ouest**. La partie du bassin qui a sans doute le moins souffert doit se trouver tout au fond du bassin mésozoïque dauphinois, les faciès du Carbonifère à Clamensane et aux Moulières n'excluant pas un prolongement du bassin à l'Ouest.

On aurait donc en quelque sorte **le symétrique du bassin des Cévennes**, partagé en deux par la faille d'Aix en Provence, avec :

- à l'Est, une partie située sur un compartiment haut du socle, en domaine subalpin, très abimée par la tectonique tertiaire;
- et, à l'Ouest, une partie relativement éloignée des zones intensément plissées et qui a pu garder une relative tranquillité sous la couverture décollée - mais une partie placée à grande profondeur, sous le bassin du Sud-Est...

5° PARTIE

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Au cours de ce mémoire, environ 300 millions d'années ont été parcourus, avec heureusement de longues périodes de calme tectonique pour se reposer. On est confronté à deux cycles orogéniques :

- **le cycle hercynien** dont seule la période tardi-hercynienne est abordée, avec le dépôt des sédiments carbonifères; le socle varisque n'est, ici, pas connu en place. La phase saalienne paraît discrète et on ne sait rien, dans la région de Barles, sur la longue période d'érosion correspondant au Permien;
- **le cycle alpin** dans sa totalité, avec :
 - * une évolution tectonique mésozoïque caractérisée par le jeu de failles normales qui disloquent le vieux craton et ses bassins houillers - et qui conduira à l'ouverture de l'océan ligurien;
 - * une tectonique essentiellement tertiaire qui assure l'édification de la chaîne alpine et, en particulier, celle des chaînes subalpines méridionales où plusieurs phases affectent à la fois socle et couverture.

Le Carbonifère des chaînes subalpines méridionales paraît en deux zones d'affleurement, séparées seulement d'une vingtaine de kilomètres : l'une, à l'Est, sous la nappe de Digne, à **Barles**, l'autre, à l'Ouest, près de **Clamensane**, **Nibles** et **Saint Geniez**, le long de la **faille d'Aix en Provence**, l'un des principaux accidents qui affectent la **marge européenne** pendant la distension jurassique.

STRUCTURE

Si la position structurale du Stéphanien de Barles était relativement claire, il n'en était pas de même pour celle des petits affleurements disséminés le long de la faille d'Aix et longtemps qualifiés d'énigmatiques.

Je me suis donc attachée, dans un premier temps, à reconsidérer les structures dans lesquelles était impliqué le Carbonifère du **domaine ouest**.

A partir d'une cartographie détaillée de tout le secteur, de la recherche systématique d'affleurements carbonifères parfois métriques, de l'examen de leur répartition au sein des formations mésozoïques et de l'étude des contacts, je conclus que, de Clamensane aux Moulrières :

- * il n'existe **aucune** coupe continue du Stéphanien jusqu'aux Terres Noires;
- * le Carbonifère se trouve souvent nettement interstratifié dans des formations jurassiques, notamment : Domérien et Terres Noires;

- * les mélanges ne sont pas le résultat d'écaillages tectoniques alpins;
- * le Houiller, le Trias et une partie du Lias du secteur, impliqués dans ces mélanges, constituent des **formations olistolitiques d'âge jurassique**;
- * les formations olistolitiques sont issues de **plusieurs générations** de glissements sous-marins, à partir de talus faillés successifs;
- * les périodes d'activité tectonique pendant lesquelles s'édifient les talus instables sont principalement domériennes et bajociennes - le dernier écroulement s'est pourtant produit plus tard, à l'Oxfordien inférieur aux Molières.

Le fonctionnement polyphasé de la faille d'Aix en Provence, au cours de la période de *rifting* est donc enregistré dans la sédimentation jurassique, sous la forme d'olistolites glissés dans le domaine du bassin du Sud-est, à partir du talus faillé.

La paléogéographie liasique et principalement domérienne, était beaucoup plus complexe que celle du Dogger et ce, jusque dans des secteurs apparemment moins affectés par les failles jurassiques : Saint Geniez, où le Carbonifère est impliqué dans des accidents liasiques, et dans l'anticlinal des Monges.

Toutes ces structures héritées du Lias ont été reprises lors de la tectonique alpine, avec notamment le jeu des accidents linéamentaires.

Le secteur de Barles est principalement structuré par la **tectonique tertiaire du cycle alpin**; celle-ci est responsable de la situation du Houiller et du Trias détritique (actuellement en fenêtre) sous le Trias moyen écaillé et sous la nappe de Digne.

Un intérêt particulier a été porté aux **rappports de la nappe et de son substratum**. Le Trias quartzitique étant resté solidaire du Houiller pendant les différentes phases de déformation, c'est donc le contact quartzites-dolomies et le contact inférieur de la nappe qui ont retenu mon attention.

Pour la mise en place des **éléments du socle** présents à la **base de la nappe**, est proposée une nouvelle interprétation : ils proviendraient d'une **tectonique de socle antérieure** au glissement épiglyptique de la nappe, ce qui a pour conséquence de leur attribuer une origine nettement plus allochtone que ce qui était proposé.

Je signale en outre la présence, dans le flanc nord du Blayeul, de **roches détritiques** vraisemblablement **triasiques ou permien** que l'on ne rencontre pas ailleurs dans la région de Barles et qui sont associées aux blocs de socle cristallophyllien.

Une chronologie des déformations est proposée. Le dôme de Barles-Verdaches, à coeur de Houiller est réalisé antérieurement à l'arrivée de la nappe de Digne. La paléotopographie en creux entre le dôme et la série renversée de Chine est comblée en plusieurs étapes par l'accumulation de plis du Trias moyen, de mélanges tectono-sédimentaires et des produits de la resédimentation tertiaire d'éléments triasiques. Le tout est pincé par accentuation de la structure lors de mouvements différentiels entre les compartiments de Barles et de Chine. Sur cet ensemble plissé arrive la nappe; la topographie qui la reçoit n'est cependant pas régulière et plane. Il reste des zones en creux, au Sud du dôme, à l'arrière de barres qui jouent le rôle de butoir : le front plissé de la nappe y est piégé, ce qui provoque un découplage de la série charriée.

TRIAS

Lors de l'étude des rapports entre les dolomies du Trias moyen et des quartzites du Trias de base, je me suis intéressée à la valeur stratigraphique de la limite entre ces deux formations. Les faciès évoluent de l'une vers l'autre; une datation palynologique confirme que ces niveaux font le passage du Scythien à l'Anisien. De même, à Clamensane, le sommet des quartzites a pu être attribué à la fin du Scythien. J'ai donc pu montrer que le secteur de Barles était l'un des rares sites du Sud-Est de la France où le Trias de base correspond effectivement au Trias inférieur.

CARBONIFERE

L'âge comparable du Carbonifère de Barles (Stéphanien B - limite du Stéphanien C) et de celui des Molières (Stéphanien B), la relative proximité de l'ensemble des affleurements, laissaient espérer un bassin houiller unique masqué sous la couverture.

A partir de l'étude sédimentologique des affleurements, complétée par une nouvelle analyse des coupes et des données du sondage de Barles, une reconstitution des milieux de dépôt a pu être proposée. Tous tendent à montrer la présence d'une aire de dépôt relativement plane et vaste, loin des reliefs importants. Les divers environnements de dépôts reconnus sont :

- fond de lac;
- sommet de delta sous-lacustre (et zone d'émissaire important);
- plaine d'inondation souvent envahie par des débordements de levées de petits distributaires; plaine alluviale distale parfois en amont d'un delta;
- système fluvial méandrisant.

A Barles, la coupe du sondage paraît caractériser une évolution dans le temps des dépôts : deltaïques et lacustres à la base, de plaine d'inondation au sommet. On assisterait donc au comblement du bassin.

Dans la zone ouest, la dispersion des affleurements et le fait que certains ne soient pas datés, ne permettent pas d'envisager une telle évolution, mais la comparaison des différents types de dépôts entre cette zone et Barles montre une dominance des milieux inondés de façon durable, avec, par rapport à Barles, la raréfaction des dépôts de plaine d'inondation, détectée grâce à l'absence de sol à végétation arborescente, la rareté des niveaux à racelles et l'absence de nodules...

Dans tous les cas, les dépôts les plus grossiers sont des micro-conglomérats, la sédimentation étant dominée par les faciès fins de grès et de siltites.

Considérant les bassins houillers les plus proches, à moins de 200 km, la comparaison avec **celui des Cévennes** est évidente : on y retrouve le même type de sédimentation, des séquences comparables et un environnement de bassin limnique intra-montagneux mais vaste, aux bordures éloignées.

Compte tenu de l'âge des séries houillères environnantes et de leur épaisseur, j'envisage l'existence, à la fin du Carbonifère, d'un **bassin houiller subalpin**, non seulement fort étendu, mais comportant également une **série épaisse** avec **Stéphanien A et B**.

La tectonique du cycle alpin a affecté de façon importante les reliques du bassin houiller, entre Nibles et Barles : de façon plus intense à **l'Est de la faille d'Aix en Provence**. Je propose donc de rechercher **vers l'Ouest le prolongement** du bassin carbonifère, dans le domaine du **bassin mésozoïque du Sud-Est**, où il sera moins affecté... mais beaucoup plus profond.

Là encore, la comparaison avec le bassin des Cévennes s'impose : de l'autre côté du bassin du Sud-Est, il est en partie situé sur le socle relevé du Massif Central, en partie profondément enfoui sous le Mésozoïque rhodanien. Il est tronçonné et en partie affaissé par la **faille des Cévennes**, sœur jumelle de la **faille d'Aix en Provence**.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN J.R.L. (1963) - The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, 2, pp. 93-114.
- ALLEN J.R.L. (1970) - Studies in fluvial sedimentation : a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 40, n°1, pp. 298-323, march 1970.
- ALSAC C. (1958) - Contribution à l'étude des albitophyres et orthoalbitophyres du Dôme de Remollon. Thèse, Paris, 58 p..
- ANDRAS J. (1980) - Utilisation du système des ceintures marécageuses pour la détermination de la formation prévisible de la couche de charbon. 26è Cong. int. Géol., Paris, 1980, in *Ind. Min., Les techniques*, 6-80, suppl. n° juin 1980, pp. 269-272.
- ANGELIER J. & BERGERAT F. (1983) - Systèmes de contraintes et extension intracontinentale. *Bull. C. Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine*, 7, 1, pp. 137-147.
- ARBEY F., CLOCHIATTI R., GIGOT P., GUBLER Y., LE TENDRE L. & RIVIERE M. (1976) - Découverte de cinérites dans les formations continentales du Stampien, dans le bassin de Manosque-Forcalquier (Alpes de Haute Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 282, série D, pp. 1093-1095.
- ARGYRIADIS I. (1975) - Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne. *Bull. Soc. géol. France*, 7è série, t. XVII, n°1, pp. 56-57.
- ARGYRIADIS I. (1978) - Le Permien Alpino-Méditerranéen à la charnière entre l'Hettangien et l'Alpin. Thèse Université Paris Sud, Orsay.
- ARGYRIADIS I., GRACIANSKY P.C. de, MARLOUX J. & RICOU L.E. (1980) - The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia-Africa. In "Géologie des chaînes issues de la Téthys", *Mémoires du Bur. Rech. géol. et min.*, n°115, pp. 199-214.
- ARLHAC P. & ROUSSET C. (1978a) - Structures subalpines dans le bassin du Sasse (Alpes de Haute Provence, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 286, série D, pp. 261-264.
- ARLHAC P. & ROUSSET C. (1978b) - Présence d'un conglomérat synorogénique d'âge miocène probable dans le secteur de la Motte du Caire (Alpes de Haute Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 286, série D, pp. 579-582.
- ARLHAC P. & ROUSSET C. (1979) - La nappe de Digne près de Gap (Hautes Alpes) : sa place dans les Alpes externes françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 288, série D, pp. 47-50.
- ARNAUD H., BARFETY J.C., GIDON M. & PAIRIS J.L. (1978) - A propos du rhexmatisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 286, série D, pp. 1335-1338.
- ARNAUD H., DEBELMAS J., FLANDRIN J., GIDON M. & KERCKHOVE C. (1976) - Remarques et réflexions à propos de l'attribution au Néogène d'une partie des cargneules et des gypses alpins. *Bull. Soc. géol. France*, 7è série, t. XVIII, n°4, pp. 973-979.
- ARNAUD H., GIDON M. & PAIRIS J.L. (1977) - Précisions sur la structure des chaînes subalpines méridionales dans la région de Faucon-Turriers-Clamensane (Alpes de haute Provence). *Géologie alpine*, t. 53, pp. 5-34.
- ARNAUD H., GIDON M. & PAIRIS J.L. (1978a) - Les thèmes structuraux de la tectonique synsédimentaire jurassique du domaine vocontien : données fournies par les chaînes subalpines de Gap à Sisteron. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 287, série D, pp. 217-220.
- ARNAUD H., GIDON M. & PAIRIS J.L. (1978b) - Dislocations synsédimentaires du socle et déformations ultérieures de la couverture : l'exemple des chaînons subalpins au NE de Sisteron. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 287, série D, pp. 787-790.

- ARNAUD M. & MONLEAU C. (1984) - La tectonique synsédimentaire dans le Jurassique provençal : conséquences dans la structuration du bâti. 5è Cong. Eur. Sédim. Marseille, Résumés, p. 32.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe, géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25, n°1-2, pp. 139-171.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) - Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques anté-mésozoïques. Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. XIX, n°4, pp. 833-840.
- ARTRU P. (1965) - Sur la présence de dolomite dans les "Terres Noires" de l'anticlinorium de Laragne (Hautes Alpes). Interprétation paléo-océanographique. Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. VII, pp. 769-772.
- ARTRU P. (1966a) - Les olistholites du Riou d'Entraix et leur signification paléostratigraphique. Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. VIII, pp. 401-404.
- ARTRU P. (1966b) - Sur une accumulation de débris végétaux dans les "Terres Noires" de l'écaille de Barillonnette (Hautes Alpes). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 262, série D, pp. 2696-2698.
- ARTRU P. (1967) - Le contrôle structural de la sédimentation argileuse dans les terres noires jurassiques, d'Embrun à la vallée du Rhône (France). Bull. Serv. carte géol. Als. Lorr., 20, 4, pp. 211-222.
- ARTRU P. (1972) - Les Terres Noires du Bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Thèse, Lyon, 173 p..
- ARTRU P., ELMIS S. & MANGOLD C. (1966) - Sur l'âge (Callovien inférieur) du niveau repère médian des "Terres Noires" du Diois et de la région de Laragne (Chaînes Subalpines). Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. VIII, pp. 413-414.
- ARTRU P. & GAUTHIER J. (1966) - Etude géochimique d'une séquence des "Terres Noires". Application aux problèmes de l'écologie de spongiaires constructeurs. Bull. Soc. géol. France, 8è série, t. 3, pp. 405-412.
- A. S. T. M. Index to the X-Ray powder data pile A.S.T.M.. Special technical publication.
- ATROPS F., ROUX M. & LHAMYANI B. (1989) - Traits paléostratigraphiques majeurs de l'arc de Castellane (Chaînes subalpines méridionales) au Callovien-Oxfordien. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, série II, pp. 521-526.
- AUBOUIN J. (1977) - Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale : esquisse d'une comparaison du cadre alpin. Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. XIX, n°3, pp. 421-435.
- AVRIL G. (1989) - Paléogéographie et paléoenvironnements de dépôts du Trias détritico du Sud des Alpes françaises (partie orientale du bassin du Sud-Est). Thèse, Univ. Nancy I, en préparation.
- BARBIER R. (1961) - Les reliefs "vindéliques" et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. Colloque sur le Lias français. Mém. Bur. Rech. géol. min., n°4, pp. 691-694.
- BARBIER R. (1963) - Quelques réflexions sur le Trias des zones externes des Alpes Françaises. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. Mém. Bur. Rech. géol. min., n°15, pp. 243-246.
- BARBIER R. & GARIEL O. (1959) - Le style tectonique du dôme de Rémollon, près de Gap (Hautes Alpes). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 249, 13, pp. 1122-1124.
- BARBREAU A., BODELLE J., ESCALIER des ORRES P., MOHAMMADIOUN B., VOGT J. & WEBER C. (1976) - Essai de confrontation de la sismicité historique et de données structurales nouvelles en Provence occidentale et centrale. Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. XVIII, n°5, pp. 1111-1117.
- BARFETY J.C. & GIDON M. (1975) - La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales, France). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 281, pp. 1677-1680.
- BARFETY J.C. & GIDON M. (1981) - Fonctionnement synsédimentaire liasique d'accidents du socle dans la partie occidentale du massif du Pelvoux (région de Vénosc, Isère). Bull. Bur. Rech. géol. min., section I, n°1, pp. 11-21.
- BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M. & MOUTERDE R. (1979) - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du Col d'Ornon. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 289, série D, pp. 1207-1210.
- BARFETY J.C. & ROUIRE J. (1982) - Structure profonde du "dôme de Remollon". Colloque national-Programme Géologie Profonde de la France, Paris juin 1982, pp. 378-380.
- BARLIER J. (1974) - Recherches paléothermobarométriques dans le domaine des Terres Noires subalpines méridionales. Thèse 3è cycle, Orléans, 83p..
- BARRABE L. & FEYS R. (1965) - Géologie du charbon et des bassins houillers. Masson et Cie éditeur, Paris, 229p..
- BARTHELEMY R. (1959) - Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses Alpes. Région entre Authon, Feissal, Mélan et Lambert. D.E.S. Grenoble, 28p..
- BASSO A.M. (1985) - Le Carbonifère de Basse Provence (Sud-Est de la France). Evolution sédimentaire et structurale. Thèse 3è cycle, Univ. Aix-Marseille I, 319 p..
- BASSO A.M. & GUIOMAR M. (1988) - Les bassins carbonifères de Provence : données sédimentologiques et implications paléogéographiques. "Le détritisme dans le Sud-Est de la France". Colloque des Géologues du Sud-Est, Chambéry 10 et 11 décembre 1987, Géologie Alpine, mémoire hors série, n°14, pp. 3-8.
- BASSO A.M., GUIOMAR M. & ROUSSET C. (1984) - Dynamique des bassins carbonifères de Provence et de Haute Provence. 5è Cong. Eur. Sédim. Marseille, Résumés, p. 47.
- BAUDELLOT S., DOUBINGER J., DURAND-DELGA M. & VELLUTINI P. (1976) - Caractéristiques et âges des cinq cycles paléozoïques du Nord-Ouest de la Corse. Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. XVIII, n°5, pp. 1221-1228.
- BAUDRIMONT A.F. & DUBOIS P. (1977) - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine, 1, 1, pp. 261-308.
- BAYER R., CAZES M., DAL PIAZ G.V., DAMOTTE B., ELTER G., GOSSO G., HIRN A., LANZA R., LOMBARDO B., MUGNIER J.L., NICOLAS A., NICOLICH R., POLINO R., ROURE F., SACCHI R., SCARASCIA S., TABACCO I., TAPPONNIER P., TARDY M., TAYLOR M., THOUVENOT F., TORREILLES G. & VILLIEN A. (1987) - Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP) C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305, série II, pp. 1461-1470.
- BEAUDOIN B. (1975) - Le bassin subalpin au Jurassique : évolution sédimentaire d'une zone mobile diversifiée. IXè Cong. Intern. Sédim. Nice, thème 5, t. 1, pp. 51-60.
- BEAUDOIN B. (1977) - Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse Doc., Univ. Caen, 339 p..
- BEAUDOIN B. (1980) - Le bassin subalpin au Mésozoïque. In "Evolution géologique de la France", Autran A. et Dercourt J. ed., Mém. Bur. Rech. géol. min., n°101, pp. 284-291.

- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P. & GIGOT P. (1975) - Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation. IX^e Cong. Intern. Sédim. Nice, n°7, 230 p.
- BEAUDOIN B., CAVELIER C., HACCARD D., LANTEAUME M. & PERIN M. (1966) - A propos de l'âge des molasses de Tanaron (Basses Alpes). La découverte du gisement à Cérithes et ses conséquences structurales. Bull. Soc. géol. France, 7^e série, t. VIII, pp. 458-460.
- BEAUDOIN B., GIGOT G. & HACCARD D. (1982) - Carbonifère de Barles (Alpes de Haute Provence). Colloque national - Géologie profonde de la France, Paris juin 1982, pp. 365-369.
- BEAUDOIN B. & MERCIER D. (1984) - Le Briançonnais au Carbonifère : modalités de la subsidence d'une gouttière méridienne. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 298, série II, n°4, pp. 125-128.
- BECQ-GIRAUDON J.F. (1973) - Etude du bassin houiller de Graissessac (Hérault). Bull. Bur. Rech. géol. min., 2^e série, section 1, 3, pp. 151-163.
- BELLON H. & PERTHUISOT V. (1980) - Ages radiométriques K/Ar de feldspaths potassiques du Trias diapirique vocontien. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 290, pp. 1241-1244.
- BERGERAT F. & GEYSSANT J. (1980) - La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord : résultats de la collision Afrique/Europe. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 290, série D, pp. 1521-1524.
- BERNOUILLI D. & LEMOINE M. (1980) - Birth and early evolution of the Tethys : the overall situation. In "Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys", C. 5 du 66^e Cong. Géol. Int., pp. 168-179.
- BERSIER A. (1958) - Séquences détritiques et divagations fluviales. Eclogæ Géol. Helv., 51, pp. 854-900.
- BERTINI G., BRUNI P. & PRINCIPI G. (1975) - Recent advances on the olistostromes and other brecciated deposits in the Northern Apennines (Italy) (1975) - IX^e Congr. Int. Sédim. Nice, th. 4, t. 1, pp. 7-20.
- BLESS M.J.M., PAPROTH E. & WOLF M. (1981) - Interdependance of basin development and coal formation in the West European Carboniferous. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. ELF-Aquitaine, 5, 2, pp. 535-553.
- BOCALETTI M. & GUAZZONE G. (1970) - La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Appennino settentrionale in una "zona di torsione" per deriva continentale. Mem. Soc. géol. Ital., Pisa, 9, pp. 177-197.
- BOCK H., MULLER A. & STRICH R. (1987) - Milieux sédimentaires des séries autochtones de la région de Barles (Alpes de Haute Provence, France). Premier congrès français de sédimentologie, Paris, 19 et 20 novembre 1987, pp. 70-71.
- BODELLE J. (1964) - Lacunes et réductions d'épaisseur du Lias moyen et supérieur au Nord-Est de Sisteron. Bull. Soc. géol. France, 7^e série, t. VI, pp. 635-649.
- BODENHAUSEN J.W.A. (1955) - Géologie de la région au Nord du golfe de Porto (Corse). Thèse Univ. Amsterdam, n°222, 98p..
- BOERSMA J.R., VAN DE MEENE E.A. & TJALSMA R.C. (1968) - Indicated cross-stratification due to interaction of a mega ripple with its lee side system of back flow ripples (upper-pointbar deposits, lower Rhine). Sedimentology, Elsevier, vol. 11, n°3-4, pp. 147-162.
- BONNION S., COUREL L., GERARD J.P. & PAQUETTE Y. (1983) - L'organisation des dépôts de charbon et des stériles dans le bassin de l'Aumance (Allier) : tectonique synsédimentaire et syndiagenétique. Mém. Géol. Univ. Dijon, n° 8, pp. 87-97.

- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M., RUHLAND M. & VIALON P. (1976) - L'Arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement est-ouest par glissement et étirement dans un système de compression global nord-sud. Eclogæ géol. Helv., vol. 69/2, pp. 509-519.
- BOUMA A.H. (1962) - Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, 168 p..
- BOURBON M. (1977) - Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne : le Jurassique supérieur et le Crétacé Briançonnais externe près de Briançon. Bull. Soc. géol. France, 4, pp. 729-733.
- BRUNN J.H. (1967) - Recherches des éléments majeurs du système alpin. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., (2), 9, 1, pp. 17-34.
- BUFFET G. & AUMAITRE R. (1979) - Implications tectoniques possibles des directions des filons carbonifères et triasiques, de la partie Sud et Ouest du massif cristallin des Ecrins-Pelvoux. Géol. Alpine, t. 55, pp. 35-43.
- BUROLLET P.F. (1977) - La dynamique des bassins Alpains et péri-Alpins de la Méditerranée occidentale. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. ELF-Aquitaine, 1, 1, pp. 309-315.
- CAILLEUX A. & TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets. C. D. U., Paris, 3 volumes.
- CAMPREDON R. & BOUCARUT M. (1975) - Alpes-Maritimes, Maures, Estérel. Guides géologiques régionaux, Masson et Cie éd., Paris, 175 p..
- CAROZZI A. (1952) - Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. Application au Jurassique supérieur des chaînes subalpines de Haute Savoie. Revue Gle. Sc. Paris, t. 59, pp. 229-245.
- CAUVIN C. (1920a) - Etude sur les possibilités d'une meilleure exploitation du sous-sol des Basses-Alpes. Les Alpes économiques, Bull. mensuel du Comité Régional des Alpes françaises, n°9, janvier 1920, pp. 177-183.
- CAUVIN C. (1920b) - Etude sur les possibilités d'une meilleure exploitation du sous-sol des Basses-Alpes. Arrondissement de Digne. Les Alpes économiques, Bull. mensuel du Comité Régional des Alpes françaises, 2^e année, pp. 210-217.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL (1966) - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Technip, Paris, 291 p..
- CISTERNAS A., GODEFROY P., LAMBERT J., SALLANTIN J., SOLDANO H. & WEBER C. (1984) - Approche géologique et géophysique de la définition des zones potentiellement sismiques dans les Alpes occidentales par applications des techniques de reconnaissance de formes. XXVII^e Congrès Géol. intern. Moscou, août 1984, section C.08, Géophysics, thème C.08-1-4 : Seismicity, 20 p..
- CLAUZON G. (1975) - Sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson (Alpes de Haute Provence). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 280, série D, pp. 2433-2436.
- CLAUZON G. (1982) - La mise en place au Pléistocène inférieur (Villafranchien supérieur) du front subalpin sur la bordure sud-orientale du bassin de Digne-Valensole : incidences géodynamiques. Colloque Int. "Le Villafranchien méditerranéen" Lille 9-10 décembre 1982, Stratigraphie - Environnement bioclimatique - Morphogenèse et Néotectonique, t. I Contributions, pp. 145-169.
- CLAUZON G., AGUILAR J.P. & MICHAUX J. (1987) - Mise en évidence d'un diachronisme de 5 MA. au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305, série II, pp. 133-137.

- CLAUZON G., AGUILAR J.P. & MICHAUX J. (1989) - Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français. Bull. Soc. géol. France, 8è série, t.V, n°2, pp. 361-372.
- COADOU A. & BEAUDOIN B. (1972) - Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. C. R. som. Soc. géol. France, pp. 236-238.
- COADOU A. & BEAUDOIN B. (1975) - Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional (France) au Jurassique inférieur et moyen. IXè Cong. Int. Sédim. Nice, V, 5, Résumés et livret guide des excursions, th. 4, t. 1, pp. 49-60.
- COADOU A., BEAUDOIN B. & MOUTERDE R. (1971) - Variations lithologiques et corrélations stratigraphiques dans le Lias moyen et supérieur de Barles et du plateau de Chine (Alpes de Haute Provence). Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. XIII, n°1-2, pp.5-12.
- COJAN I. (1980) - Approche paléocéologique de bassins carbonifères français. Thèse Doct. ingénieur, Paris, 178 p..
- COLLARD D. (1984) - Rapport de stage professionnel - La Mure. Rapport st. pr. H.B.C.M. Houillères du Dauphiné, juin-juillet 1984, 42 p..
- COMBES P. (1984) - La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques, méthodologie de zonation sismotectonique. Thèse 3è cycle, Univ. Strasbourg, 182 p..
- COMMISSARIAT A L'ENERGIE ATOMIQUE, GROUPEMENT AFRIQUE-MADAGASCAR (1968) - Eléments de pétrographie sédimentaire et de sédimentologie en terrain dit "continental". Instructions techniques, I, t. 18, Edit. 1968, 145 p..
- COTILLON P. & JAUTEE E. (1979) - Evolution des séries du Lias et du Dogger inférieur du domaine alpin au domaine provençal. Implications paléogéographiques et paléotectoniques. Symposium "Sédimentation jurassique ouest européenne", Paris, A. S. F., Publication spéciale n°1, pp. 167-179.
- COUREL L. (1983) - Place du charbon dans le bassin d'effondrement stéphanien de Blanzly-Monceau (Massif Central français). Mém. Géol. Univ. Dijon, n°8, pp. 71-82.
- COUREL L., DONSIMONI M. & MERCIER D. (1986) - La place du charbon dans la dynamique des systèmes sédimentaires des bassins houillers intramontagneux. Mém. Soc. géol. France, N. S., n°149, pp. 37-50.
- COUREL L. & FRERE Y. (1984) - Sédimentation continentale : des marécages houillers aux milieux confinés; Stéphanien et Trias du Sud-Est du Massif Central. 5è Cong. Europ. Sédim. Marseille, 1984, excursion, 43 p..
- COUREL L. & PAQUETTE Y. (1981) - Place du charbon dans le remplissage de trois bassins limniques du Massif Central français. Bull. Centre Rech. Exploi.-Prod. ELF-Aquitaine, 5, 2, pp. 473-490.
- COUVRAT-DESVERGNES B. (1981) - Approche paléocéologique du Stéphanien à nodules de Blanzly (Saône et Loire). Mém. Ecole nat. sup. Mines Paris, 95 p..
- CURNELLE R. & DUBOIS P. (1986) - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bull. Soc. géol. France, 8è série, t. II, n°4, pp. 529-546.
- DARDEAU G. (1978) - Un dispositif seuil-bassin dans le Lias et le Jurassique des Alpes Maritimes, prolongement vers le Sud-Est des structures de bassin de Gap-Digne. C. R. som. Soc. géol. France, pp. 173-177.
- DEBGLIA N. (1977) - Interprétation des données aéromagnétiques disponibles sur les cartes 1/250 000 de Nice et de Gap. Bull. Bur. Rech. géol. min., 2è série, sect. II, n°4, pp. 214-228.

- DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Trav. Lab. géol. Grenoble, t. 39, pp. 125-171.
- DEBELMAS J. (1972) - A propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'Arc alpino-apenninique. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., vol. XIV, fasc. 3, pp. 229-243.
- DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France. Tome 2 : Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant pays. Doin éd. Paris.
- DEBELMAS J. (1975) - Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins alpino-apenniniques. Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. 17, n°6, pp. 1002-1012.
- DEBELMAS J. (1980) - Alpes : Savoie et Dauphiné. Guides géologiques régionaux, Masson éd., Paris, 213 p..
- DEBELMAS J. (1983a) - Alpes du Dauphiné. Guides géologiques régionaux, Masson éd., 198 p..
- DEBELMAS J. (1983b) - La formation des Alpes. La Recherche, décembre 1983, n°150, vol. 14, pp. 1542-1552.
- DEBELMAS J. & KERCKHOVE C. (1980) - Les Alpes franco-italiennes. Géologie Alpine, n°56, pp. 21-58.
- DELFAUD J. (1973) - Importance des pentes sédimentaires dans la différenciation des faciès. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 277, pp. 1295-1298.
- DELFAUD J. (1975) - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. XVI, pp. 643-652.
- DELFAUD J. (1984) - Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation. In "La Sédimentation continentale" Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. ELF-Aquitaine, Pau, 31 mai, 8, 1, pp. 27-53.
- DELFAUD J., BEAUDOIN B., BERTRAND J.P., CONTINI D., COTILLON P., FEUILLEE P., FILY G., HUMBERT L., LOREAU J.P., PURSER B.H. & RIOULT M. (1975) - Les discontinuités sédimentaires dans le Jurassique français. Réflexion méthodologique. IXè Cong. Int. Sédim. Nice, 1975, th.5, t.1, pp. 163-173.
- DELSAHUT B. (1981) - Dynamique du Bassin de Carmaux (Tarn) et Géologie du Stéphanien-Permien des environs (entre Réalmont et Najac). Thèse 3è cycle, Univ. Toulouse, 232 p..
- DERCOURT J. & PAQUET J. (1974) - Géologie objets et méthodes. Dunod Université éd. Paris, 322 p..
- DIEULAFAIT L. (1869-1870) - Etude de la zone à Avicula Contorta et de l'Infralias dans le Sud-Est de la France. Annales des Sc. géol., t. I, 1870.
- DOLLE P. (1958) - Etude préliminaire sur les grès du Bassin Houiller du Nord-Pas de Calais. Eclogæ Géol. Helv., 55, pp. 917-928.
- DOLLE P. (1974) - Rythmes dans la sédimentation du Houiller du Nord de la France. Essai de reconstitution chronologique. Bull. Soc. géol. France, 7è série, t. 74, n°6, pp. 593-597.
- DOUBINGER J. & LANGIAUX J. (1982) - Un faux problème : la limite Stéphanien/Autunien. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 294, pp. 395-398.
- DUBAR M. (1983) - Reconnaissance de la discontinuité de ravinement messinienne dans le bassin de Riez-Valensole; implications stratigraphiques. C. R. Acad. Sci. Paris, série II, t. 296, pp. 855-857.
- DUBOIS P. & UMBACH P. (1974) - A propos du Trias de deux bassins sédimentaires français: le Bassin de Paris et le Bassin du Sud-Est. Bull. Soc. géol. France, 7è série, n°6, pp. 696-707.

- DUBOIS P. & CURNELLE R. (1978) - Résultats apportés par le forage des Mées n°1 sur le plateau de Valensole (Alpes de Haute Provence). C. R. som. Soc. géol. France, pp. 181-184.
- DUBREUIL G. (1974) - Carte magnétique de la France au 1/250 000 Marseille. Bull. Bur. Rech. géol. min., 2è série, sect. II, n°2, pp. 185-213.
- DUPLAIX S. (1958) - Détermination microscopique des minéraux des sables. Librairie Polytechnique Béranger, Paris et Liège, 2è édition, 96 p..
- DURAND B. & ESPITALIE J. (1973) - Evolution de la matière organique au cours de l'enfouissement des sédiments. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 276, série D, pp. 2253-2256.
- DURAND M. (1978) - Paléocourants et reconstitutions paléogéographiques. L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). Sci. Terre, XXII, 4, pp. 301-390.
- DURAND M., MEYER R. & AVRIL G. (1989) - Le Trias détritique de Provence, du Dôme de Barrot et du Mercantour. Publication de l'A.S.F., n°6, Livret guide de l'excursion des 15-16-17 juin 1988, 135 p..
- DURAND-DELGA M. (1978) - Corse. Guides géologiques régionaux, Masson éd. Paris, 208 p..
- EHTECHAMZADEH AFCHAR M. & GIDON M. (1973) - Mise en évidence d'une tectonique de chevauchement vers le Nord dans les chaînes subalpines au Sud de Gap (Alpes de Haute Provence). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 276, série D, pp. 1127-1129.
- EL HAMET M. (1981) - Quelques types de nodules récoltés au toit de la première couche du gisement houiller de Blanzzy-Montceau (Stéphanien C, Massif Central, France). La Physiophile, Montceau les Mines, 94, pp. 81-93.
- EYDOUX H.P. (1976) - L'énigmatique "cité de Dieu" dans les Alpes françaises. Historama, juillet 1976, n°296, pp. 97-104.
- FACIES MODELS (1984) - Geoscience Canada, Roger & Walker éd., 317 p..
- FAUCHER T., GIDON M., PAIRIS J.L. & MASCLE G. (1988) - Directions de transport au front de la nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 306, série II, pp. 227-230.
- FAURE MURET A. (1955) - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Carte géol. détaillée de la France, 336p..
- FAZZUOLI M. (1984) - Caractères et origine des brèches présentes au sommet du "Calcare Massiccio" (Lias inférieur) dans l'Apennin Septentrional. 5è Cong. Européen de Sédimentologie Marseille 9-11 avril 1984, Résumés, p. 167.
- FEYS R. & GREBER C. (1970) - Pour une synthèse du Permien en France. Rapport Bur. Rech. géol. min., 70 SGN 038 GEO, 83 p..
- FIELDING C.R. (1984) - Upper delta plain lacustrine and fluviolacustrine facies from the Westphalian of the Durban Coalfield, N.E. England. Sedimentology, 31, pp. 547-567.
- FIELDING C.R. (1986) - Fluvial channel and over bank deposits from Westphalian of the Durban Coalfield, N.E. England. Sedimentology, 33, 1.
- FLANDRIN J. (1961) - Les conglomérats sannoisiens de Montfroc, au Nord de la chaîne de Lure (Drôme). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 252, pp. 764-766.
- FMURR (1976-1983) - Le Génie des Alpes. Dargaud éd. Paris, 7 tomes.
- FOSTIER J. (1959) - Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses Alpes. Bassin de Digne-Champertier (Région de Thoard). D.E.S. Grenoble, 41 p..

- FOURNIGUET J. (1977) - Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par la comparaison des nivellements successifs. 5è Réunion. Ann. Sci. Terre, Rennes, p. 234.
- FRERE Y. (1984) - Le bassin stéphanien des Cévennes (Gard). Dynamique du remplissage - place du charbon - cinérites. Thèse 3è cycle, Dijon, 172 p..
- FRERE Y. & COUREL L. (1984) - Place du charbon dans l'histoire du bassin houiller limnique des Cévennes (Massif Central, France). 5è Cong. Européen Sédim., Marseille, Résumés, p. 177.
- G. (1881) - Esquisse géologique du département des Basses Alpes. Soc. Sci. Litt. Digne, t. 1, pp. 395-412.
- GAILLARD C., BOURSEAU J.P., BOUDEULLE M., PAILLERET P. & ROUX M. (1985) - Les pseudo-biohermes de Beaudoin (Drôme) : un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l'Oxfordien ? Bull. Soc. géol. France, 8è série, t. I, n°1, pp. 69-78.
- GARIEL O. (1961) - Le Lias du Dôme de Remollon (Hautes Alpes). Mém. Bur. Rech. géol. min., n°4, pp. 697-706.
- GARNIER (1873) - Trias Lias et oolithe de Barles. Réunion extraordinaire à Digne (Basses Alpes) du 8 au 18 septembre 1872. Bull. Soc. géol. France, 2è série, t. XXIX, pp. 617-625.
- GIDON M. (1982) - La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. Géologie Alpine, t. 58, pp. 53-68.
- GIDON M. & BARFETY J.C. (1986) - Les dispositifs dus à la paléotectonique jurassique dans la zone dauphinoise aux abords de Bourg-d'Oisans. Bull. Soc. géol. France, 8è série, t.II, n°2, pp. 198-200.
- GIDON M. & EHTECHAMZADEH AFCHAR M. (1974) - Données nouvelles sur la structure de l'extrémité nord de la zone des chevauchements de Digne. Géologie Alpine, t. 50, pp. 57-69.
- GIDON M. & KERCKHOVE C. (1982) - Le dôme de Remollon. Colloque national-Géologie Profonde de la France, Paris 15 juin 1982, pp. 381-385.
- GIDON M. & PAIRIS J.L. (1976) - Le rôle des mouvements tectoniques éocènes dans la genèse des structures de l'extrémité nord-est du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne. Géologie Alpine, 52, pp. 73-83.
- GIDON M. & PAIRIS J.L. (1985) - La position structurale du Houiller des abords nord-est de Sisteron (Alpes de Haute Provence, France) : à propos d'une interprétation nouvelle. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 301, série II, n°6, pp. 411-414.
- GIDON M., PAIRIS J.L. & APRAHAMIAN J. (1976) - Le linéament d'Aspres-les-Corps : sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 282, série D, p. 271.
- GIDON M., PAIRIS J.L., ARNAUD H., APRAHAMIAN J. & USELLE J.P. (1970) - Les déformations tectoniques superposées du Dévoluy méridional (Hautes Alpes). Géologie Alpine, 46, pp. 87-110.
- GIGNOUX M. (1948) - La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. Bull. Soc. géol. France, 5è série, t. XVIII, pp. 739-764.
- GIGNOUX M. (1951) - Discontinuités dans le Houiller et le Permien des Alpes françaises. C. R. Soc. géol. France, n°5, pp. 89-91.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1934) - Les grandes subdivisions des Alpes françaises. Annales de Géographie, n°244, 15 juillet 1934.

- GIGNOUX M. & MORET L. (1938) - Description géologique du Bassin supérieur de la Durance. Annales de l'Université de Grenoble, sect. sciences-médecine, t. XV, 295 p., 9 pl..
- GIGOT P. (1973a) - Nouvelles observations sur la bordure nord-orientale du bassin de Digne-Valensole au front de l'arc de Digne (Alpes de Haute Provence). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 276, pp. 1123-1126.
- GIGOT P. (1973b) - Sur la présence de klippes sédimentaires et de mégabèches dans la partie basale des formations d'âge éocène supérieur, oligocène du bassin tertiaire de Digne dans la région de Volonne (Alpes de Haute Provence). Bull. Bur. Rech. géol. min., 2^e série, sect. IV, n°1, pp. 17-25.
- GIGOT P. (1975) - Les klippes sédimentaires et les mégabèches associées du bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier. IX^e Cong. Intern. Sédim. Nice, thème 4, t.1, pp. 147-156.
- GIGOT P., GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1974) - Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. Bull. Soc. géol. France, 7^e série, t. XVI, n°2, pp. 128-139.
- GIGOT P., HACCARD D. & BEAUDOIN B. (1974) - Extension et origine d'une unité allochtone à Nummulitique et Mésozoïque, "unité de Turriers" mise en évidence sous le chevauchement de Digne (Alpes de Haute Provence). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 279, pp. 1063-1066.
- GIGOT P., GUBLER Y. & HACCARD D. (1975) - Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension) : exemple pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute Provence. IX^e Cong. Intern. Sédim. Nice, th.4, t.1, pp. 157-162.
- GIGOT P. & HACCARD D. (1970) - A propos de l'âge anté-éocène supérieur d'une structure diapirique située près de Saint Geniez (Alpes de Haute Provence) et ses conséquences structurales. C. R. som. Soc. géol. France, pp. 319-321.
- GOGUEL J. (1933) - Sur le rôle tectonique des poudingues de Valensole. C. R. Acad. Sci. Paris, t.196, pp. 1520-1522.
- GOGUEL J. (1934) - L'épaisseur du Miocène à Volonne (Basses Alpes). C. R. som. Soc. géol. France, 5^e série, t. 4, n°11, p. 147.
- GOGUEL J. (1936) - Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, thèse, Impr. Nat. Paris, 360 p..
- GOGUEL J. (1939) - Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance. Bull. Serv. Carte géol. de la France, n°202, t. XLI, pp. 189-236.
- GOGUEL J. (1951) - L'affleurement houiller de Barles et ses possibilités économiques. Rapport (inédit) Bur. Rech. géol. géoph. min., n°A.294.
- GOGUEL J. (1953) - Les Alpes de Provence. Actualités scientifiques et industrielles 1195, Géologie Régionale de la France, VIII, Paris.
- GOGUEL J. (1963a) - Les problèmes des chaînes subalpines. In "Livre à la mémoire du professeur P. Fallot". Mém. Hors série Soc. géol. France, pp. 301-308.
- GOGUEL J. (1963b) - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France, 7^e série, t.5, n°1, pp. 20-33.
- GORET E. (1884) - Esquisse géologique du département des Basses Alpes. Imp. Barbaroux, Chaspoul et Constans, Digne, 27 p..
- GOVERNET C., GUIEU G. & ROUSSET C. (1979) - Guides géologiques régionaux : Provence. Masson éd., Paris.

- GRACIANSKY P.C. de (1972) - Le bassin tertiaire de Barrême (Alpes de Haute Provence) : relations entre déformation et sédimentation; chronologie des plissements. C. R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 275, pp. 2825-2828.
- GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M. & SALIOT P. (1971) - Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute Provence). C. R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 272, pp. 3243-3245.
- GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1972) - Tectonique superposée et orientation des accidents principaux dans les Alpes méridionales et l'Apennin. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 274, pp. 2845-2847.
- GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1973) - Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cargneules" et de "gypses" des chaînes subalpines méridionales : implications structurales. C. R. Acad. Sci. Paris, t.276, pp.2369-2372.
- GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1975) - Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. géol. France, 7^e série, t. XVII, n°2, pp. 242-259.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. & LORENTZ C. (1972a) - Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias. Bull. Soc. géol. France, pp. 158-163.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. & LORENTZ C. (1972b) - Sur l'importance de la phase tectonique aquitanienne dans l'Apennin et les Alpes occidentales. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 275, pp. 807-810.
- GRAS H. (1971a) - Synthèse stratigraphique du terrain houiller des Cévennes (bordure sud-est du Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 272, pp. 2416-2419.
- GRAS H. (1971b) - Synthèse tectonique du bassin houiller des Cévennes (Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 272, pp. 3005-3008.
- GRAS S. (1840) - Statistique minéralogique du département des Basses Alpes. Grenoble, imp. Prudhomme, 224 p..
- GRAS S. (1854) - Mémoire sur le terrain anthracifère des Alpes de la France et de la Savoie. Ann. Mines, France, 5, pp. 473-602.
- GRATIER J. P., LEJEUNE B. & VERGNE J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). Thèse 3^e cycle, Univ. Grenoble, 289 p..
- GREBER C. (1954) - Flore du sondage de Barles (Basses Alpes). Rapport Bur. Rech. géol. géoph. min., A-174 (inédit).
- GREBER C. (1959) - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes française. Thèse, Univ. Paris.
- GUBLER Y., ARBEY F., ARTHAUD F., DESPRAIRIES A., DUBOIS P., FREYTET P., FONTES J.C., GIGOT P., KANDEL C., MASSE P., MASSON P., SITTNER C., SCHULER M., TOURAY J.C., TRIAT J.M., TRICHET J. & TRUC G. (1975) - Dynamique des dépôts dans un bassin sédimentaire continental : exemple d'un bassin paléogène de haute Provence (Manosque, Forcalquier, Apt, Carpentras). IX^e Cong. Intern. Sédim. Nice, th. 5, t.1, pp. 199-203.
- GUERIN C., MEIN P. & TRUC G. (1970) - Nouveaux mammifères et mollusques continentaux d'âge Pliocène terminal au toit du plateau de Valensole. C. R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 271, pp. 2094-2097.

- GUIEU G. & ROUSSET C. (1980) - Introduction à la géologie du Sud-Est. V : la Provence. 26^e Congr. Géol. Intern. Paris 1980, livret guide, excursions 025A-027C-078C-108A-149C, pp. 65-80.
- GUILLAUME A. & GUILLAUME S. (1980) - Nouvelles cartes des anomalies de la pesanteur dans les Alpes occidentales. C. R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 290, pp. 163-166.
- GUILLEMOT J. & UNALAN G. (1970) - Précisions sur l'âge pliocène terminal des couches de Puimoisson (plateau de Valensole, Alpes de Haute Provence) à l'aide des faunes continentales nouvelles. C. R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 271, pp. 2084-2086.
- GUIOMAR M. (1982) - Les affleurements carbonifères de Saint Geniez et de Nibles, dans leur cadre structural (Alpes de Haute Provence, France). D.E.A. de géologie, Univ. Aix-Marseille I, 78 p..
- GUIOMAR M. (1984) - Paléostructures jurassiques de Clamensane (Alpes de Haute Provence, France) liées au linéament d'Aix en Provence : olistolites et glissements sous-marins. 10^e R.A.S.T. Bordeaux 1984, résumés des communications p. 279.
- GUIOMAR M. & ROUSSET C. (1984) - Le Houiller de Nibles (Alpes de Haute Provence, France) : interprétation nouvelle de sa mise en place par glissement sous-marin au Jurassique, rôle du linéament d'Aix en Provence. C. R. Acad. Sci. Paris, série II, t. 298, n°4, pp. 129-132.
- GUIOMAR M. & TORO G. (en cours) - Premières analyses de la source thermominérale de Saint Geniez, née d'une extrusion triasique au croisement de deux importants accidents rhématiques de la zone subalpine (Alpes de Haute Provence).
- HACCARD D., GRANDJACQUET C. & LORENTZ C. (1972) - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins, de la Ligurie à la Calabre. Bull. Soc. géol. Ital., vol. XI, pp. 309-341.
- HACQUEBARD P.A. & DONALDSON J.R. (1969) - Carboniferous coal deposition associated with flood-plain and limnic environments in Nova Scotia. In "Environment of Coal Deposition" ed by E.C. Dapples and M.E. Hopkins, Spec. pap. geol. Soc. America, 114, pp. 143-191.
- HAUDOUR J. & SARROT-REYNAULD (1960) - Rapports du Westphalien supérieur et du Stéphien dans les massifs cristallins des Alpes occidentales. C. R. 4^e Congr. pour l'avancement des études de stratigraphie et de géologie du Carbonifère, Heerlen 1958, t.I, pp. 263-276.
- HAUG E. (1889a) - Lias, Bajocien et Bathonien, dans les chaînes subalpines entre Digne et Gap. C. R. Acad. des Sciences.
- HAUG E. (1889b) - Sur la géologie des chaînes subalpines comprises entre Gap et Digne. Terrain Houiller; extension du Trias. C. R. Acad. des Sciences.
- HAUG E. (1891) - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Bull. Carte géol. France, t.III, n°21, pp. 14-15.
- HEWARD A.P. (1978) - Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanien A and B (la Magdalena, Cinera-Matallana and Sabero) coalfields, Northern Spain. Sedimentology, 25, 4, pp. 451-488.
- HORRENBERGER J.C. (1980) - Les structures anticlinales de Blégiers et des Baus (La Javie, Alpes de Haute Provence). Evolution géométrique et cinématique d'une zone de décrochement chevauchant. Sci. géol. Bull. Strasbourg, 33, 4, pp. 163-171.
- JACKSON R.G. (1976) - Depositional model of point bars in the lower Wabash River. Jour. Sédim. Pétr., 46, pp. 579-594.
- JORDA M. (1982) - La tectonique plio-quaternaire des Préalpes de Digne et ses prolongements récents. L'enseignement des hautes nappes alluviales. In Coll. "le Villafranchien méditerranéen", Lille, vol. 2, p.425.
- KERCKHOVE C. (1975) - Sédimentation chaotique et tectogenèse : les olistolites des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales françaises). IX^e Congr. Intern. Sédim. Nice, th.4, t.2, pp. 185-203.
- KERCKHOVE C. (1980) - Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. In "Evolution géologique de la France", A. Autran et J. Dercourt éd., 26^e cong. géol. intern., coll. C7, Mém. Bur. Rech. géol. min. France, n°107, pp. 234-255.
- KILIAN W. (1888) - Description géologique de la montagne de Lure. Thèse, Paris, 458 p..
- KILIAN W. (1889) - Nouvelles contributions à l'étude géologique des Basses Alpes. C. R. Acad. des Sciences.
- KILIAN W. (1900) - Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. Bull. du Serv. de la Carte géologique de la France, t. XI, n°75, pp. 4 et 11.
- KILIAN W. (1903) - Les phénomènes de charriages dans les Alpes delphino-provençales. C. R. IX^e Congr. géol. intern., Vienne.
- KILIAN W. & HAUG E. (1899) - Notice explicative de la feuille de Digne. Bull. Sci. Dauphiné, Soc. stat. arts ind. Isère, tome 4, pp. 275-294.
- KILIAN W. & REVIL J. (1908) - Etude géologique dans les Alpes occidentales. Mém. Carte géol. de la France, 2, n°1, p. 109.
- KUBLER B. (1968) - Evolution quantitative du métamorphisme par la cristallisation de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. Bull. C. R. P., 2, 2, pp.395-397.
- KULBICKI G. & VETTER P. (1955) - Sur la présence d'argiles bauxitiques dans le Stéphien de Decazeville. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 240, pp. 104-106.
- LABAUME P., RITZ J.F. & PHILIP H. (1989) - Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, série II, pp. 1553-1560.
- LABROUSTE Y., BALTENBERGER P., PERRIER G. & RECQ M. (1968) - Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le Sud-Est de la France. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 266, série D, pp. 663-665.
- LACASSIN R., TAPPONNIER P. & BOURJOT L. (1988) - Geometry and plate-scale kinematics of crustal-scale thrust culmination in the Alps. Deep structure of the Alps, résumé, pp. 32-33.
- LATREILLE M. (1954) - Un équivalent de la brèche du Télégraphe dans l'Oxfordien de la région d'Ancelle (Massif de Piolit, Hautes Alpes). C. R. som. Soc. géol. France, n°11, pp. 230-232.
- LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J.M. & OLIVET J.L. (1971) - La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. Earth and plan. Sci., 13, pp. 145-152.
- LE RIBAUT L. (1977) - L'exoscopie des quartz. Masson éd. Paris, 150 p..
- LEHMANN J.P. (1959) - Contribution à l'étude des formations tertiaires des Basses Alpes (synclinal d'Esparron-la Batie, flanc sud-ouest, entre le Sasse et les Monges). D.E.S. Grenoble, 41 p..
- LEMOINE M. (1985) - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. Bull. Soc. géol. France, 8^e série, t.I, n°1, pp.126-137.
- LEMOINE M., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., LETOLLE R., MEVEL C. & THIEULOY J.P. (1982) - Indices possibles de paléohydrothermalisme marin dans le Jurassique et le Crétacé des Alpes occidentales (océan téthysien et sa marge continentale européenne) : essai d'inventaire. Bull. Soc. géol. France, 7^e série, t. XXIV, n°3, pp. 641-647.

- LEMOINE M., GIDON M. & BARFETY J.C. (1981) - Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. C. R. Acad. Sci. Paris, t.292, série D, pp. 917-920.
- LESUEUR J.L. (1986) - Etude sédimentologique de l'Oligocène moyen et supérieur du bassin de Forcalquier. Rapport interne Total C.F.P., 40T212426 RL3944 TEP/DE/LAB. 44p..
- LEWIS D.W., LAIRD H.G. & POWELL R.D. (1980) - Débris flow deposits of early Miocene age, Dead man Stream, Marlborough, New Zeland. Sedimentary Geology, 27, pp.83-118.
- LIENHARDT G. & RICOUR J. (1954) - Barles : rapport de fin de sondage (Basses Alpes), novembre 1954. Rapport Bur. Rech. géol. géoph. min. A-714 (inédit).
- LOMBARD A. (1946) - Le Charbon - Composition-Géologie-Gisements. Dunod éd. Paris, 271p..
- LORY P. (1905) - Sur une brèche du Toarcien en Beaumont. Bull. Soc. géol. France, 4è série, t. V, pp. 626-627.
- LORY P. (1938) - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. In "Géologie dauphinoise". Annales de l'Université de Grenoble, sect. sciences-médecine, t. XV, 295 p..
- MALDIDIÉ C. (1958) - Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires des Basses Alpes (Région Esclançon-Tanaron-Lambert). D.E.S. Grenoble, 39 p..
- MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DUBOIS P., GIDON M., GRACIANSKY P.C. de, KERCKHOVE C. & LEMOINE M. (1986) - Halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine : vers une réinterprétation des zones de gypses des Alpes. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 302, série II, n°15, pp.963-968.
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann éd., Paris, 493 p..
- MELINGER T. (1966-1968) - Contribution à l'étude géologique de la région de Clamensane (Basses Alpes). Mém. E.N.S.P.M., 62 p..
- MENARD G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France; essai d'utilisation des données géophysiques. Thèse 3è cycle, Univ. Grenoble, 178 p..
- MENARD G. (1980) - Profondeur du socle antétriasique dans le Sud-Est de la France. C. R. Acad. Sci. Paris, t.290, pp. 299-302.
- MERCIER D. & BEAUDOIN B. (1983) - Dynamics of the Carboniferous "Briançonnais" basin (France). Xè Cong. Inter. Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère (Madrid 1983), I, pp. 175-182.
- MERCIER D. & BEAUDOIN B. (1985) - Sédimentation continentale et évolution structurale du bassin houiller briançonnais (Hautes Alpes). 5è Cong. Eur. Sédim. Marseille 1984, résumés p.278.
- MERCIER H. (1979) - Le Néogène et le Pleistocène inférieur duranciens. Géologie Alpine, t.55, pp. 111-132.
- MERMET V. (1983) - Lever du Tertiaire au Sud de Saint Geniez (vallon du Vançon) - A l'Est de Sisteron. Rapport de stage de D.E.A., Univer. Grenoble 1982-1983, 26 p..
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. (1976) - Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows : marine sediment transport and environmental management. John Willay and Sons ed., chap. 11, p. 197.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. Masson éd., Paris, 499 p..

- MOULINIER (1924) - Les gisements de houille des Alpes. Trav. géol. de l'université de Grenoble, t.13, pp. 185-258.
- MOUTERDE R. (1961) - Variations du Lias supérieur entre Gap, Digne et Castellane. In Colloque sur le Lias français, Mem. Bur. Rech. géol. min., n°4, pp. 715-718.
- MOUTERDE R., PETITEVILLE P. & RIVOIRARD R. (1961) - Stratigraphie du Jurassique inférieur au Sud de Gap. Les faciès dauphinois de la Durance et la série réduite de Turriers. Mém. Bur. Rech. géol. min., n° 4, pp. 709-713.
- MUTTI E. & RICCI-LUCCHI F. (1974) - La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. Bull. Soc. géol. France, 16, pp. 577-582.
- ORGEVAL M. & ZIMMERMANN M. (1957) - Possibilités pétrolières de la zone subalpine, bassin méridional. Rev. Inst. Fr. Pétrole, Paris, t. XII, n°5, pp. 515-542.
- ORSINI J.B., COULON C. & COCOZZA T. (1980) - La dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne. Géologie Alpine, t.56, pp. 169-202.
- PAIRIS J.L. (1965) - La demi fenêtre d'Embrun (Hautes Alpes et Basses Alpes). Trav. Lab. géol. fac. sci. Grenoble, t.41, pp. 97-132.
- PAQUETTE Y. (1980) - Le bassin autunien de l'Aumance (Allier), sédimentologie (charbon, cinérites,...) tectonique syndiagénétique. Thèse Univ. Dijon, 227 p..
- PAQUETTE Y. & VETTER P. (1980) - Le bassin de Bourbon l'Archambault et l'exploitation de l'Aumance. 26è Cong. Inter. Géol. Paris, 1980, excursion 91C, Rev. Soc. Ind. min., juin 1980, vol. 62, n°6, pp. 406-412.
- PARETO (1834) - Observations sur le département des Basses Alpes. Bull. Soc. géol. France, 1è série, t.IV, pp. 185-196.
- PARFENOFF A., POMEROL C. & TOURENQ J. (1970) - Les minéraux en grains : méthodes d'étude et détermination. Masson et Cie éd., Paris, 579 p..
- PERRIAUX J. (1974) - Généralités sur les grès. Bull. C.R.P., 8, 1, pp. 161-185.
- PERRIER G. & VIALON P. (1980) - Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France. Implications géodynamiques. Géologie Alpine, t. 56, pp. 13-20.
- PERRODON A. (1981) - La géologie des charbons, des schistes bitumineux et des kérogènes. Conclusion : des hydrocarbures et des charbons. Bull. Centre Rech. Explo.-Prod. ELF-Aquitaine, 5, 2, pp.673-680.
- PERTHUISOT V. & GUILHAUMOU N. (1983) - Les diapirs triasiques du domaine vocontien : phases diapiriques et hydrothermales en domaine péri-alpin. Bull. Soc. géol. France, 7è série, t.XXV, n°3, pp. 397-410.
- PETITEVILLE P. & RIVOIRARD R. (1959) - Note préliminaire sur la stratigraphie et la structure de la région comprise entre Gap et Seyne les Alpes. C. R. Soc. géol. France, fasc. 6, pp. 136-141.
- PHILIP J. (1970) - Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Univ. Marseille, 438 p., n° CNRS AO4691.
- PLANCHON J.P. (1959) - Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses Alpes. Région entre Saint Geniez-Feissal-Les Monges. D.E.S. Grenoble, 34 p..
- POMEROL C. (1973-1975) - Stratigraphie et Paléogéographie : - Ere Cénozoïque (1973) - Ere Mésozoïque (1975). Doin éd., Paris.
- POMEROL C. & BABIN C. (1977) - Stratigraphie et Paléogéographie : - Précambrien - Ere Paléozoïque. Doin éd., Paris.

- PRUVOST P. & CORSIN P. (1949) - Westphalien supérieur et Stephanien inférieur. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 229, n°24, pp. 1284-1286.
- REINECK H.E. & WUNDERLICH F. (1968) - Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology, Elsevier ed., vol.11, n°1-2, oct. 1968, pp. 99-104.
- REINECK H.E. & SINGH J.B. (1973) - Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 436 p..
- REPELIN J. (1934) - Sur l'âge des poudingues de Riez et de Valensole. Bull. Soc. géol. France, pp. 33-35.
- RICHE P., RIVIER F. & MICHOLET J. (1961) - Observations sur le Lias de la bordure subalpine méridionale. Colloque sur le Lias français, Mem. Bur. Rech. géol. min., n°4, pp.719-734.
- RICHERT J.P., VERDIER P., MITTE B., PERRIN G. & SEHANS P. (1971) - Analyse structurale de l'anticlinorium de Laragne. Rapport interne S.N.P.A., 14 p..
- RICOU L.E. (1980) - La zone subbriançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. C. R. Acad. Sci., t.290, série D, pp. 835-838.
- RICOU L.E. & DAUTEUIL O. (1988) - Déplacement décrochant en travers du profil Ecors-Alpes. Deep structure of the Alps, résumés, pp. 54-55.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. Mém. Carte géol. de la France, Paris, Imp. Nat., 471 p..
- ROUSSET C. (1968) - Contribution à l'étude des karsts du Sud-Est de la France : altérations morphologiques et minérales. Thèse Marseille, 533 p., n° CNRS AO-2541.
- ROUSSET C. (1976) - Sur la structure de la cuvette de Turriers et de ses abords (Alpes de Haute Provence, France). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 283, série D, pp. 745-748.
- ROUSSET C. (1978) - De l'importance régionale de la faille d'Aix en Provence. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 286, série D, pp. 189-192.
- ROUSSET C. (1981) - Chronologie et géodynamique du bassin néogène de Digne. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 292, série II, pp. 1213-1216.
- ROUSSET C. (1986) - Le cadre linéaire du Sud-Est de la France, à partir d'observations nouvelles sur son rôle dans la sédimentation tardi et post-hercynienne. Bull. Soc. géol. France, 8è série, t.II, n°3, pp. 487-497.
- ROUSSET C. & ROUIRE J. (1982) - La nappe de Digne et son avant pays. Colloque national- Géologie Profonde de la France, Paris 15 juin 1982, pp. 370-374.
- SAMRETH K. (1976) - Etudes pétrographique et sédimentologique sur le détritique du Carbonifère du bassin de Blanzay (Découverte de la Sorme). Thèse 3è cycle, Univ. Dijon, 102 p..
- SARROT-REYNAULD de CRESSENEUIL J. (1961) - Etude géologique du dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. Tome 1 : Le socle cristallin et la couverture paléozoïque.
- SARROT-REYNAULD J. (1963) - Trias des zones externes des Alpes françaises. Coll. "Trias de la France et des régions limitrophes" Mém. Bur. Rech. géol. min., pp.205-213.
- SCHMERBER G. (1959) - Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses Alpes. Synclinal d'Esparon-La Batie (flanc nord-ouest). D.E.S. Grenoble, 27p..
- SELLEY R.C. (1970) - Ancient sedimentary environments. Chapman and Hall L.T.D., London, 237 p..

- SELLEY R.C. (1976) - An introduction to sedimentology. Academic Press, London, New-York, San Francisco, 408 p..
- STRAKHOV N.M. (1958) - Methodes d'études des roches sédimentaires. Tomes 1 et 2. Moscou (trad. franç. J. Pietresson de Saint Aulin). Ann. Serv. inf. géol. Bur. Rech. géol. min., 35.
- SUESS E. (1897) - La face de la Terre. Tome 1. Armand Colin et Cie éd., Paris, 835 p..
- SYNTHESE GEOLOGIQUE DU SUE-EST DE LA FRANCE (1984), Mém. Bur. Rech. géol. min., n°125 & 126 (2 vol.).
- TEMPIER C. (1972) - Les faciès calcaires du Jurassique provençal. Thèse doct. d'état Univ. Aix-Marseille I.
- TORO G. (1988) - Les eaux thermales et minérales dans les Alpes de Haute Provence (Sud-Est de la France). Relations avec le cadre structural. Thèse doc. Univ. Aix-Marseille I, 223 p..
- TORO G., GUIOMAR M., MAURIN A. & PERTHUISOT V. (en cours) - Rôles microbiens dans la mise en place de gîtes métalliques sulfureux (cas du zinc) en conditions hydrochimiques optimales.
- TRIBOVILLARD N.P., COTILLON P. & ESPITALIE J. (1987) - Relations entre venues salines par tectonique salifère et sédimentation par l'étude de la matière organique. Le cas des Terres Noires jurassiques du bassin dauphinois (Sud-Est de la France). C. R. Acad. Sci. Paris, t.305, série II, pp. 23-26.
- TRICART P. (1980) - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.
- TRUMPY R. (1975) - Age and location of Mesozoic scarpbreccias in the Swiss Alps. IXè Cong. Intern. Sédim. Nice, th. 4, t.2, pp. 313-319.
- UNDERWOOD J.R. & LAMBERT W. (1974) - Centrocinal cross strata - a distinctive sedimentary structure. Jour. Sed. Petro., vol. 144, n°4, pp. 1111-1114.
- VATAN A. (1967) - Manuel de sédimentologie. Technip éd., Paris.
- VERNET J. (1970) - Une hypothèse sur l'origine de la courbure des Alpes occidentales. Géologie Alpine, t. 46, pp. 201-204.
- VERNET J. (1980) - Mise en évidence d'une orogénèse et d'une tectonique alpine actuelle par les mesures de nivellement. C. R. som. Soc. géol. France, 6, pp. 246-249.
- VETTER P. (1968) - Géologie et paléontologie des bassins houillers de Decazeville, de Figeac et du détroit de Rodez. Houillères du bassin d'Aquitaine éd., Albi. 2 vol..
- VETTER P. (1980) - Géologie des gisements de combustibles fossiles. 26è Cong. Géol. Intern. Paris, excursion 91C, Rev. Soc. ind. min., juin 1980, 62, 6, pp. 374-378.
- VETTER P. (1980) - Les bassins limniques du Massif Central. 26è Cong. Géol. Intern. Paris, excursion 91C, Rev. Soc. ind. min., juin 1980, 62, 6, pp. 387-391.
- VIALON P., BOUDON J., GAMOND J.F., PLOTTO P. & ROBERT J.P. (1976) - L'arc des Alpes occidentales : une zone de "transformation continentale" par glissement senestre ? Présentation d'un modèle des déformations. 4è Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, p.391.
- VIALON P., RUHLAND M. & GROLIER J. (1976) - Eléments de tectonique analytique. Masson éd., Paris, 118 p..
- VILLEGIER M. (1984) - Evolution tectonique du panneau de couverture nord-provençal (Mont Ventoux, Luberon, moyenne Durance) France. Thèse 3è cycle, Orsay (Paris Sud) 174 p..

- WERNER P., HORRENBERGER J.C. & RUHLAND M. (1980) - L'anticlinal de Beaujeu (Alpes de Haute Provence). Formation et déformation d'une structure dans une zone en cisaillement. *Sci. Géol. Bull.*, 33, 4, Strasbourg, pp. 173-183.
- WESTPHAL M. (1973) - Etude paléomagnétique de quelques formations permienes et triasiques dans les Alpes occidentales. *Tectonophysics*, vol. 17, pp. 323-335.
- WESTPHAL M., EDEL J.B. & SCHOTT J.J. (1978) - Essai de synthèse des données paléomagnétiques et de la tectonique des plaques en Méditerranée occidentale. *C. R. som. Soc. géol. France*, t. I, pp. 12-15.
- WESTPHAL M., ORSINI J. & VELLUTINI P. (1976) - Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics*, vol. 30, pp. 141-157.
- YOUNG R. (1975) - Mouth bar sequences from the carboniferous of N-W Spain. *IXè Congr. Intern. Sédim. Nice*, th. 5, t.2, pp. 415-418.

RESUME

Le Carbonifère des chaînes subalpines méridionales (Alpes de Haute Provence) affleure en deux secteurs, distants d'une vingtaine de kilomètres :

- **les affleurements ouest** (Clamensane, Nibles, Saint Geniez) jalonnent le tracé d'accidents rhégnatiques : la faille d'Aix en Provence et la faille des Rochers de Hongrie. Ils sont interprétés comme d'anciens panneaux glissés à partir de talus sous-marins; ils témoignent de l'activité tectonique de la faille d'Aix pendant la période du *rifting* téthysien. Deux épisodes tectoniques principaux ont conduit à la formation de niveaux olistolitiques, l'un au Domérien, l'autre au Bajocien. La tectonique alpine tertiaire n'a joué qu'un rôle accessoire dans la mise en place du Houiller au sein des séries mésozoïques;

- **les affleurements est** (Barles) paraissent sous la voûte anticlinale des quartzites scythiens, l'ensemble supportant des écaïlles parautochtones de Trias moyen et la nappe épiglyptique de Digne. La position structurale du Carbonifère de Barles est le résultat des différentes phases tectoniques alpines du Tertiaire.

Les pointements carbonifères du secteur ouest n'ont pas permis une **étude sédimentologique** approfondie. Seul le Houiller des Moulières est daté du Stéphanien moyen. Cet âge est à rapprocher de celui de Barles : Stéphanien B, limite du Stéphanien C. A l'affleurement, l'observation des faciès, des coupes, des figures sédimentaires et de l'organisation séquentielle de dépôts, permet de reconnaître des paléoenvironnements continentaux variés : fluviaux (canaux méandrisants, distributaires mineurs), palustres à palu-lacustres.

En sondage se retrouvent les mêmes dépôts qu'en surface; l'étude séquentielle de la série conduit à envisager le comblement d'un bassin lacustre.

Le Carbonifère de Barles et celui des différents lambeaux situés à l'Ouest présentent de grandes similitudes et se caractérisent par l'absence de dépôts grossiers conglomératiques. A l'Ouest, le milieu serait inondé de façon plus durable qu'à Barles où l'on remarque de nombreux dépôts de plaine d'inondation colonisés par des végétaux arborescents.

Tant à l'Est qu'à l'Ouest la reconstitution des paléoenvironnements caractérise une aire de dépôt vaste, loin des reliefs. Les divers affleurements sont probablement les témoins d'un **bassin unique** : à l'échelle du Sud-Est de la France, la comparaison s'impose avec le vaste bassin des Cévennes. Il est donc possible d'envisager, pour le Houiller subalpin, un prolongement du bassin sous la couverture secondaire, en particulier à l'Ouest de la faille d'Aix en Provence, dans le domaine du bassin dauphinois, zone moins tectonisée qu'à l'Est de l'accident mais où la couverture mésozoïque présente une épaisseur importante.

Mots clefs :

Chaînes subalpines méridionales, olistolites, *rifting* téthysien, faille d'Aix en Provence, tectonique alpine, Stéphanien, bassin houiller, paléoenvironnements continentaux, Alpes de Haute Provence (Sud-Est de la France).